



HAL
open science

Étude du cycle de l'eau en Afrique sahélienne : Approche multidisciplinaire et apport de la gravimétrie terrestre et spatiale

Julia Pfeffer

► **To cite this version:**

Julia Pfeffer. Étude du cycle de l'eau en Afrique sahélienne: Approche multidisciplinaire et apport de la gravimétrie terrestre et spatiale. Hydrologie. Université de Strasbourg, 2011. Français. NNT: . tel-00665117

HAL Id: tel-00665117

<https://theses.hal.science/tel-00665117v1>

Submitted on 1 Feb 2012

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

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

Thèse de doctorat
présentée à l'Université de Strasbourg

par Julia Pfeffer

en vue de l'obtention du titre de
Docteur de l'Université de Strasbourg
Spécialité : Sciences de la Terre

Etude du cycle de l'eau en Afrique sahélienne :
Approche multidisciplinaire et apport de la
gravimétrie terrestre et spatiale

Thèse dirigée par Jacques Hinderer
préparée à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg
au sein de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre

Soutenue publiquement, le 30 septembre 2011, devant le jury composé de:

Guillaume Favreau	Examineur
Nicolas Florsch	Rapporteur externe
Pierre Genthon	Examineur
Jacques Hinderer	Directeur de thèse
Hervé Jourde	Rapporteur externe
Frédéric Masson	Rapporteur interne

Remerciements

Le parcours d'une thèse m'a souvent fait penser à un voyage initiatique dont je tiens à remercier toute l'équipée. Le rôle du mentor revient à Jacques Hinderer, qui m'a donné l'opportunité de commencer cette aventure de longue haleine. Je le remercie chaleureusement pour la confiance qu'il m'a accordée, ainsi que pour ses encouragements et ses conseils m'ayant guidé au travers des dédales de la géodésie. Ce travail n'aurait été possible sans l'encadrement discret mais constant de Guillaume Favreau. Sa connaissance des différents visages de l'Afrique sahélienne m'ont été d'une aide précieuse pendant ces trois années de thèse.

Je tiens également à remercier Marie Boucher pour son écoute attentive de la résonance des protons. Un grand merci à Bernard Cappelaere dont les avis éclairés ont su guidé mes pas d'hydrologue débutante. Je remercie également sincèrement Cédric Champollion pour m'avoir redonné foi en la microgravimétrie. Je n'oublie pas Jean-Paul Boy et Caroline de Linage, dont les yeux exercés savent observer les mouvements de la Terre depuis l'espace. Merci également à Jérôme Demarty, Natalie Benarrosh et à tous les intervenants impliqués dans la mise en place et le maintien de l'observatoire AMMA-CATCH Niger.

J'adresse mes sincères remerciements aux rapporteurs de cette thèse Hervé Jourde, Nicolas Florsch et Frédéric Masson pour leurs lectures critiques et constructives. Merci à Pierre Genthon d'avoir pris le temps de venir à ma soutenance.

Cette formidable expérience n'aurait été possible sans les bras, les têtes et les jambes de nombreux compagnons de terrain: Bernard, Nicolas, Martha, Sébastien, Monique, Maxime, Olivier, merci d'avoir porté ces gravimètres en des coins reculés de l'Afrique de l'Ouest. Merci également à Yahaya Nazoumou et à tous les étudiants de l'université de Niamey venus nous soutenir sur le terrain. Merci à Thibaud pour avoir sillonné la mare et les ravines de Wankama avec son attirail de géomètre. Merci à Bodo pour sa conduite de pilote. Je ne saurais assez remercier les habitants du village de Wankama pour leur accueil. Je tiens également à remercier tout le personnel de la représentation IRD Niger pour leur aide irremplaçable sur place qui a rendu ce travail possible.

Puis viennent les coéquipiers de ce voyage: une troupe de docteurs apprentis ou confirmés, ingénieurs, étudiants, secrétaires, maîtres de conférences, professeurs et que sais-je encore. Merci à toute l'équipe de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg pour avoir rendu ce

travail possible. Je tiens particulièrement à remercier l'équipe de dynamique globale pour le cadre de travail agréable qu'ils ont su instauré et savent si bien partager. Merci aux gestionnaires et secrétaires souvent mises à contribution lors des nombreuses missions effectuées au cours de cette thèse. J'adresse également une foule de remerciements aux ex ou futurs géodocuments: Anthony, Basile, Pierre, Juliens, Yasser, Elise, Aurore, Chloé, Zac, Romy, Marco, Sheldon, Vincent, Paul, Olivier, J-R, Alex, Mélanie, Julie, Anke, Marie-Laure, Alexandre, Manu, Anne-Sophie, Edouard, Etienne, Florian, BEP, Joachim, Suzon, Jérémie, Francis, et Florence, merci pour tous les rires partagés.

Merci enfin aux amis et aux amis de mes amis, qui sont devenus mes amis. Je me risque aux remerciements nominatifs, pardonnez moi si je vous oublie! Manon, Indrah, Damien, PEF, Nico, Marie, Xavier, Léo, Gab, Sarah, Jean, Marion, Steph, Lise, Geo, Marie, Aline et Christine, merci pour tous les moments de détente et de gaité qui émaillent parfois ces pages. Merci aux marteaux killers pour m'avoir rappelé le bonheur de courir après un ballon. Un grand merci à Sido, Yanshe et à mes compagnons de danse pour avoir rythmé mes lundi soirs du son d'un djembé. Merci à ma famille pour m'avoir soutenue pendant toutes ces années. Je pense en particulier à mes parents et à mes sœurs qui m'ont permis de vivre cette aventure aussi sereinement que possible. Merci à J-B et David d'avoir pensé à moi le jour de ma soutenance. Merci à Charlie pour ses sourires d'ange. Merci à Benoît pour son soutien, sa patience et son affection. Et enfin, je tiens à remercier de tout cœur toutes les personnes que j'ai rencontrées et oubliées par mégarde, mais qui ont contribué à faire de moi ce que je suis devenue aujourd'hui: une chercheuse débutante.

Résumé

Au regard de la variabilité climatique et des activités humaines, un intérêt croissant a été porté au cours des dernières décennies à l'observation des ressources en eau, leur évolution et leur quantification. Les méthodes géodésiques examinent la forme de la Terre et son champ de gravité. Elles sont sensibles à la redistribution des masses d'eau à la surface terrestre, à des échelles spatiales variant de la parcelle au continent et s'avèrent de ce fait être des outils de choix pour suivre la variabilité des ressources en eau. Dans le cadre des projets AMMA¹ et GHYRAF², une série d'actions en gravimétrie, géodésie, géophysique, et hydrologie a été orchestrée sur un site pilote situé au sud-ouest du Niger, à 70 km de sa capitale Niamey. L'influence de la mousson ouest africaine sur le champ de pesanteur est étudiée à l'échelle locale par des mesures in - situ et, à l'échelle continentale, par des mesures satellitaires. Le signal gravimétrique observé est interprété en terme de variabilité hydrologique, afin d'accéder aux paramètres hydrogéologiques locaux comme la porosité de drainage de l'aquifère. Les incertitudes liées à la présence d'eau dans les premiers mètres de sol sont évaluées à l'aide de mesures d'humidité in-situ. Les valeurs de porosité estimées par gravimétrie sont comparées aux valeurs estimées par résonance magnétique protonique, illustrant la cohérence de ces deux méthodes géophysiques de sensibilités différentes (résolution spatiale et temporelle, objet imagé). L'hétérogénéité spatiale des stocks d'eau est appréhendée, à l'échelle du bassin versant (~2.5 km²), par une saison de mesures intensives de microgravimétrie. Des variations dynamiques de la gravité de faible à moyenne amplitude ($\leq 220 \text{ nm s}^{-2}$) sont détectées et analysées avec minutie afin de mieux évaluer la variabilité intrasaisonnière des différents réservoirs hydriques en présence. L'hétérogénéité de stockage dans la zone vadose apparaît comme la source principale de variabilité spatiale du signal gravimétrique à l'échelle locale (< 1 km).

¹ Analyse Multidisciplinaire de la Mouson Africaine

² Gravimétrie et Hydrologie en Afrique

Abstract

Towards climate variability and human activities, recent advances in water resources observation, quantification and prediction have led to a growing interest in the geophysical community. Geodetic techniques allow measuring the shape and the gravity field of the Earth. These measurements are sensitive to the water mass distribution at the Earth's surface over a wide range of time and space scales. Such techniques may thus provide valuable information about continental water storage changes. In the framework of the AMMA¹ and GHYRAF² projects, a bunch of actions have been set up in gravimetry, geodesy, geophysics and hydrology on a pilot site located in south-west Niger, at 70 km of the city of Niamey. The seasonal water cycle, in link with the West African monsoon, is studied at local scale by *in situ* measurements and at continental scale by satellite data. The observed gravity signal is analysed to retrieve local hydrogeological parameters, such as the drainage porosity. The uncertainties due to the presence of water in the first meters of soil are evaluated with *in situ* measurements. Porosity values estimated by gravimetry are compared to values of the aquifer water content derived from magnetic resonance soundings. The good agreement between these two independent geophysical methods, displaying different sensitivity as well as spatial and temporal resolutions, shows their potential to constrain local hydrogeological parameters. The spatial heterogeneity of the water storage is investigated at the small catchment scale ($\sim 2.5 \text{ km}^2$) by an intensive microgravity field campaign. Dynamic variations of the gravity are measured with small to medium amplitudes ($\leq 220 \text{ nm s}^{-2}$) and carefully analysed to evaluate the intraseasonal variability of the water storage. The heterogeneity of the water storage in the vadose zone appears as the main reason for the spatial variability of the gravimetric signal at local scale ($<1 \text{ km}$).

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	iii
Abstract	v
Tables des matières	vii
Liste des acronymes	xi
Liste des figures	xii
Liste des tableaux	xx
1. Introduction générale	1
2. Le milieu sahélien	7
2.1. Géographie	8
2.2. Population	8
2.3. Climat	11
2.3.1. Caractéristiques principales de la zone d'étude	11
2.3.2. Circulation générale de la mousson ouest africaine	11
2.3.3. Variabilité interannuelle	12
2.3.4. Tendances récentes	13
2.4. Géomorphologie	14
2.5. Pédologie	15
2.6. Végétation	16
2.7. Hydrologie	17
2.7.1. Hydrologie de bassin: processus principaux	17
2.7.2. Ecoulements de surface	18
2.7.3. Processus hydrologiques dans la zone non saturée	19
2.7.4. Recharge de la nappe	20
2.8. Géologie	22
2.9. Hydrogéologie	24
2.9.1. La nappe phréatique	24
2.9.2. Les nappes captives	25
2.10. Description du site de mesure expérimental	25
2.10.1. Le village de Wankama	25
2.10.2. Le site instrumental de Wankama	27
2.10.3. Le bassin versant de Wankama	27
2.11. Synthèse du chapitre	29

3. Les méthodes d'observations	33
3.1. Géodésie	34
3.1.1. Mesures terrestres de la gravité	35
3.1.1.1. Le gravimètre absolu FG5	36
3.1.1.2. Le gravimètre relatif CG5	37
3.1.1.3. Corrections des effets géophysiques	38
3.1.2. Mesures spatiales de la gravité : les satellites GRACE	40
3.1.3. Mesures de positionnement	42
3.1.3.1. GPS	42
3.1.3.2. GPS différentiel	42
3.2. Hydrologie	43
3.2.1. Mesures terrestres	43
3.2.1.1. Pluviométrie	43
3.2.1.2. Flux atmosphériques	43
3.2.1.3. Humidité du sol	44
3.2.1.4. Limnimétrie	45
3.2.1.5. Piézométrie	45
3.2.2. Modèles hydrologiques globaux	46
3.2.2.1. Les modèles GLDAS	46
3.2.2.2. Les modèles ECMWF	46
3.3. La résonance magnétique protonique : une méthode géophysique de subsurface	47
3.4. Synthèse	49
4. Effets de la redistribution des masses d'eau sur la gravité	51
4.1. Action des masses d'eau sur la gravité	52
4.1.1. Définition de la gravité	52
4.1.2. Actions des masses d'eau	53
4.1.2.1. Attraction newtonienne	53
4.1.2.2. Surcharge élastique	53
4.1.2.3. Echelles spatiales associées aux variations de gravité	54
4.2. Influences hydrologiques à l'échelle locale	56
4.2.1. Calcul de l'attraction newtonienne	56
4.2.1.1. Effet d'un plateau infini de Bouguer	57
4.2.1.2. Charge hydrologique à dimension finie	57

4.2.2. Modélisation du signal gravimétrique associé aux variations des réservoirs hydrologiques locaux	58
4.2.2.1. Modélisation de la mare temporaire	59
4.2.2.2. Modélisation de la nappe	60
4.2.2.3. Modélisation de la zone non saturée superficielle	61
4.2.3. Artefacts liés au site d'instrumentation	64
4.2.3.1. Effet « parapluie »	64
4.2.3.2. Enfouissement du pilier de mesure	67
4.2.4. Poroélasticité	68
4.2.5. Synthèse des contributions hydrologiques locales	70
4.3. Influences hydrologiques à l'échelle continentale	72
4.3.1. Théorie associée au calcul des déformations terrestres	72
4.3.2. Calcul de la contribution hydrologique globale	74
4.3.2.1. A partir de modèles globaux	74
4.3.2.2. A partir des données satellitaires issues de la mission GRACE ..	75
4.3.2.3. Décomposition du signal gravimétrique pour le site de Wankama	77
4.4. Conclusion du chapitre	79
5. Fusion de données hydrogéophysiques	81
5.1. Enjeux scientifiques	82
5.2. Article de recherche: « Local and global hydrological contributions to time-variable gravity in Southwest Niger »	83
5.3. Pour aller plus loin	96
5.3.1. La gravimétrie : une méthode intégrant les signaux hydrologiques à diverses échelles spatiales	96
5.3.2. Comparaison de la gravimétrie à la résonance magnétique protonique	98
5.3.2.1. Différences de sensibilité face aux variations spatiales et temporelles du contenu en eau du sous-sol	98
5.3.2.2. Les différentes porosités d'un aquifère	100
5.3.3. Comparaison de mesures gravimétriques et hydrologiques sur 2 cycles annuels	105
5.3.4. Synthèse	110

6. Densification des mesures sur une saison des pluies	113
6.1. Enjeux scientifiques	114
6.2. Matériel & Méthodes	115
6.2.1. Réseau instrumental	115
6.2.1.1. Microgravimétrie	115
6.2.1.2. Gravimétrie absolue	116
6.2.1.3. Mesures hydrodynamiques	116
6.2.1.4. GPS	116
6.2.2. Protocole de mesure microgravimétrique	117
6.2.3. Traitement des données	118
6.2.3.1. Correction des effets géophysiques	118
6.2.3.2. Sélection des mesures	119
6.2.3.3. Calibration	119
6.2.3.4. Compensation de la dérive instrumentale	121
6.2.4. Expression des variations spatiales et temporelles de la gravité	123
6.3. Résultats	125
6.3.1. Erreurs instrumentales	125
6.3.2. Séries temporelles des variations de la gravité	128
6.3.3. Cartes des variations dynamiques de la gravité	133
6.4. Interprétation	136
6.4.1. Contribution de la mare	138
6.4.2. Contribution de la nappe	140
6.4.3. Contribution de la zone non saturée	143
6.5. Conclusion du chapitre	150
7. Conclusion générale	153
ANNEXE A : Cahier de terrain de la campagne de microgravimétrie	161
ANNEXE B : Comparaison des stations « plateau » et « référence »	189
Bibliographie	193

Liste des acronymes

AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AMMA – CATCH	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
CNES/GRGS	Centre National d'Etudes Spatiales/Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale
CSR	Center for Space Research
CT	Continental Terminal
DGPS	Differential Global Positioning System
ECMWF	European Centre for Medium – Range Weather Forecasts
FIT	Front de convergence Intertropical
GFZ	GeoForschungsZentrum
GHYRAF	Gravité et Hydrologie en Afrique
GLDAS	Global Land Data Assimilation Systems
GOCE	Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery And Climate Experiment
GRGS	Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale
GSFC	Goddard Space Flight Center
HAPEX	Hydrology and Atmospheric Pilot Experiment
INSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar
ITCZ	Intertropical Convergence Zone/ Zone de Convergence Intertropicale
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MRS	Magnetic Resonance Sounding
PNUD	Programme des Nations Unies pour le Développement
PREM	Preliminary Reference Earth Model
RMP	Résonance Magnétique Protonique
SEDAC	Socioeconomic Data and Applications Center
SNREI	Sphérique Non-Rotatif Elastique Isotrope
TDEM	Time-Domain Electromagnetism

Liste des figures

2.1 Carte du Sahel. Le site d'étude principal est le bassin versant de Wankama, situé au sein du degré carré de Niamey (observatoire AMMA-CATCH Niger). Les isohyètes ont été calculées pour la période 1951–1989, d'après l'Hôte & Mahé, 1996. (Modifié à partir de Massuel, 2005).....	9
2.2 Répartition de la population en Afrique de l'ouest (2000). (D'après le site du SEDAC de l'université Columbia; http://sedac.ciesin.columbia.edu/gpw/)	10
2.3 Circulation atmosphérique générale en Afrique de l'Ouest en saison sèche et saison humide (d'après Massuel, 2005).....	12
2.4 Anomalies des précipitations au Sahel (boîte de 10 à 20 °N, et 10°E à 20 °W) calculées par rapport à la moyenne climatologique sur la période 1900 – 2010 pour les mois du juin à octobre (données de l'agence NOAA; http://jisao.washington.edu/data/sahel/). Une anomalie négative indique que les apports pluvieux ont été déficitaires par rapport à la période 1900 – 2010, et vive versa pour un apport positif.....	13
2.5 Anomalies des précipitations calculées de 1950 à 2007 pour trois boîtes sahéliennes, montrant une variabilité interannuelle des précipitations plus forte en se déplaçant vers l'est et des conditions persistantes de sécheresse à l'ouest (d'après Lebel & Ali, 2009).....	14
2.6 Bloc diagramme illustrant les principales caractéristiques du paysage sahélien du Sud-ouest nigérien (d'après Massuel, 2005; modifié par Leblanc et al., 2008).....	15
2.7 Exemple des principaux types de végétation rencontrés au sud-ouest du Niger: (a) brousse tigrée, (b) jeune (~ 5 ans) jachère à <i>Guiera Senegalensis</i> , (c) jachère ancienne (~ 20 ans) à <i>Guiera Senegalensis</i> , (d) champ de mil. Les différentes photographies ont été prises pendant la saison des pluies. (D'après Cappelaere et al., 2009).....	16
2.8 Toposéquence typique et processus hydrologiques associés (d'après Peugeot et al., 2003).....	18
2.9 Evolution de l'occupation des sols (brousse tigrée, champs de mil, surfaces dégradées) et du réseau de drainage (mares et ravines) de 1950 à 2005. Les photographies aériennes de Nov. 1950, Mar. 1975 et Nov. 1992 ont été mises à disposition par l'IGNN, Niger. La photographie du 20 mai 2005 est une	

image SPOT de haute résolution : copyright 2008 CNES, Distribution Spot Image Corp.,USA, tous droits réservés. (D'après Favreau et al., 2009).....	21
2.10 Géologie générale de l'Afrique de l'Ouest (d'après Konaté et al., 2003, modifié dans Massuel, 2005)	22
2.11 Coupe géologique schématique Est - Ouest à 13° 40" N dans le degré carré de Niamey (d'après Monfort, inédit, modifié dans Massuel, 2005)	23
2.12 Site instrumental de Wankama. a) Position du site en Afrique de l'Ouest. La bande sahélienne est représentée par une zone grisée entre les isohyètes moyennes annuelles de 200 et 700 mm calculées sur la période 1951-1989. b) Site instrumental. Les principales structures géomorphologiques sont soulignées par des traits colorés. L'image de fond est une image SPOT de haute résolution, prise le 23 octobre 2007 (Google Earth). c) Agrandissement ($\times 4$) du réseau de mesure aval. La photographie aérienne de fond a été prise au moyen d'un Pixy © par J. L. Rajot, IRD, le 14 octobre 2008 : à cette date le niveau d'eau dans la mare était de 1.15 m au point de mesure limnimétrique.	26
2.13 Coupe topographique du kori, montrant les trois mares de Wankama (d'après Peugeot et al. 2003)	28
2.14 Cartographie des types de surfaces couvrant le bassin versant de Wankama de 1950 à 1992 (d'après Séguis et al., 2004)	28
3.1 Evolution de la précision des systèmes d'observations gravimétriques au cours du temps (d'après Torge, 1989, modifié dans Niebauer, 2007). Nous pouvons mentionner qu'il existe également des gravimètres supraconducteurs, capables d'acquérir en continu des séries de mesures gravimétriques de haute précision (10^{-10} à 10^{-11} g). Nous rappelons qu'1 mGal vaut 10^{-5} m s ⁻² ou environ 10^{-6} g	35
3.2 Schéma de fonctionnement du gravimètre absolu de type FG5 (d'après Niebauer 2007, modifié dans Jacob, 2009b)	36
3.3 Schéma de fonctionnement d'un gravimètre relatif de type Scintrex Autograv CG5 , montrant les corrections appliquées et les constantes associées (d'après Jacob, 2009b).....	38
3.4 Variations de gravité dues à la marée océanique, à la surcharge océanique, aux variations de pression atmosphérique et au mouvement du pôle durant la période de mousson 2009 à Wankama.	40
3.5 Mission spatiale GRACE. a) Configuration de vol (© The University of Texas Center for Space Research). b) Variation de la distance inter-satellitaire lors du survol de l'Himalaya (d'après Reigber et al., 2005). c) Distribution des stocks	

d'eau continentaux en septembre 2006 estimée d'après les solutions GRACE du GFZ filtrées à 400 km (d'après Frappart et al., 2011)	41
3.6 Schéma d'une sonde à neutron (AIEA, 2003)	44
3.7 Séquences observées lors de mesures de résonance magnétique (d'après Legchenko, 2002)	48
4.1 Force gravitationnelle, force centrifuge et force de pesanteur	52
4.2 Amplitude maximale du déplacement vertical de la croûte prédit d'après les variations de stock d'eau continental estimées pour la période de 1994 à 1998 (d'après Van Dam et al. 2001)	54
4.3 Prisme rectangulaire	56
4.4 Variation de la gravité due à un disque d'eau d'1m d'épaisseur et de rayon croissant situé à différentes profondeurs. La variation de gravité est normalisée par l'effet d'un plateau infini d'1m d'épaisseur (420 nm s^{-2}).....	58
4.5 Coupe hydrogéologique schématique du site de mesure. Le terme FG5 est employé pour désigner le gravimètre absolu (modifié d'après Boucher et al., 2011).....	59
4.6 Variations de gravité modélisées pour le remplissage maximal de la mare observé sur les deux années de mesures limnimétriques (mai 2008 - mai 2010). Le rond et les carrés blancs indiquent la position des stations de mesures gravimétriques absolue et relatives. Les variations de gravité en dehors de la surface de l'eau sont inférieures à 15 nm s^{-2} , et diminuent rapidement en s'éloignant des rives de la mare.....	60
4.7 Mesures du battement de la nappe et variations gravimétriques modélisées au point FG5. Le terme FG5 est employé pour désigner le gravimètre absolu.....	61
4.8 Variations du contenu en eau du sol θ (%) estimées par les sondes capacitatives placées à 0.1, 1 et 2.5 m sous la surface du sol aux stations de flux. Les mesures réalisées à 0.5, 1.5 et 2 m ne sont pas représentées sur ce graphique, mais peuvent facilement être interpolées à partir des mesures présentées	62
4.9 Mesures des variations du stock d'eau du sol entre 0 et 3m et variations gravimétriques modélisées aux stations mil et jachère. Les mesures d'humidité manquantes ont été interpolées linéairement pour le calcul des variations de gravité associées.....	63
4.10 Réduction du signal gravimétrique due à la présence d'un pilier de mesure. La réduction du signal gravimétrique est exprimée en pourcentage de l'effet de plateau. Le terme FG5 désigne le gravimètre absolu de type FG5 et le	

terme CG5 le gravimètre relatif de type CG5.	65
4.11 Effet de la case de mesure sur le signal gravimétrique enregistré. a) Photographie de la case gravimétrique aval (juillet 2008). b) Vue schématique de la case gravimétrique. c) Diminution du signal gravimétrique liée à la présence de la case pour une lame d'eau d'épaisseur croissante. Nous supposons qu'il n'y a pas de variation d'humidité sous la case (création d'un masque de 3 m de diamètre et d'épaisseur croissante). La réduction du signal gravimétrique est exprimée en pourcentage de l'effet de plateau. Le terme FG5 désigne le gravimètre absolu de type FG5 et le terme CG5 le gravimètre relatif de type CG5. .	66
4.12 Valeurs modélisées pour le déplacement vertical du pilier (communication A. Spickermann)	67
4.13 Comparaison des variations de gravité mesurées et modélisées pour le site de Bagara (Diffa, Niger). Les variations de gravité modélisées sont calculées à partir des variations du niveau de la nappe enregistrées par piézométrie, pour une porosité de drainage de 20 %. Le modèle indiqué en pointillé bleu tient compte du gonflement de la couche d'argile lors de sa saturation (d'après Hector, 2010a)	69
4.14 Déplacement vertical estimé à la station à proximité de la mare temporaire par GPS différentiel (données traitées et communiquées par C. Champollion, Géosciences Montpellier)	70
4.15 Coupe schématique du site de mesure présentant les niveaux d'eau modélisés dans la mare, la zone non saturée et la nappe à la fin de la saison sèche et à la fin de la saison des pluies. La teneur en eau du sol θ est inconnue au niveau du site de mesure, ainsi que la porosité de drainage S_y dans la zone de fluctuation de l'aquifère. Le terme FG5 désigne le gravimètre absolu, et P0, P1, P2 et P3 les 4 piézomètres. La mare est vide à la fin de la saison sèche.	71
4.16 Amplitude (haut) et phase (bas) des variations de hauteur d'eau équivalente annuelles. Les solutions libres du CSR, GSFC et GFZ ont été filtrées en utilisant un filtre Gaussien de 350 km de rayon (d'après Boy et al., 2010).	76
4.17 Variations de la gravité dues aux variations des stocks d'eau continentaux estimées pour le site de Wankama. Les contributions totales, locales et globales sont estimées à partir de différents outils satellitaires: les solutions GRACE du GRGS, le modèle hydrologique GLDAS/NOAH et deux modèles ECMWF (le modèle opérationnel, et le modèle ERA couvrant une période de temps plus large). Les échelles associées aux variations de gravité varient d'une sous-figure à l'autre.	78

5.1 Échelles spatiales et temporelles associées à différents processus hydrologiques (modifié d'après Blöschl et Sivapalan, 1995)	97
5.2 Cartographie de la teneur en eau RMP , déterminée à partir de 12 sondages complémentaires effectués en février 2010 (d'après une communication personnelle de M. Boucher)	100
5.3 Structure d'une couche d'eau liée au contact d'une particule solide (Boucher, 2007). La distance fixée arbitrairement à 0.5 μm peut varier d'un milieu à un autre. Elle correspond à la distance à partir de laquelle les forces d'attraction moléculaires deviennent négligeables et permettent à l'eau de circuler.....	101
5.4 Estimations des porosités de l'aquifère Continental Terminal par différentes méthodes géophysiques (modifié d'après Boucher et al. 2009a) ...	102
5.5 Propriétés des mesures de gravimétrie absolues et de RMP pour la caractérisation des stocks d'eau souterrains. Les chiffres indiqués sont uniquement donnés à titre d'ordre de grandeur. Nous rappelons que les termes MRS (Magnetic Resonance Sounding), Sy (specific yield) et ne (effective porosity) sont les traductions anglophones des termes RMP (Résonance Magnétique Protonique), Φ_d (porosité de drainage) et Φ_e (porosité cinématique)	104
5.6 Observations des variations temporelles des stocks d'eau locaux sur deux cycles annuels. Les traits tiretés verticaux correspondent aux dates de mesure de gravimétrie absolue. Les valeurs des mesures hydrologiques réalisées manuellement sont indiquées par des figurés carrés. a) Variations du niveau d'eau dans la mare associées à la pluviométrie journalière mesurée à la station située sur le plateau. b) Variations des stocks d'eau dans les 3 premiers mètres du sol estimées à partir de mesures par sondes capacitives aux stations mil et jachère. c) Variations du niveau de la nappe aux 4 piézomètres exprimées en m par rapport à l'altitude du capteur de gravimétrie absolue.....	106
5.7 Comparaison des modèles et mesures des variations de gravité dues aux variations des stocks d'eau à Wankama. Le modèle indiqué dans la figure (a) tient uniquement compte des variations du niveau de la nappe, alors que celui indiqué dans la figure (b) inclut également des variations du contenu en eau du sol selon les mesures réalisées au site de jachère. La porosité de drainage de l'aquifère est désignée par Sy. Les mesures de gravimétrie absolue sont indiquées en noir lorsqu'elles ne sont pas corrigées des effets hydrologiques de grande longueur d'onde et en rouge lorsqu'elles sont corrigées de ces effets à partir des solutions GRACE du GRGS. Pour des raisons de visibilité, les valeurs de	

gravimétrie absolue non corrigées ont été légèrement décalées dans le temps (- 4 jours). Les mesures de piézométrie et d'humidité du sol ne sont plus disponibles à partir de mai 2010.	108
6.1 Exemple de sélection d'une boucle de mesures. Les mesures rejetées de la station 1 sont rayées en rouge, les mesures sélectionnées des stations 2 et 3 sont entourées d'un rectangle vert, la station 4 est rejetée de la boucle et les mesures des stations 5 et 1 sont conservées telles quelles.	120
6.2 Corrélation des variations de gravité avec les variations de température interne. Chaque point représente une mesure de 60 s réalisée à une station donnée et un temps donné. L'ensemble des mesures réalisées sur les stations aval pendant la campagne de mesure est représenté.	122
6.3 Comparaison des variations de gravité pour deux traitements différents: en noir deux valeurs de la gravité sont estimées par campagne lorsqu'il a plu entre les mesures, en rouge une seule valeur de la gravité est estimée par campagne de mesure.	123
6.4 Variations spatiales de la gravité par rapport à la station de référence. ...	124
6.5 Incertitude sur les mesures et rapport signal sur bruit. a) Erreurs moyennes calculées par station sur l'ensemble de la campagne. b) Rapport de l'amplitude maximale du signal gravimétrique mesuré sur l'incertitude moyenne indiquée en a).	127
6.6 Doubles différences de la gravité aux stations 2, 5, 4 et 5. Les valeurs sont normalisées par rapport à la moyenne des différences de gravité à la station donnée par rapport à la station de référence. De la sorte la même échelle de valeurs centrée sur 0 peut être conservée pour toutes les stations.	129
6.7 Doubles différences de la gravité aux stations 6, 7, 8 et 9. Les valeurs sont normalisées par rapport à la moyenne des différences de gravité à la station donnée par rapport à la station de référence. De la sorte la même échelle de valeurs centrée sur 0 peut être conservée pour toutes les stations.	130
6.8 Doubles différences de la gravité aux stations 10, 11, 12 et 13. Les valeurs sont normalisées par rapport à la moyenne des différences de gravité à la station donnée par rapport à la station de référence. De la sorte la même échelle de valeurs centrée sur 0 peut être conservée pour toutes les stations.	131
6.9 Doubles différences de la gravité aux stations 14, 15 et 16. Les valeurs sont normalisées par rapport à la moyenne des différences de gravité à la station donnée par rapport à la station de référence. De la sorte la même échelle de valeurs centrée sur 0 peut être conservée pour les stations 14 et 15.	132

6.10 Cartes hebdomadaires des doubles différences de gravité. Des valeurs positives indiquent que les variations temporelles de la gravité à la station considérée sont plus fortes qu'à la station de référence. Les disques de grand et petit rayon sont les stations pour lesquelles l'incertitude sur les doubles différences est inférieure à 50 et 70 nm s⁻² respectivement. Les lignes de contour ont été calculées tous les 20 nm s⁻² en utilisant une interpolation cubique. Les indentations sur les côtés des sous-figures représentent un pas de 50 m. 134

6.11 Cartes hebdomadaires des écarts par rapport à la moyenne des doubles différences de gravité. Des valeurs positives indiquent que les variations temporelles de la gravité à la station considérée sont plus fortes que la variation moyenne sur les 10 stations aval ($\langle \Delta_t G \rangle$). Les disques de grand et petit rayon sont les stations pour lesquelles l'incertitude sur l'écart par rapport à la moyenne des doubles différences est inférieure à 50 et 70 nm s⁻² respectivement. Les lignes de contour ont été calculées tous les 20 nm s⁻² en utilisant une interpolation cubique. Les indentations sur les côtés des sous-figures représentent un pas de 50 m. 135

6.12 Mesures hydrodynamiques durant la saison des pluies 2009. Les périodes de mesure sont indiquées par des bandes grisées. Le numéro de campagne est indiqué dans la figure b. a) Coupe du profil piézométrique indiquant les niveaux d'eau dans la mare et la nappe au début de la mission microgravimétrique et lors de la crue maximale de la nappe. Les stations microgravimétriques sont indiquées par des triangles rouges et les piézomètres par des tubages. Les stations P1, P2 et P3 sont localisées avec les stations microgravimétriques 3, 2 et 12. b) Variations temporelles du niveau d'eau dans la mare et précipitations journalières à la station Veg. Deg. Les carrés représentent les lectures directes du niveau d'eau dans la mare. c) Variations temporelles des stocks d'eau du sol (0–3 m) aux stations mil et jachère. d) Variations temporelles du niveau de la nappe enregistrées aux 4 piézomètres. Le niveau d'eau indiqué correspond à la profondeur de la nappe par rapport à l'altitude de la station de référence. 136

6.13 Comparaison des doubles différences de gravité mesurées et modélisées à la station mare, selon deux modèles différents prenant en compte uniquement les variations du niveau d'eau dans la mare (bleu) ou également les fluctuations de la nappe (noir). Le numéro X de chaque campagne est indiqué par SX, à côté de chaque mesure. La barre d'erreur est égale à 10 nm s⁻² pour les campagnes 4 et 9. 138

6.14 Valeurs modélisées des variations de gravité dues à une augmentation du niveau d'eau de 3 m dans la mare. Les stations microgravimétriques sont représentées par des carrés blancs. La surface couverte par l'eau de la mare est indiquée par un masque blanc. Les indentations présentes sur les côtés de la figure ont été placées tous les 50 m.	139
6.15 Représentations spatiales de deux modèles d'aquifère (a) à porosité constante ou (b) admettant des hétérogénéités de porosité. Les rives de la mare atteintes en septembre 2008 sont représentées en blanc	140
6.16 Variations temporelles des doubles différences de gravité dues aux battements de la nappe selon a) un modèle à porosité constante ($S_y = 6\%$) et b) un modèle admettant des hétérogénéités de porosité ($S_y =$ teneur en eau RMP). Les périodes des campagnes de mesure microgravimétriques sont indiquées par les bandes grises numérotées	141
6.17 Contribution modélisée de la fluctuation de la nappe au signal gravimétrique mesuré. Les amplitudes maximales sont indiquées pour les signaux gravimétriques modélisés et mesurés.	142
6.17 Comptages relatifs de neutrons thermiques durant la saison des pluies en 2009. Nous rappelons que le comptage relatif est le comptage de neutrons thermiques par rapport au comptage standard réalisé dans l'eau (Chapitre 3). Plus le comptage relatif est élevé plus le nombre de molécules d'eau présent dans le volume de sol examiné est grand. Ces comptages ne sont pas calibrés, et ne peuvent être utilisés de façon quantitative.	143
6.18 Cartes hebdomadaires des écarts de stockage par rapport à la moyenne dans la zone vadose. La différence de stockage moyenne entre les 10 stations du réseau aval et la station de référence est indiquée pour chaque campagne par rapport à la campagne 1 ($\langle \Delta_t He \rangle$). Les variations de hauteur d'eau sont calculées par conversion du signal gravimétrique corrigé des effets de la mare et de la nappe selon les modèles présentés dans les sections 6.4.1 & 6.4.2. La conversion est réalisée en utilisant l'approximation d'un plateau de Bouguer ($1\text{ m} = 420\text{ nm s}^{-2}$). Les disques de grand et petit rayon sont les stations pour lesquelles l'incertitude est inférieure à 100 et 200 mm respectivement. Les lignes de contour ont été calculées tous les 50 mm en utilisant une interpolation cubique. Les indentations sur les côtés des sous-figures représentent un pas de 50 m.	145
6.20 Evolution du stockage moyen aux stations aval par rapport à la station de référence. Les hauteurs d'eau équivalentes sont calculées par conversion des	

doubles différences de gravité grâce à l'approximation d'un plateau de Bouguer (1 m = 420 nm s ⁻²).....	146
6.21 Différence de stockage entre la station 12 et la station de référence.	
Les hauteurs d'eau équivalentes sont calculées par conversion des doubles différences de gravité grâce à l'approximation d'un plateau de Bouguer (1 m = 420 nm s ⁻²).....	147

Liste des tableaux

3.1 Classement des temps de relaxation en fonction de la granulométrie (d'après Schirov et al., 1991).....	48
3.2 Méthodes de mesures employées pour l'observation des stocks d'eau sahéliens	49
4. 1 Variations de gravité associées à différentes échelles spatiales (d'après Llubes et al. 2004).....	54
4.2 Paramètres des matériaux utilisés pour le sable et le béton (Von Soos, 2001).....	67
4.3 Calcul des variations de gravité totales, locales et globales dues aux variations de stock d'eau	77
5.1 Valeurs de la gravité mesurées à Wankama (nm s⁻²)	104
6. 1 Descriptif des boucles de microgravimétrie	116
6.2 Nombre de boucles sélectionnées par campagne	120

Chapitre 1

Introduction générale

L'Afrique sahélienne, désignée comme la zone de transition entre le désert saharien et la zone équatoriale pluvieuse du Golfe de Guinée, se caractérise par une variabilité spatiale et temporelle extrême des ressources en eau. Soumise aux influences de la mousson ouest africaine, la saison des pluies n'y excède pas quelques mois et sa pluviométrie est inférieure à 700 mm an⁻¹. Dans les années 1970 - 1980, un abaissement radical des précipitations a été observé dans toute l'Afrique de l'Ouest et a persisté jusqu'à la fin du vingtième siècle (Lebel and Ali, 2009). Cette sécheresse généralisée, associée à une importante croissance démographique, a considérablement accru la vulnérabilité de la population dans une région où l'agriculture est majoritairement pluviale et reste principalement à vocation vivrière. De façon étonnante, une hausse moyenne du niveau de la nappe est enregistrée dans la région de Niamey, au sud-ouest du Niger, en dépit de la persistance de la période sèche jusqu'au milieu des années 1990 (e.g. Favreau *et al.*, 2009). L'explication de ce paradoxe tient à la dégradation des surfaces due au déboisement et à la sécheresse, favorisant les processus de ruissellement alimentant des mares temporaires, qui rechargent les nappes (e.g. Leblanc *et al.*, 2008). Ce phénomène est un exemple des interactions complexes existant entre les réserves hydriques, le climat et la végétation. Comprendre, quantifier et, à terme, prévoir les variations des différentes composantes du cycle hydrologique sahélien, requiert de mener des études multidisciplinaires, basées sur des réseaux d'observation variés.

L'objectif de ce travail de thèse est d'améliorer la compréhension du cycle de l'eau en Afrique sahélienne en confrontant observables géodésiques et hydrologiques. Les méthodes géodésiques examinent la forme de la Terre et son champ de gravité; elles sont sensibles à la redistribution des masses d'eau à la surface terrestre à des échelles variant de la parcelle au continent. Localement, les variations des stocks d'eau agissent par attraction newtonienne et modifient de façon infime (de l'ordre de 10⁻⁹ à 10⁻⁶ g), mais mesurable, la gravité mesurée en surface (e.g. Montgomery, 1971; Lambert & Beaumont 1977; Bower & Courtier 1998; Kroner 2001). A l'échelle des continents, des variations de gravité supplémentaires sont occasionnées par la déformation élastique de la croûte terrestre sous le poids de l'eau (e.g. Farrell 1972; Merriam 1992; Llubes *et al.*, 2004; Longuevergne *et al.*, 2009). En plus de leur sensibilité à différentes échelles spatiales, les mesures gravimétriques contiennent une information hydrologique intégrée sur la verticale : elles réagissent aux variations des stocks d'eau sur toute la colonne de sol, de la surface aux aquifères (e.g. Jacob *et al.*, 2009a). Pour toutes ces raisons, les mesures gravimétriques s'avèrent être des outils de choix pour suivre la variabilité des ressources en eau.

Cette thèse a été initiée dans le cadre du projet GHYRAF (Gravité et Hydrologie en Afrique), visant à comparer modèles et observations multidisciplinaires (gravimétrie sol et spatiale, géodésie, hydrologie, météorologie) des réserves hydriques en Afrique de l'Ouest (Hinderer *et al.*, 2009). Grâce à ce programme, des mesures gravimétriques *in situ* ont été réalisées en trois sites pilotes situés au nord du Bénin (Djougou), ainsi qu'au sud-ouest (Wankama) et sud-est (Diffa) du Niger (Hinderer *et al.*, 2011). Des mesures étaient également planifiées à Tamanrasset, en Algérie, mais ont dû être abandonnées des raisons logistiques et politiques. L'analyse des mesures périodiques de la gravité peut être séparée en deux étapes. Dans un premier temps, la contribution hydrologique locale au signal gravimétrique peut être isolée à l'aide de mesures hydrodynamiques, mises à disposition grâce aux observatoires AMMA-CATCH et au projet IRD « Lac Tchad ». Les variations de la gravité dues aux redistributions des masses d'eau à l'échelle continentale, peuvent, quant à elles, être étudiées à l'aide d'observations satellitaires obtenues grâce à la mission GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment; Tapley *et al.*, 2004) ou de modèles hydrologiques globaux (e.g. Boy & Hinderer, 2006). Cette thématique spatiale forme l'un des enjeux du projet GHYRAF, dont l'objet est de fournir une base de données gravimétrique *in situ* pouvant être exploitée pour la validation de mesures satellitaires du champ de gravité (comme celles issues des missions spatiales GRACE et GOCE). A terme, l'objectif principal de cette expérience est de mieux comprendre, grâce à des mesures conjointes au sol et par satellite, les variations spatio-temporelles des réserves d'eau à l'échelle continentale. Cette approche a non seulement un impact direct sur la gestion des ressources en Afrique sahélienne, mais fournit aussi des paramètres clés pour l'étude des changements climatiques à l'échelle globale.

La compréhension des liens entre le cycle hydrologique et les fluctuations climatiques en Afrique de l'Ouest est par ailleurs un des enjeux fondateurs du programme AMMA (Analyse de la Mousson Ouest Africaine; Redelsperger *et al.*, 2006). Les observatoires hydrométéorologiques AMMA - CATCH (<http://www.amma-catch.org/>), implantés sur un gradient latitudinal échantillonnant de fortes variations climatiques, sont dédiés à l'étude des rétroactions entre l'atmosphère et le cycle hydrologique continental, en lien avec la mousson ouest africaine (Lebel *et al.*, 2009). Ce travail de thèse se focalise sur la fenêtre d'observation du degré carré de Niamey située au sud-ouest du Niger, comprenant le super site de Wankama (Cappelaere *et al.*, 2009). En plus d'une base de données multidisciplinaire, ce dispositif expérimental a permis d'améliorer l'état des connaissances scientifiques sur le système hydroclimatique sahélien. Les données et les connaissances collectées ont notamment permis de mettre en évidence le rôle central de l'occupation des sols au Sahel, responsable d'une hausse du niveau de la nappe en dépit d'un abaissement des précipitations. Si de nombreux processus hydrologiques sont bien compris qualitativement, la quantification des transferts hydrologiques reste un défi, pouvant être

amélioré par l'apport de nouvelles données géophysiques intégratives. Nous proposons dans le cadre de cette thèse d'apporter une nouvelle information sur le cycle hydrologique sahélien grâce à l'exploitation de données gravimétriques au sol et spatiales. Ce travail de thèse s'articule en cinq parties:

- (1) Le premier chapitre est dédié à la description du Sahel sub-saharien. Un aperçu des caractéristiques géographiques, climatiques, hydrologiques, et géologiques de la région d'étude sera donné au travers d'une revue bibliographique. Une attention particulière sera portée à la description du site pilote de Wankama.
- (2) Le second chapitre présente les différents instruments utilisés dans cette étude. Le principe de fonctionnement, et les caractéristiques de résolution, couverture, précision propres à chacun d'entre eux sont donnés dans trois sections dépeignant les méthodes d'observations géodésiques, hydrologiques et géophysiques.
- (3) Le troisième chapitre décrit les processus par lesquels les variations des masses d'eau agissent sur la gravité. Nous énoncerons les bases théoriques de l'hydrogéodésie, et présenterons les méthodes utilisées pour quantifier les influences des stocks d'eau sur la gravité à l'échelle locale, puis à l'échelle continentale. Cette section centrale explique la méthodologie utilisée dans les deux derniers chapitres.
- (4) Le quatrième chapitre présente une interprétation conjointe de mesures sol et satellite en hydrologie et gravimétrie sur deux cycles annuels de mousson. Nous mettons en évidence l'intérêt d'utiliser les données des satellites GRACE pour caractériser les effets de déformation de la croûte sous l'action des masses d'eau. Nous montrons également que les mesures de gravimétrie absolue et résonance magnétique protonique apportent une information complémentaire et cohérente sur les réserves d'eau souterraines.
- (5) Le cinquième et dernier chapitre illustre les résultats obtenus lors d'une campagne intensive de mesures de microgravimétrie. Nous y montrons que des variations dynamiques de la gravité de faible amplitude ($\sim 100 \text{ nm s}^{-2}$) peuvent être détectées à l'aide de gravimètres relatifs modernes (de type Scintrex CG5) à l'échelle locale et intrasaisonnaire. L'analyse des mesures gravimétriques couplées à des mesures hydrodynamiques suggère que l'hétérogénéité de stockage dans la zone vadose soit la principale source de variabilité spatiale du signal gravimétrique à l'échelle locale ($< 1 \text{ km}$).

Chapitre 2

Le milieu sahélien

Le Sahel sub-saharien désigne la zone de transition éco-climatique entre les régions sahariennes et soudaniennes, s'étendant de l'Atlantique à la mer Rouge. Sahel est un mot arabe ساحل pouvant signifier bordure, rivage, ou littoral, et décrivant l'aspect de la végétation semblable à une ligne de côte arrêtant les sables du Sahara. La définition de la zone couverte par le Sahel ne peut être dissociée de considérations climatiques, variables selon les auteurs. Ce chapitre donne un aperçu des principales caractéristiques géographiques, climatiques, hydrologiques et géologiques de la région d'étude, située au sud-ouest du Niger. Ce portrait synthétique fait référence à de nombreuses publications décrivant en détail les différents sujets abordés. Les manuscrits de thèse de G. Favreau (2000) et S. Massuel (2005) sont régulièrement cités. Les revues de Cappelaere *et al.*, 2009, Favreau *et al.*, 2009 et Lebel *et al.*, 2009 peuvent apporter au lecteur une vue d'ensemble plus récente de l'hydrologie sahélienne.

2.1. Géographie

Le Sahel est une vaste région d'Afrique rassemblant les pays situés immédiatement au Sud du Sahara : la Mauritanie, le Sénégal, le Mali, le Burkina Faso, le Niger, le nord-est du Nigéria, le Tchad, et le Soudan. Il s'étend sur près de 5400 km de l'Atlantique au Sud du Soudan et forme une bande de quelques centaines à quelques milliers de kilomètres de large (Figure 2.1). La bande sahélienne est une zone de transition éco-climatique progressive entre les régions soudaniennes, plus boisées et pluvieuses au sud et le désert du Sahara au nord. Les limites de cette région, au climat typiquement semi-aride, peuvent être définies par les isohyètes moyennes annuelles de 200 mm et 700 mm. Les isohyètes sont les lignes joignant les points recueillant la même hauteur d'eau précipitée au cours d'une période de temps donnée. Le choix des isohyètes 200 et 700 mm est relativement arbitraire et peut varier d'un auteur à un autre.

2.2. Population

Le Sahel est peuplé de nombreuses ethnies de cultures variées. Traditionnellement, nombre d'entre elles sont semi-nomades ou nomades: les Peuls, Daza, Zaghawa, Beja, Afar, Somali, Touaregs, Baggara parcourent par exemple de petites distances avec de grands troupeaux lors de leurs transhumances saisonnières. Les peuples Haoussas, Wolofs, Zarma ou Beri-Beri sont majoritairement sédentaires et vivent surtout du travail de la terre. Au total, plus des deux tiers de la population sahélienne vivent d'une activité agro-pastorale (FAO, 2001). Une limite importante au sein du Sahel est la limite septentrionale de la culture du petit mil, correspondant approximativement à l'isohyète 300 mm (Verheye, 1990). La zone comprise entre les isohyètes

300 mm et 700 mm est caractérisée par une agriculture pluviale divisée principalement entre les cultures du mil, du sorgho et du riz, en bordure des rivières pérennes ou intermittentes.

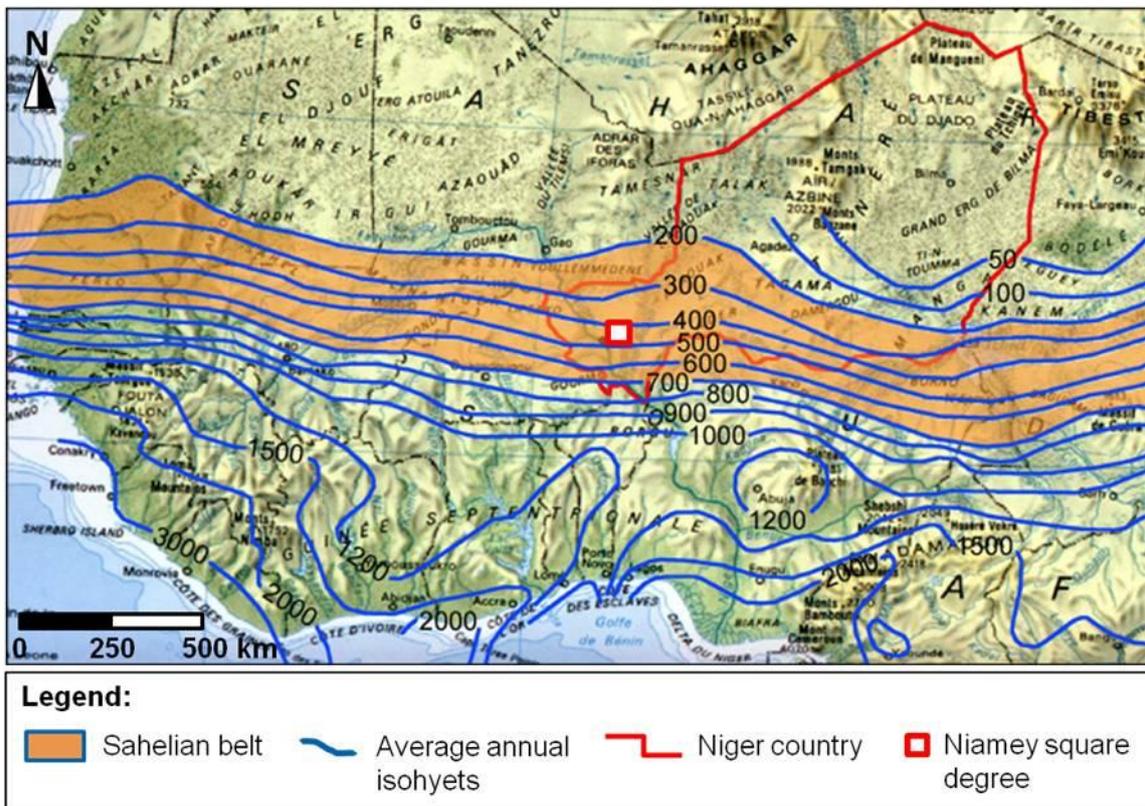


Figure 2. 1 Carte du Sahel. Le site d'étude principal est le bassin versant de Wankama, situé au sein du degré carré de Niamey (observatoire AMMA-CATCH Niger). Les isohyètes ont été calculées pour la période 1951–1989, d'après l'Hôte & Mahé, 1996. (Modifié à partir de Massuel, 2005)

Actuellement, la population sahélienne connaît une des croissances démographiques les plus élevées au monde: selon les chiffres de l'UNPP (2005), la population a été multipliée par 3 dans la deuxième moitié du 20^e siècle. Le taux de croissance urbaine y est également l'un des plus forts au monde (+ 4 %, Olsson *et al.*, 2005). Les régions les plus densément peuplées se situent au sud du Sahel cultivé, et sur les rives des fleuves Niger et Sénégal (Figure 2.2). L'indice de développement humain (IDH) y est inférieur à 0.4 : les deux tiers des pays sahéliens sont classés parmi les pays dits à Développement Humain Faible (PNUD, 2010). La population sahélienne est de plus extrêmement sensible aux changements environnementaux, car les principales ressources sont liées à l'agriculture pluviale et/ou à l'élevage extensif.

A cette croissance de la population est associée une augmentation des surfaces cultivées (e.g. Raynaut, 2001) et de l'exploitation du bois (FAO, 2003; Bugaje, 2006), au détriment de la végétation naturelle de savane (voir section 2.6 *Végétation*). Les questions de désertification et de reverdissement du Sahel, ainsi que leur liens avec la croissance démographique, sont encore

débatues à l'heure actuelle (e.g. Nicholson, 2000; Hulme, 2001; Olsson *et al.*, 2005; Giannini *et al.*, 2008; Ozer *et al.*, 2010; Hein *et al.*, 2011). La difficulté de l'acquisition de jeux de données couvrant une période de temps et une surface suffisamment larges est l'une des raisons de ce débat. Au sud-ouest du Niger, le recul de la végétation de savane en faveur des surfaces cultivées est avéré par l'observation de photographies aériennes couvrant une période de plus de 50 ans et une surface de 500 km² (Leblanc *et al.*, 2008). La surexploitation des terres s'accompagne dans cette région d'une baisse de productivité des cultures de mil, aggravant la vulnérabilité alimentaire de la population nigérienne (e.g. Hiernaux *et al.*, 2009).

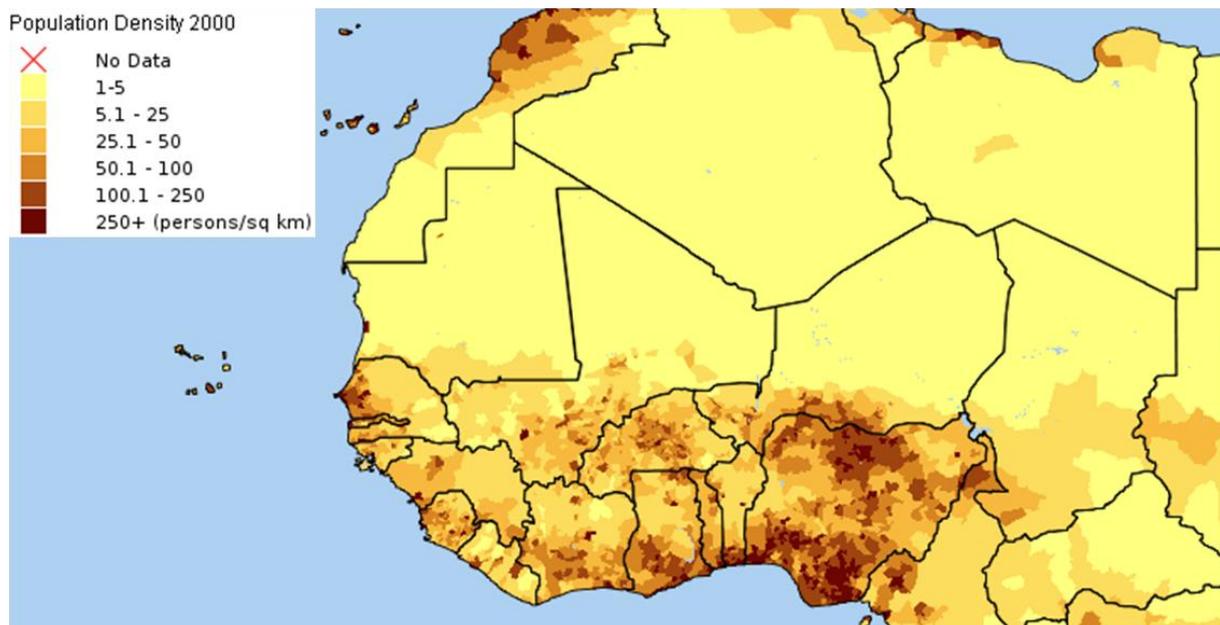


Figure 2.2 Répartition de la population en Afrique de l'ouest (2000).
(D'après le site du SEDAC de l'université Columbia; <http://sedac.ciesin.columbia.edu/gpw/>)

Au sud-ouest du Niger, comme dans la majorité des régions sahéliennes, les nappes constituent la seule ressource en eau potable permanente. La vie sociale s'articule autour du puits, considéré comme un lieu de vie, d'échange et de rencontres. La quantité d'eau prélevée par habitant et par jour varie entre 10 et 30 L selon l'accessibilité de la nappe. Multipliée par la densité moyenne de la population (~ 30 hab. km⁻² en 2003), cette consommation entraîne un prélèvement anthropique pouvant être plafonné à 0.3 mm an⁻¹ (Massuel, 2005). Ce prélèvement augmente bien sûr avec la croissance de la population. L'exploitation de la nappe reste toutefois très faible, ce qui, du strict point de vue scientifique, peut être considéré comme une chance, la situation pouvant être considérée comme plutôt « naturelle ».

2.3. Climat

2.3.1. Caractéristiques principales de la zone d'étude

La bande sahélienne est une zone de transition tropicale semi-aride, caractérisée par une longue saison sèche sans pluie, débutant en octobre-novembre et se terminant en avril-mai, à laquelle succède une saison humide de 4 à 5 mois, généralement à son maximum en août. Les précipitations moyennes annuelles varient de 200 mm au Nord de la zone sahélienne à 700 mm au Sud (Figure 2.1). La région sahélienne est soumise à un fort gradient pluviométrique annuel, positif du Nord au Sud ($\sim 1 \text{ mm km}^{-1}$ pour la période 1990 – 2007; Cappelaere *et al.*, 2009). Le Sahel est caractérisé par une forte variabilité des précipitations sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles (Lebel *et al.*, 2009). Le Sahel se distingue comme étant l'une des régions du monde où la variabilité pluviométrique interannuelle est la plus marquée (e.g. Nicholson & Grist, 2001; Booth *et al.*, 2010). Les événements pluvieux y surviennent principalement sous forme de violents orages convectifs d'une durée inférieure à quelques heures, générant également de forts contrastes à de petites échelles spatiales (e.g. Lebel & Le Barbé, 1997; Balme *et al.*, 2006).

Notre site d'étude est situé dans la région de Niamey, au Sud-ouest du Niger. Les précipitations y sont en moyenne 560 mm par an (données de l'aéroport de Niamey, période 1950-2007). L'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle atteint 2500 mm (Favreau *et al.* 2009) et les températures journalières oscillent entre 20 et 40 °C. Les températures maximales journalières sont atteintes de mars à mai (exceptionnellement 50 °C), et les minimales de décembre à janvier lorsque le vent sec d'harmattan souffle (jusqu'à 10 °C). Les températures maximales journalières baissent à l'apogée de la saison humide vers mi août (< 35 °C). Les forts contrastes climatiques observés à l'échelle saisonnière sont influencés par la circulation générale de la mousson ouest-africaine (e.g. Nicholson, 1980; Janicot, 1992).

2.3.2. Circulation générale de la mousson ouest africaine

La mousson africaine est une saison pluvieuse, associée à l'inversion des vents de basse atmosphère lors du déplacement vers le Nord de la zone de convergence intertropicale (ITCZ). En Afrique de l'Ouest, le mouvement des masses d'air est déterminé par l'anticyclone des Açores et l'anticyclone Sainte-Hélène (Figure 2.3). Au Nord, l'anticyclone des Açores amène l'Harmattan, alizé chaud et sec, chargé de poussières, soufflant du Sahara vers le Golfe de Guinée. Ces masses d'air sec se heurtent alors aux masses d'air plus humides entraînées de l'océan Atlantique par l'anticyclone de Sainte-Hélène. Cette humidité est transformée en précipitations lors

d'importants mouvements verticaux issus de courants convectifs. La position de cette dépression suit l'oscillation saisonnière de l'ITCZ autour de l'équateur géographique, dont les principaux moteurs sont le déplacement astronomique saisonnier du soleil par rapport à la terre et la différence de température entre l'océan et le continent (Nicholson 2001). La trace au sol de l'ITCZ constitue le front de convergence intertropical (FIT), pénétrant le plus à l'intérieur des terres au mois d'août, marquant ainsi le pic de la mousson ouest africaine (e.g. Sultan et Janicot 2003). Plusieurs publications expliquent en détail les mécanismes de la mousson ouest africaine, sommairement décrits dans cette section (e.g. Nicholson & Grist, 2001; Hall & Peyrillé, 2006).

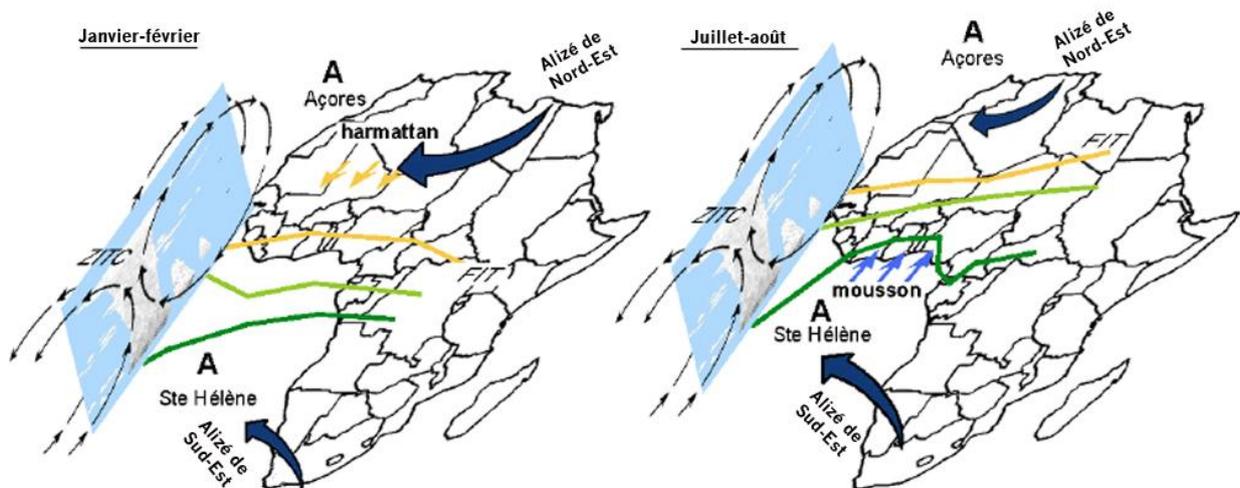


Figure 2.3 Circulation atmosphérique générale en Afrique de l'Ouest en saison sèche et saison humide (d'après Massuel, 2005)

2.3.3. Variabilité interannuelle

Le Sahel a connu un abaissement radical des précipitations au cours du siècle dernier, classé comme un des événements climatiques les plus significatifs du 20^e siècle à l'échelle régionale (AMMA-ISSC, 2005). L'ampleur de cette sécheresse est frappante tant par son étendue spatiale que sa persistance temporelle. A son apogée dans les années 1970 à 1980, les précipitations annuelles ont été réduites de 25 à 50 % en moyenne par rapport aux 20 années précédentes (1950 -1969) sur toute l'Afrique de l'Ouest (Lebel *et al.*, 2009). Les apports pluvieux ont été déficitaires presque chaque année de 1970 à 2000 par rapport à la moyenne climatologique calculée sur la période 1900-2010 (Figure 2.4). L'abaissement des précipitations observé est dû à un déficit du nombre d'évènement pluvieux lors de la saison des pluies, la hauteur d'eau précipitée par évènement restant en moyenne inchangée (Le Barbé *et al.*, 2002).

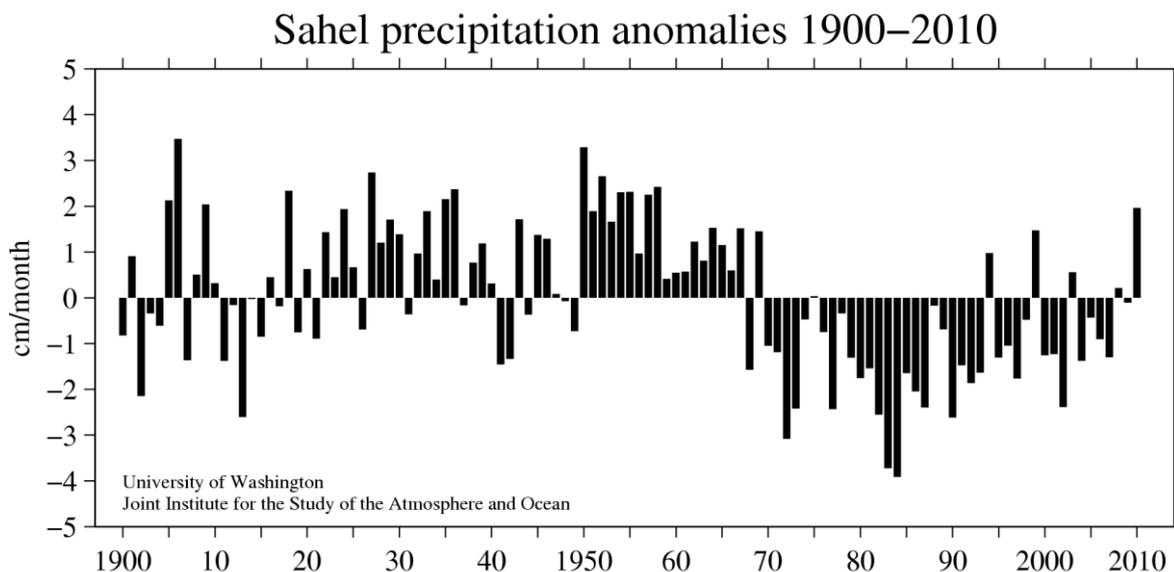


Figure 2.4 Anomalies des précipitations au Sahel (boîte de 10 à 20 °N, et 10°E à 20 °W) calculées par rapport à la moyenne climatologique sur la période 1900 – 2010 pour les mois du juin à octobre (données de l’agence NOAA; <http://jisao.washington.edu/data/sahel/>). Une anomalie négative indique que les apports pluvieux ont été déficitaires par rapport à la période 1900 – 2010, et vice versa pour un apport positif.

2.3.4. Tendances récentes

Lebel & Ali (2009) indiquent un regain des précipitations moyennes annuelles d’environ 10 % sur la période 1990 – 2007 par rapport à la période 1970 – 1989 sur tout le Sahel central (10° W – 10 °E). Les apports pluvieux récents (1990 – 2007) restent toutefois inférieurs à ceux connus de 1950 à 1969 dans cette région. Pour le Sahel occidental (18 à 10 °W), le déficit pluviométrique reste aussi fort (~ 200 mm an⁻¹) dans la dernière décennie que dans les années 1970-1989, alors que des conditions climatiques plus humides regagnent l’est du Sahel (> 10 °E) à partir des années 1990 (Figure 2.5).

L’année 2010 a été remarquée en raison des crues particulièrement fortes du fleuve Niger, provoquant des inondations dévastatrices dans la région de Niamey (Mamadou *et al.*, 2010 ; Sighomnou *et al.*, 2010). L’année 2010 n’a pas été exceptionnellement pluvieuse à Niamey (560 mm à la station de l’IRD), mais l’ensemble de la région sahélienne a été plus humide (données de l’agence NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration* : Figure 2.4). L’affluent principal de rive droite du fleuve Niger au Niger, la Sirba, a également connu une crue exceptionnelle en 2010 (Mamadou *et al.*, 2010 ; Sighomnou *et al.*, 2010). Les informations disponibles sur ces évènements sont encore limitées à l’heure actuelle.

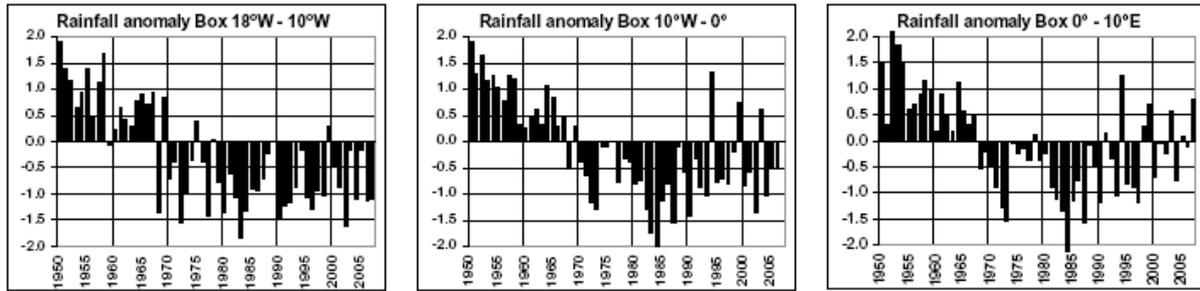


Figure 2.5 Anomalies des précipitations calculées de 1950 à 2007 pour trois boîtes sahéliennes, montrant une variabilité interannuelle des précipitations plus forte en se déplaçant vers l'est et des conditions persistantes de sécheresse à l'ouest (d'après Lebel & Ali, 2009)

2.4. Géomorphologie

Le relief nigérien, généralement peu accentué, est hérité d'une succession d'événements climatiques arides et humides datant du Quaternaire (Favreau, 2000). L'altitude est comprise entre 200 et 300 m, excepté pour l'Air culminant à 2000 m d'altitude. Les cours d'eau permanents sont rares: seul le fleuve Niger, troisième fleuve africain, traverse le pays sur plus de 400 km. Le paysage à l'est de Niamey est constitué d'une succession monotone de plateaux latéritiques entrecoupés par des vallées fossiles sableuses (figure 2.6). La présence de dunes isolées témoigne de l'avancée passée du désert saharien. Les versants des vallées sont incisés par de nombreuses ravines alimentant des mares temporaires se formant pendant la saison des pluies dans les lits fossiles d'anciennes rivières appelés kori. Des cônes alluviaux peuvent se former par dépôt sableux à la faveur d'un replat dans le lit d'une ravine. Des zones d'épandage sableux émaillent les versants, se formant au gré des microreliefs générés par des drains temporaires. L'aquifère libre est situé à une profondeur médiane de 35 m (mesure des puits villageois) et constitue la seule ressource en eau potable permanente dans cette région. Les mares temporaires constituent une ressource d'eau importante, utilisée jusqu'à leur assèchement pour abreuver le bétail et/ou à des fins domestiques. Elles permettent également de réaliser des briques en banco, mélange de terre argileuse et d'eau, utilisées pour la construction.

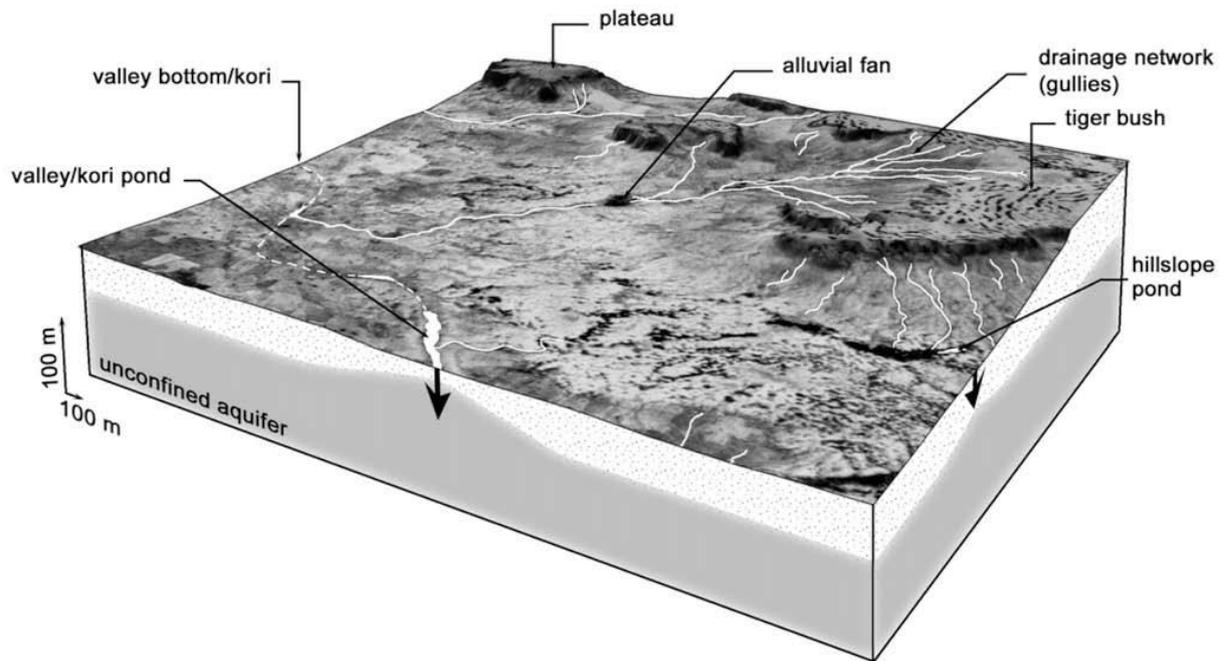


Figure 2.6 Bloc diagramme illustrant les principales caractéristiques du paysage sahélien du Sud-ouest nigérien (d'après Massuel, 2005; modifié in Leblanc *et al.*, 2008)

2.5. Pédologie

Différents faciès pédologiques peuvent être associés à cette toposéquence typique des paysages sahéliens (D'Herbes & Valentin, 1997). Des plateaux aux koris, différents types de sols (essentiellement sableux ou argilo-limoneux) peuvent être retrouvés:

- Des cuirasses ferrugineuses recouvrent les plateaux. Celles-ci peuvent être vêtues d'un manteau sableux. Des lithosols à faciès ferrugineux peu évolués se développent sur les plateaux. De texture argilo-sableuse, ils présentent souvent une forte charge caillouteuse.
- Des sols sableux occupent les hauts des versants, limités par des talus plus ou moins abrupts. Ces sols peuvent être classés parmi les sols ferrugineux peu lessivés. Des zones d'épandage sableux apparaissent épisodiquement, principalement dans la partie basse des versants. Des cuirasses ferrugineuses à grès dur, quartz et oolithes peuvent affleurer localement.
- Des sols ferrugineux peu lessivés colmatent le fond des vallées. La proportion d'argiles peut augmenter significativement dans les koris principaux, formant des sols hydromorphes (montrant des marques de saturation régulière en eau), gris ou brun clair, contenant une faible fraction de matière organique. Ces sols sont généralement fertiles et cultivés.

De plus, il peut être noté que les sols des versants et des plateaux ont une forte tendance à se désagréger et à s'encroûter sous l'action de la pluie. Des couches denses et dures se forment près de la surface, empêchant la pénétration de l'eau et des racines dans le sol.

2.6. Végétation

La végétation sahélienne connaît une transition progressive des zones désertiques sahariennes aux savanes boisées des régions soudaniennes. Le paysage est de type savane arborée à arbustive. Un déboisement général a été observé par satellite et photographies aériennes sur la majorité des régions sahéliennes à partir des années 1950 (e.g. Leblanc *et al.*, 2008). Ce déboisement est associé à une forte croissance de la population (exploitant le bois et les terres arables) et aux épisodes de sécheresse mentionnés précédemment (Lebel *et al.*, 2009).

Dans la région de Niamey, les principaux types de végétation en présence aujourd'hui sont la brousse tigrée, la jachère et les champs de mil (D'Herbès & Valentin, 1997).

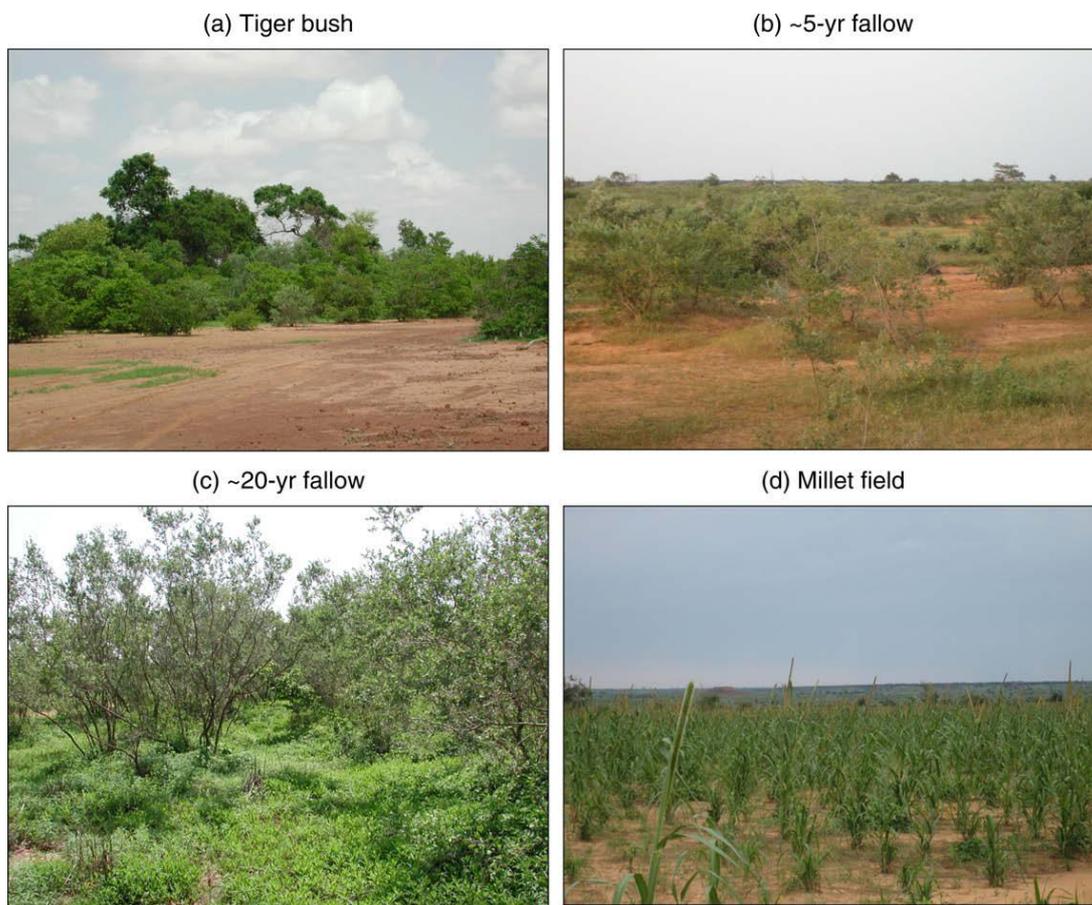


Figure 2.7 Exemple des principaux types de végétation rencontrés au sud-ouest du Niger : (a) brousse tigrée, (b) jeune (~ 5 ans) jachère à *Guiera senegalensis*, (c) jachère ancienne (~ 20 ans) à *Guiera senegalensis*, (d) champ de mil. Les différentes photographies ont été prises pendant la saison des pluies. (D'après Cappelaere *et al.*, 2009).

La brousse tigrée est formée d'une alternance de bandes de végétation dense, constituées principalement d'espèces ligneuses combrétacées (Ambouta, 1984) et de sol nu (Figure 7a). Vu

par photographies aériennes, cet agencement lui confère l'aspect tigré qui lui vaut son nom. Les espèces arbustives ligneuses constituaient la végétation naturelle de la région jusque dans les années 1950. Les espèces arborées ont progressivement disparu des versants de vallée, en raison de l'exploitation du bois par la population, de la mise en culture des terres et des conditions générales de sécheresse sévissant au Sahel (Leblanc *et al.*, 2008). Les bosquets de brousse tigrée sont à l'heure actuelle cantonnés sur les plateaux. Les végétations boisées subsistent sur les versants à l'état de jachères d'âge variable mais globalement en constante diminution (Figures 7b et c). Ces jachères sont composées d'une strate herbacée et d'une strate arbustive, constituée de quelques combrétacées, d'acacias lianescents et dominée par les *Guiera senegalensis* à l'aspect buissonnant. La strate herbacée contient essentiellement des graminées à forte variabilité annuelle (Hiernaux *et al.*, 2009). La majeure partie des versants est à l'heure actuelle consacrée à la culture des champs de mil (Figure 7d) pendant la saison des pluies. L'augmentation des surfaces cultivées est associée à une forte croissance de la population au Niger (+ 3% an⁻¹) et peine à répondre à la demande agroalimentaire (voir section 2.2 *Population*).

2.7. Hydrologie

2.7.1. Hydrologie de bassin: processus principaux

Dans la région de Niamey, la saison des pluies s'étend de juin à octobre. Les événements pluvieux, violents, et principalement d'origine convective, génèrent rapidement du ruissellement sur les sols encroûtés du bassin versant. Ce ruissellement alimente, directement et/ou par le réseau de ravines, des mares temporaires se formant sur les versants et/ou dans les koris (Figure 2.6). Les koris constituent l'exutoire principal du bassin versant et sont régulièrement alimentés par les eaux de ruissellement. D'importants engorgements d'eau s'y forment. L'eau accumulée dans ces mares temporaires est soit perdue par évaporation, soit par infiltration vers la nappe. La recharge de la nappe est effectuée principalement par infiltration à partir de ces mares temporaires (Desconnets *et al.*, 1997). Ailleurs, l'infiltration d'eau dans le sol reste à priori superficielle, à l'exception des cônes alluviaux formés dans les replats des ravines (Massuel *et al.*, 2006). La figure 2.8 résume ces processus principaux, associés au bilan hydrologique annuel estimé pour un petit bassin versant de la zone d'étude (Peugeot, 1995; Peugeot *et al.*, 2003). Environ 8 % de l'eau de pluie est transférée aux mares à l'échelle annuelle et 92 % retourne à l'atmosphère par évapotranspiration. Selon les études de Martin Rosales & Leduc (2003) et Desconnets *et al.* (1997), 80 à 92% de l'eau accumulée dans les mares s'infiltrer vers la nappe. L'eau stockée dans les sols pendant la saison des pluies est supposée entièrement reprise par évapotranspiration pendant la saison sèche (e.g. Peugeot *et al.*, 1997, Massuel *et al.*, 2006,

Favreau *et al.*, 2009). Le taux de recharge annuel de la nappe est en accord avec les travaux de Leduc *et al.*, 2001, Favreau *et al.*, 2002a. Les processus associés à l'hydrologie de surface, à l'infiltration d'eau dans la zone non saturée et dans la zone saturée sont décrits dans les paragraphes suivants.

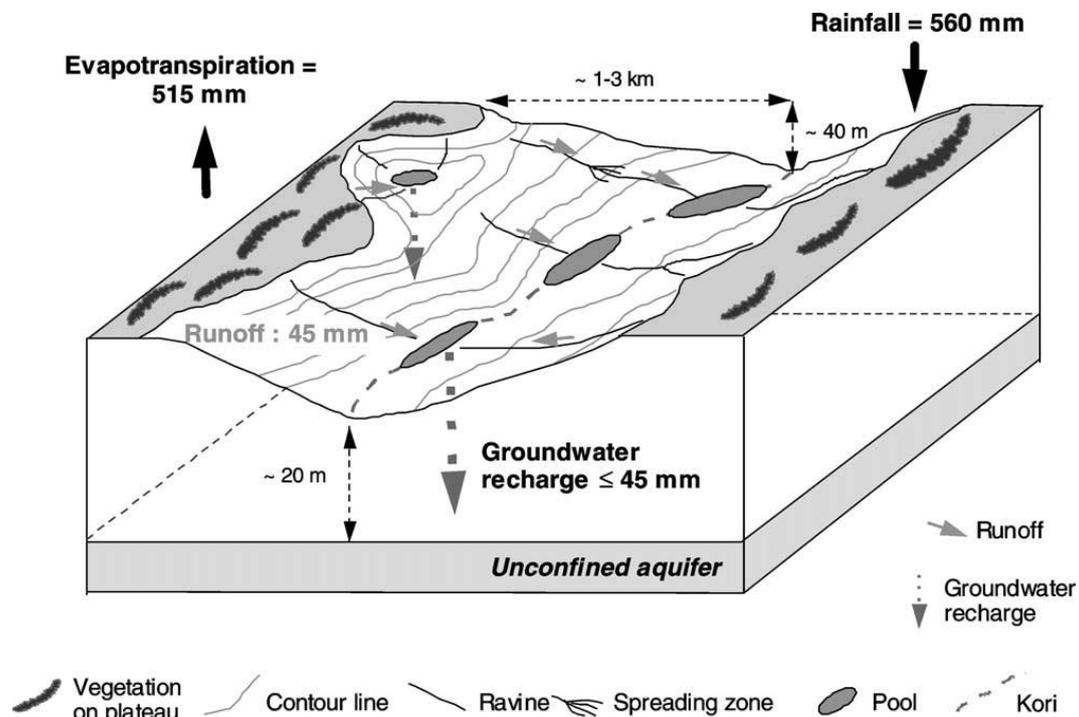


Figure 2.8 Toposéquence typique et processus hydrologiques associés (d'après Peugeot *et al.*, 2003)

2.7.2. Ecoulements de surface

La majeure partie de la région sahélienne est caractéristique du phénomène d'endoréisme: les écoulements n'atteignent pas l'océan et se perdent dans des dépressions fermées. Au sud-ouest du Niger, les écoulements sont intermittents et prennent naissance au sein d'un système hydrographique dégradé, évoluant rapidement au cours du temps (Massuel, 2005). Les écoulements surviennent lors de pluies de forte intensité, lorsque la quantité d'eau présente à la surface du sol dépasse sa capacité d'infiltration (Peugeot *et al.*, 1997 & 2003). Il s'agit du processus de ruissellement hortonien. De nombreux facteurs contrôlent la génération de ces écoulements. Une des spécificités des paysages sahéliens est la forte tendance à l'encroûtement des sols (Casenave & Valentin, 1992). La formation de ces croûtes superficielles limite l'infiltration et favorise par conséquent le ruissellement. Au contraire, la présence de végétation et de microrelief (Estèves *et al.*, 2000) tend à s'opposer au ruissellement. Par la suite, nous différencierons les processus hydrologiques s'opérant sur les plateaux de ceux existant au

niveau des versants des bassins hydrologiques. Ces deux structures forment en effet des entités au fonctionnement hydrologique contrasté (Massuel, 2005).

2.7.3. Processus hydrologiques dans la zone non saturée

En raison de leur faible déclivité, les plateaux forment des systèmes hydrologiques fermés alimentant des mares temporaires de petits volumes et à fonds très plats. La surface du sol peut soit être nue et encroutée, soit occupée par une bande de brousse tigrée. Dans le cas de sols nus, l'infiltration d'eau dans le sol reste très superficielle (30 -50 cm) et est vite éliminée par évaporation (Cuenca *et al.*, 1997). Dans les zones occupées par une brousse tigrée, les processus d'infiltration peuvent être plus profonds: des variations de la teneur en eau ont été observées jusqu'aux 5 à 6 premiers mètres de sol (e.g. Cuenca *et al.*, 1997, Galle *et al.*, 1999).

Ailleurs, les écoulements peuvent soit rejoindre le réseau de drainage formé par les ravines, soit s'arrêter dans une zone alors nommée «exutoire endoréique». Il existe différents types d'exutoires endoréiques: les mares, les zones humides, les cônes alluviaux et les zones d'épandage sableux (Desconnets, 1995). Les mares sont créées par l'accumulation d'eau libre dans une dépression, elles peuvent se former dans les kori de fond de vallée ou sur les versants. Ces dernières peuvent se vidanger en seulement quelques heures, si elles ne sont pas colmatées par des argiles. Elles constituent alors ce qu'on appelle les zones humides. Les cônes alluviaux sont généralement associés à une ravine ou à une mare, et sont formés par le dépôt de particules à leur embouchure. Les zones d'épandage sableux sont plus localisées et généralement situées en bordure de drains temporaires. Des campagnes de mesures d'humidité du sol, réalisées dans le cadre des programmes HAPEX-SAHEL, AMMA & GHYRAF indiquent que les fronts d'infiltrations ne dépassent pas 5 m de profondeur sur les versants sableux des bassins, à l'exception des lits de ravines principaux et de leurs cônes alluviaux (Cuenca *et al.*, 1997; Peugeot *et al.*, 1997, Esteves & Lapetite, 2003 ; Massuel *et al.*, 2006; chapitre 6). En dehors des exutoires endoréiques, le contenu en eau pondéral (rapport de la masse d'eau contenue dans le sol sur la masse de terre sèche) dans les couches profondes (5 à 25 m) de la zone non saturée est de l'ordre de seulement 2 à 3 % (Massuel *et al.*, 2006).

Les processus de distribution de l'eau dans les premiers mètres de sol sont extrêmement complexes car fonction de la pluviométrie, de la position sur le versant, de l'état de la surface du sol, du microrelief, du couvert végétal et de la demande évapotranspiratoire (Ramier *et al.*, 2009). L'humidité du sol est par conséquent extrêmement variable sur une large gamme d'échelles spatiales (de quelques mètres à l'échelle régionale) et temporelles (intrasaisonnaire &

saisonnière). Gaze *et al.*, 1997 montrent par exemple que la hauteur d'eau infiltrée peut varier de 0.3 à 3.4 fois la hauteur d'eau précipitée au sein d'un même champ de mil. Les bilans hydrologiques et énergétiques de surface sont dominés par les processus d'évapotranspiration (Boulain *et al.*, 2009; Ramier *et al.*, 2009). Le type de couvert végétal influence par conséquent fortement les variations de stock d'eau du sol. L'évapotranspiration est par exemple plus faible au niveau des surfaces cultivées par le mil qu'au niveau des zones de jachère : les teneurs en eau et les profondeurs d'infiltration observées y sont par conséquent plus fortes (Ramier *et al.*, 2009). Les surfaces de sol dégradées (sols nus et encroutés) ont une faible capacité d'infiltration et un fort potentiel de ruissellement : l'eau s'infiltré peu et peu profondément dans ces sols et est vite reprise par évaporation (Cuenca *et al.*, 1997; Peugeot *et al.*, 1997 ; Seguis *et al.*, 2004).

2.7.4. Recharge de la nappe

En région sahélienne, l'essentiel de la recharge de la nappe s'effectue de façon indirecte, par infiltration de l'eau accumulée dans les mares temporaires (Desconnets *et al.*, 1997). Le fond des mares temporaires étant souvent colmaté par une couche d'argile peu perméable, la recharge se fait préférentiellement au niveau des rives sableuses des mares. Les fluctuations du niveau de la nappe sont alors extrêmement rapides : les enregistrements piézométriques réalisés à proximité de mares temporaires témoignent de la formation d'un dôme piézométrique en seulement quelques jours (e.g. Favreau *et al.*, 2009). Des processus d'infiltration profonde peuvent avoir lieu épisodiquement au niveau des cônes alluviaux formés dans le lit des ravines principales (Figure 2.8; Massuel *et al.*, 2006). La proportion de la recharge attribuable à ces processus n'a toutefois pas encore été quantifiée. Une faible recharge peut éventuellement être envisagée à l'aplomb des bosquets de brousse tigrée rencontrés sur les plateaux latéritiques. Toutefois, la vitesse d'infiltration y serait de l'ordre de $0,1 \text{ m.an}^{-1}$ (Bromley *et al.*, 1997). La nappe étant située à une profondeur de l'ordre de 50 à 80 m sous les plateaux, les eaux d'infiltration actuelles mettraient plusieurs siècles à rejoindre la nappe.

De façon assez paradoxale, au sud-ouest du Niger, le niveau moyen de la nappe augmente de façon continue depuis 50 ans, gagnant en moyenne 4 m de 1963 à 2007 (Favreau *et al.*, 2009). Cette hausse correspond à une augmentation de la recharge annuelle évaluée à 2 mm an^{-1} dans les années 1950 et à $25 \pm 7 \text{ mm an}^{-1}$ à l'heure actuelle (Favreau *et al.*, 2009). L'augmentation de la recharge de la nappe est en contradiction apparente avec l'abaissement des précipitations observé à partir des années 1970 (Lebel & Ali, 2009). Ce phénomène est expliqué par une augmentation du ruissellement liée à la modification d'occupation des surfaces du sol (Figure 2.9). Ces photographies aériennes mettent en évidence le recul de la végétation naturelle arbustive (savane et brousse tigrée), associée à une augmentation du nombre et de l'étendue des

ravines et des mares temporaires. Cette augmentation procure une explication rationnelle à la hausse observée du niveau de la nappe, car l'essentiel de la recharge s'effectue de façon indirecte, à partir des mares et dans une moindre mesure, des cônes alluviaux.

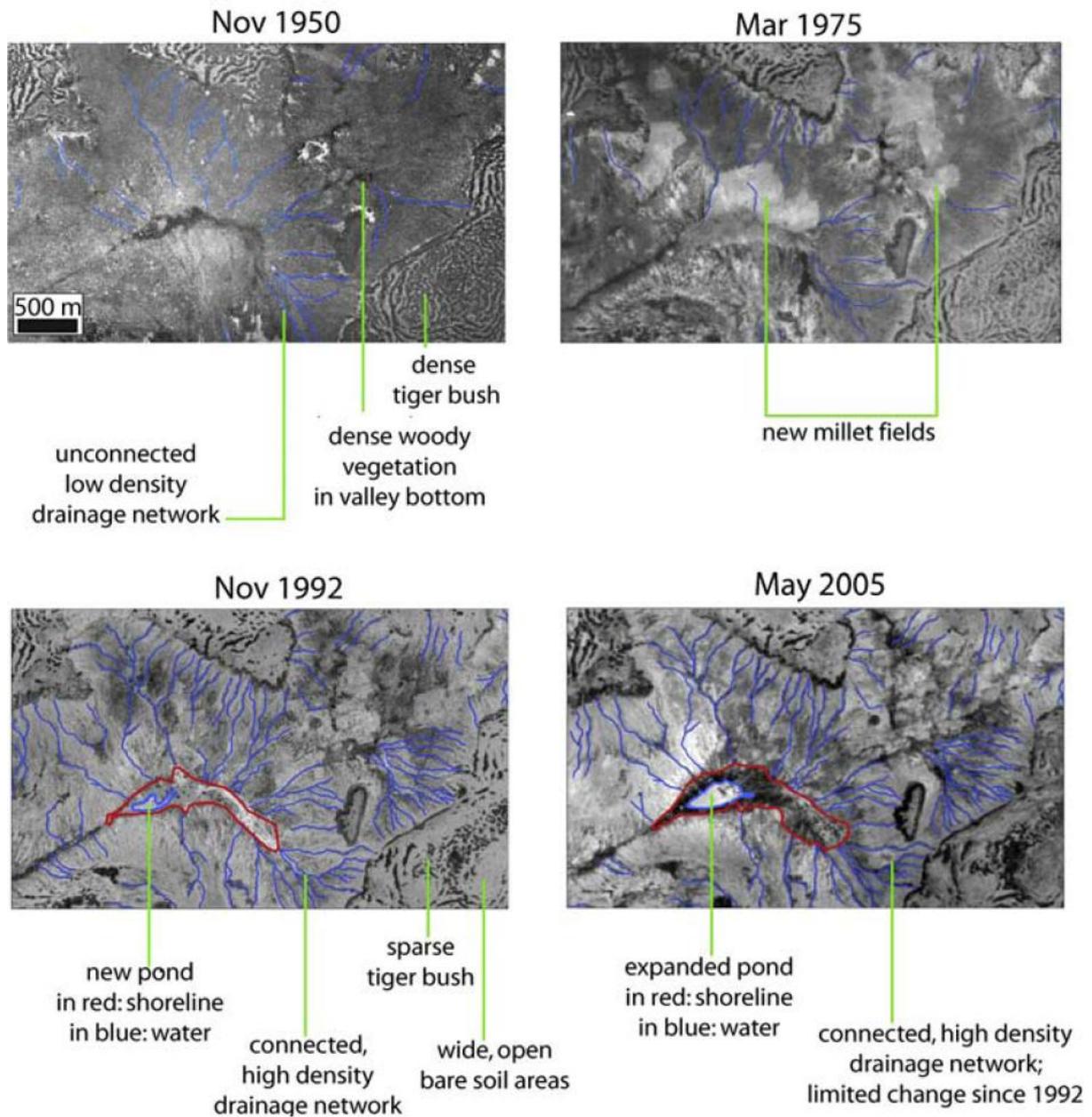


Figure 2.9 Evolution de l'occupation des sols (brousse tigrée, champs de mil, surfaces dégradées) et du réseau de drainage (mares et ravines) de 1950 à 2005. Les photographies aériennes de Nov. 1950, Mar. 1975 et Nov. 1992 ont été mises à disposition par l'IGNN, Niger. La photographie du 20 mai 2005 est une image SPOT de haute résolution : copyright 2008 CNES, Distribution Spot Image Corp.,USA, tous droits réservés. (D'après Favreau *et al.*, 2009).

2.8. Géologie

Le contexte géologique du Sud-ouest du Niger est ici brièvement présenté. Une compilation bibliographique détaillée peut être trouvée dans les ouvrages de thèse de G. Favreau (2000) et S. Massuel (2005).

L'ensemble géologique ouest-africain est constitué d'un vaste craton, sur lequel reposent de nombreux bassins sédimentaires, comme le bassin Sénégal-mauritanien, le bassin de Taoudeni, le bassin du Tchad et le bassin des Iullemmeden (Figure 2.10).

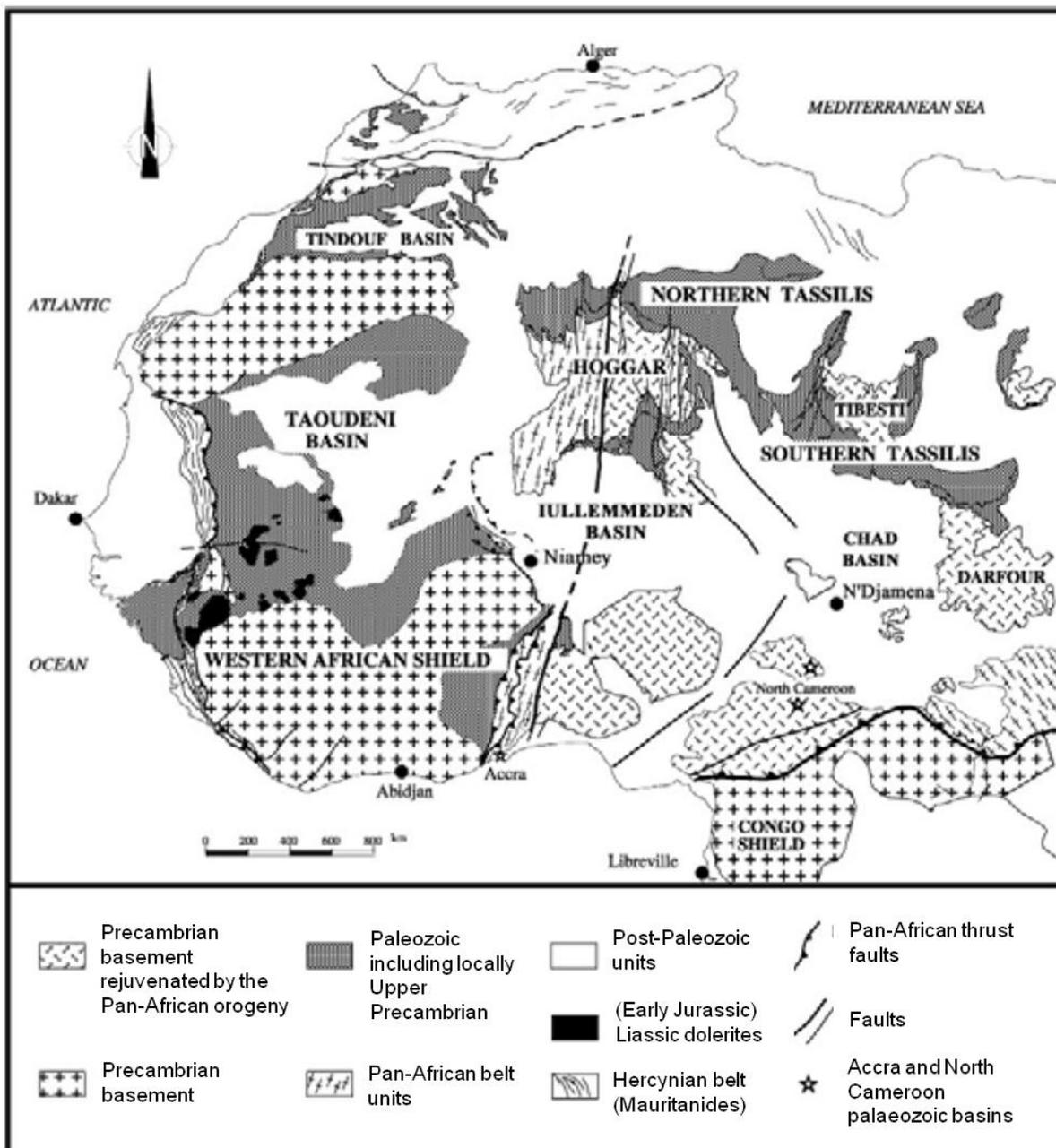


Figure 2.10 Géologie générale de l'Afrique de l'Ouest (d'après Konaté *et al.*, 2003, modifié dans Massuel, 2005)

Le socle ouest-africain est constitué de roches d'âge archéen à protérozoïque, et est stabilisé depuis la fin de l'orogénèse éburnéenne (~ 1700 Ma). Les chaînes pan-africaines (~ 600 Ma) témoignent de la fermeture de bassins marins infra-cambriens (Bayer & Lesquer, 1978). Après une longue période d'altération, l'ouverture de l'Atlantique sud (Crétacé inférieur), associée à des processus de riftings, est à l'origine de la formation des bassins intracontinentaux présentés dans la figure 2.10. Le Niger occidental est à cheval sur le socle précambrien du Liptako et le bassin sédimentaire des Iullemeden (Figure 2.10). Notre zone d'étude se situe en bordure sud-ouest du bassin des Iullemeden. L'ensemble sédimentaire du Continental Terminal (CT), mis en place au début de l'ère tertiaire, y affleure sur plus de 150 000 km² (Greigert, 1966, Greigert & Pognet 1965, 1967).

Le CT s'est formé par altération du socle du Liptako. Il est constitué d'une succession de dépôts silico-clastiques d'origine continentale, faisant suite aux dépôts sédimentaires paléocènes d'origine marine au centre du bassin des Iullemeden. Trois formations sédimentaires constituent l'ensemble du CT, de bas en haut : la série sidérolithique de l'Ader Doutchi (CT1), la série argilo-sableuse à lignites (CT2), et les grès argileux du moyen Niger (CT3). La figure 2.11 présente une coupe ouest-est du CT réalisée dans la région de Niamey.

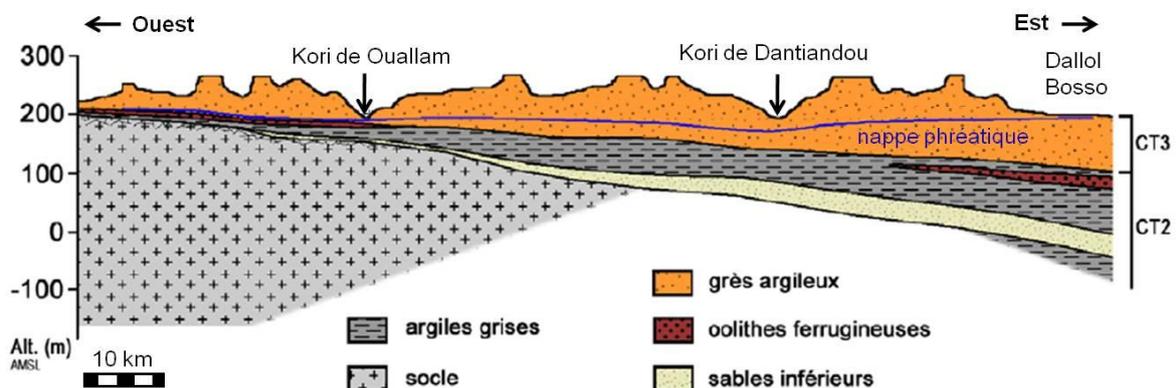


Figure 2.11 Coupe géologique schématique Est - Ouest à 13° 40" N dans le degré carré de Niamey (d'après Monfort, inédit, modifié dans Massuel, 2005)

La lithologie associée à cette coupe géologique peut être décrite, de bas en haut :

- Un socle métamorphique, de même nature que le socle du Liptako (granites, schistes gréseux & amphibolites) fréquemment altéré et kaolinisé constitue le mur du CT.
- Des sables moyens à grossiers, de couleur claire (blanc à gris blanc) surmontent le socle à l'ouest du degré carré de Niamey. Ces sables peuvent présenter une tendance argileuse. L'épaisseur de cette couche augmente de 3 à 15 m et s'enfonce avec un pendage de 3 à 6.5 vers l'est de la zone d'étude (vallée du dallol Bosso). Cette série sableuse, reposant

sur des argiles grises à lignites à l'est de la zone d'étude, correspond vraisemblablement à la partie sableuse du CT2.

- Des argiles grises, pouvant contenir des lignites et/ou des oolithes ferrugineuses, surmontent la couche sableuse. L'épaisseur de cette couche augmente d'ouest en est, atteignant 80 m à l'aplomb du dallol Bosso. Cette série correspond à la partie argileuse du CT2 (Lang *et al.*, 1990; Monfort, 1996).
- Des grès ocres, constitués d'une juxtaposition de lentilles sablo-silteuse, pouvant contenir une fraction variable d'argiles forment le sommet du CT. Ces grès affleurent sous forme de plateaux à cuirasse latéritique, entaillés par l'érosion pour former le paysage actuel (voir section 2.3 *Géomorphologie*).

2.9. Hydrogéologie

Les séries sédimentaires du CT forment un aquifère poreux composé d'une nappe phréatique libre en surface et de nappes captives, localement artésiennes en profondeur. L'aquifère du CT, sans qualificatif ajouté, réfère à l'ensemble multicouches constitué par cette formation. La nappe libre du CT réfère à la nappe phréatique uniquement. Les synthèses de référence sur l'hydrogéologie du CT (Tirat, 1964; Boeckh, 1965; Greigert, 1968; Greigert & Bernert, 1979) ont été compilées de façon détaillée dans les manuscrits de thèse de G. Favreau (2000) et S. Massuel (2005). Nous ne présenterons ici que les traits principaux de l'aquifère du CT.

2.9.1. La nappe phréatique

La nappe phréatique du CT est continue et généralement libre. Elle est portée sur la majorité du domaine par les grès argileux du CT3, au nord-est et à l'est (vallées du dallol Bosso et du dallol Maouri) par la série sidérolithique de l'Ader Douchi (CT1), et au nord par la série argilo-sableuse à lignites (CT2). La nappe du CT peut se mettre en charge localement sous la pression exercée par des lentilles argileuses d'extensions variables (Greigert & Bernert, 1979). La diversité lithologique du CT est à l'origine de la variabilité des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Au nord est, lorsqu'elle est portée par les séries argileuses du CT2, la nappe peut être presque totalement sèche. Sa teneur en eau et sa transmissivité sont extrêmement variables sur l'ensemble du domaine du CT, en raison de la forte hétérogénéité de ces structures sédimentaires à l'échelle locale. De nombreuses missions de prospection de géophysique de subsurface (résonance magnétique protonique, méthodes électriques et électromagnétiques) ont permis d'apporter des nouvelles contraintes sur les paramètres hydrauliques de l'aquifère libre du CT dans la région du degré carré de Niamey (Leduc *et al.*, 1997 ; Leduc *et al.*, 2001;

Massuel *et al.*, 2006; Vouillamoz *et al.*, 2008; Boucher *et al.*, 2009 a et b). À l'image des caractéristiques géologiques, la physico-chimie de la nappe phréatique est variable dans l'espace. Les études à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère montrent des eaux généralement peu minéralisées, à 75% inférieures à 300 mg L⁻¹, mais avec des singularités locales (Favreau *et al.*, 2002a ; 2009).

Au sud-ouest du Niger, dans la région de Niamey, la profondeur de la nappe phréatique varie en fonction du relief : elle est située à une profondeur de 55 à 75 m sous les plateaux et à moins de 10 m sous les vallées sableuses de Kori. Sa profondeur médiane est de 50 m et son épaisseur moyenne de 30 m (Massuel, 2005). Les gradients hydrauliques sont faibles, généralement inférieurs à 0.1 %, excepté au maximum de la recharge pendant la saison des pluies. Les gradients hydrauliques peuvent alors atteindre 1 % à proximité des mares. Le mur de la nappe est constitué d'un aquiclude argileux (CT2) de 10 à 80 m d'épaisseur, n'autorisant pas de transfert significatif vers les aquifères captifs plus profonds (Favreau, 2000). Nous pouvons noter que la nappe du CT présente une dépression piézométrique naturelle s'étendant sur 4000 km² au niveau du kori de Dantiandou (Figure 2.11). A l'échelle décennale, la convergence des flux souterrains est expliquée par une évapotranspiration préférentielle au centre de la dépression et supérieure à la recharge (Favreau *et al.*, 2002b). La disparition de la dépression semble probable au cours des prochaines décennies, en raison de l'accroissement de la recharge par un facteur 10 entre les années 1950 et 2000 (section 2.7.4).

2.9.2. Les nappes captives

Le CT comporte plusieurs nappes captives, affectant des niveaux sédimentaires distincts. Deux nappes captives ont été détectées par forage dans la région de Niamey au niveau des séries sédimentaires des sables inférieurs et des oolithes ferrugineuses du CT2 (Figure 2.11). Certains forages perçant la nappe des sables inférieurs sont artésiens (Favreau, 2000). Des analyses isotopiques suggèrent que ces deux nappes renferment des eaux fossiles âgées de plusieurs milliers d'années (Le Gal La Salle *et al.*, 1995; 2001).

2.10. Description du site de mesure expérimental

Cette section est dédiée à la description détaillée du site de Wankama. Les sections précédentes ont permis de présenter le contexte régional dans lequel nous nous situons: les mêmes schémas de fonctionnement climatique, hydrologique, géologique etc. s'appliquent au site de Wankama.

2.10.1. Le village de Wankama

Le site de Wankama est un petit bassin versant endoréique (2.6 km²), situé au sud-ouest du Niger, dans la région de Niamey, à environ 70 km à l'est de la capitale. L'accès au site est desservi par la route N25 reliant Niamey à Filingué, totalement goudronnée jusqu'au village de Wankama (Figure 2.12).

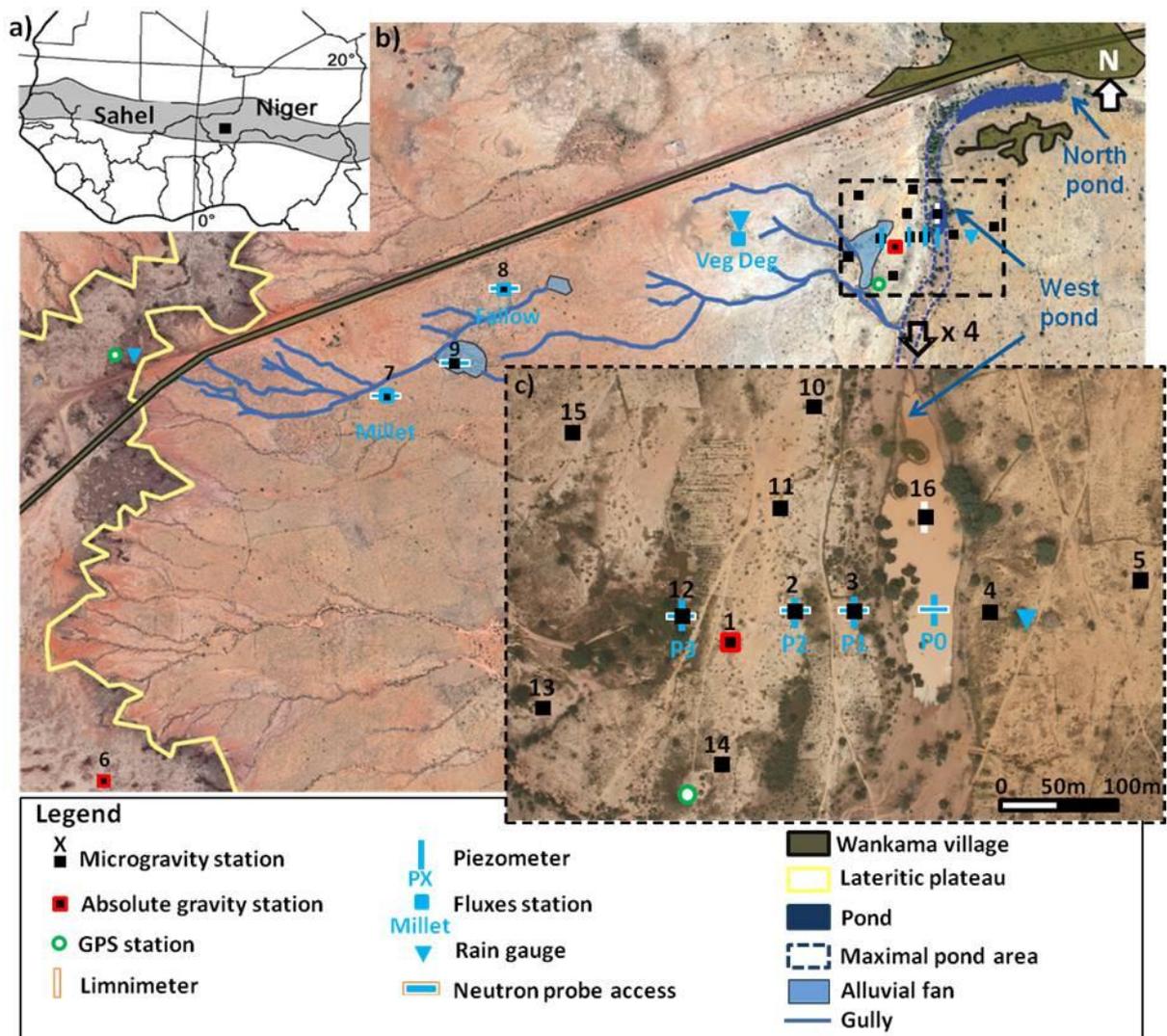


Figure 2.12 Site instrumental de Wankama. a) Position du site en Afrique de l'Ouest. La bande sahélienne est représentée par une zone grisée entre les isohyètes moyennes annuelles de 200 et 700 mm calculées sur la période 1951-1989. b) Site instrumental. Les principales structures géomorphologiques sont soulignées par des traits colorés. L'image de fond est une image SPOT de haute résolution, prise le 23 octobre 2007 (Google Earth). c) Agrandissement (x 4) du réseau de mesure aval. La photographie aérienne de fond a été prise au moyen d'un Pixy © par J. L. Rajot, IRD, le 14 octobre 2008 : à cette date le niveau d'eau dans la mare était de 1.15 m au point de mesure limnimétrique.

Le village, composé de 1200 à 2000 habitants majoritairement Zarma, s'anime le jour de marché, ayant lieu chaque mercredi, une fois par semaine. La proximité de la route lui permet de bénéficier d'un avantage marchand. Le village ne dispose ni d'accès à l'électricité, ni à l'eau courante. Un forage artésien datant de 1982 permettait d'approvisionner les habitants en eau

potable jusqu'en 2010. Ce forage a été temporairement bouché lors de travaux réalisés sur la route, puis remis en fonction à moindre débit. Trois puits à exhaure manuelle permettent aux habitants d'accéder à l'eau de la nappe phréatique pour leur usage domestique. Les habitants vivent principalement de la culture du mil et de l'élevage du bétail. Quelques champs d'arachides et de manioc de petite superficie sont cultivés dans des zones humides situées en aval du bassin versant. Ces zones peuvent être visualisées sur photographie aérienne grâce à leur couvert végétal plus dense (environs du site de mesure P3 sur la figure 2.12).

2.10.2. Le site instrumental de Wankama

Le site de Wankama appartient à l'observatoire AMMA-CATCH (Cappelaere *et al.*, 2009; <http://www.amma-catch.org>) et bénéficie d'un long historique de mesures hydrologiques, météorologiques, géophysiques et écologiques. Le programme HAPEX-SAHEL a permis d'y réaliser les premières mesures instrumentales entre 1991 et 1993 (Goutorbe *et al.*, 1997). Le programme AMMA (Redelsperger *et al.*, 2006) a permis de développer ce réseau instrumental, comprenant actuellement un ensemble de mesures de pluviométrie, flux de surface et météorologie, humidité du sol, ruissellement, limnimétrie, piézométrie et géophysique de subsurface (Cappelaere *et al.*, 2009). Deux années de mesures de gravimétrie absolue (2008 - 2010), et une campagne de mesure de gravimétrie relative (été 2009) y ont été réalisées dans le cadre du programme GHYRAF (Hinderer *et al.*, 2009; 2011). Deux stations GPS ont été installées sur le plateau et à proximité de la mare durant la mousson 2009. La cartographie du site a pu être mise à jour lors d'un levé par GPS différentiel (DGPS; Gendre *et al.*, 2011). La position des points de mesure (figure 2.12) a été évaluée par nivellement et DGPS avec une précision supérieure au cm. Les caractéristiques et le principe de fonctionnement des différents instruments utilisés sont présentés dans le chapitre 3.

2.10.3. Le bassin versant de Wankama

Le bassin versant de Wankama se situe en bordure du Kori de Dantiandou, affluent fossile de la rive droite du Dallol Bosso. Il s'étend sur 3 km d'est en ouest et relie un plateau latéritique cuirassé, culminant à 260 m d'altitude, au kori de fond de vallée situé à une altitude de 200.5 m (système NGAO: Gendre, 2010). Ce bassin versant inclut une étroite bande de terre située à l'est du kori principal, et est limité au Nord par la route N25 pour l'essentiel de son versant. Trois mares se forment par engorgement d'eau dans le kori principal lors de la saison des pluies (Figure 2.13). La mare centrale est l'exutoire principal du bassin versant. Elle peut être appelée mare ouest ou simplement mare. La mare nord, située au nord du kori, n'appartient pas au

bassin versant de Wankama tel que délimité. Lors d'évènements pluvieux de forte intensité, la mare nord peut se vider partiellement dans la mare ouest. Plus au sud, une petite mare se forme en aval du kori. Elle est appelée mare sud et peut éventuellement recharger les mares voisines.

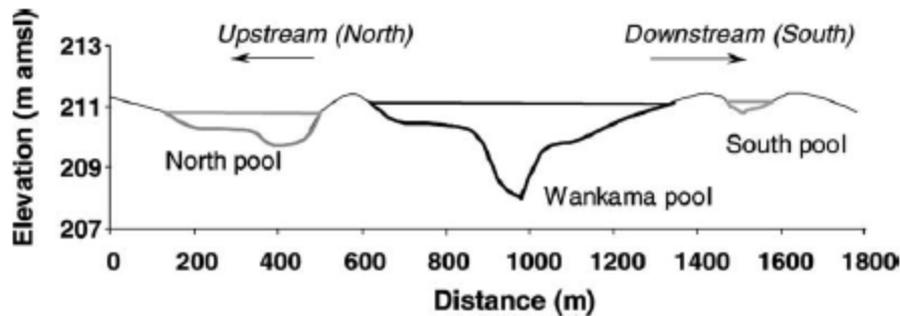


Figure 2.13 Coupe topographique du kori, montrant les trois mares de Wankama (d'après Peugeot *et al.* 2003)

Le bassin versant est incisé par une multitude de ravines et chenaux (Figure 2.12.b). La ravine principale se perd à mi chemin dans une zone d'épandage sableux, formant un cône alluvial, pour réapparaître à environ 350 m en aval jusqu'au kori de fond de vallée (Figure 2.12.b & Figure 2.14). Très peu d'écoulements originaires de la zone amont du bassin parviennent jusqu'à la mare. La majorité des écoulements concentrés par la ravine s'arrêtent au niveau du cône alluvial. La mare est alimentée principalement par les ravines aval et par ruissellement direct (Peugeot *et al.*, 2003).

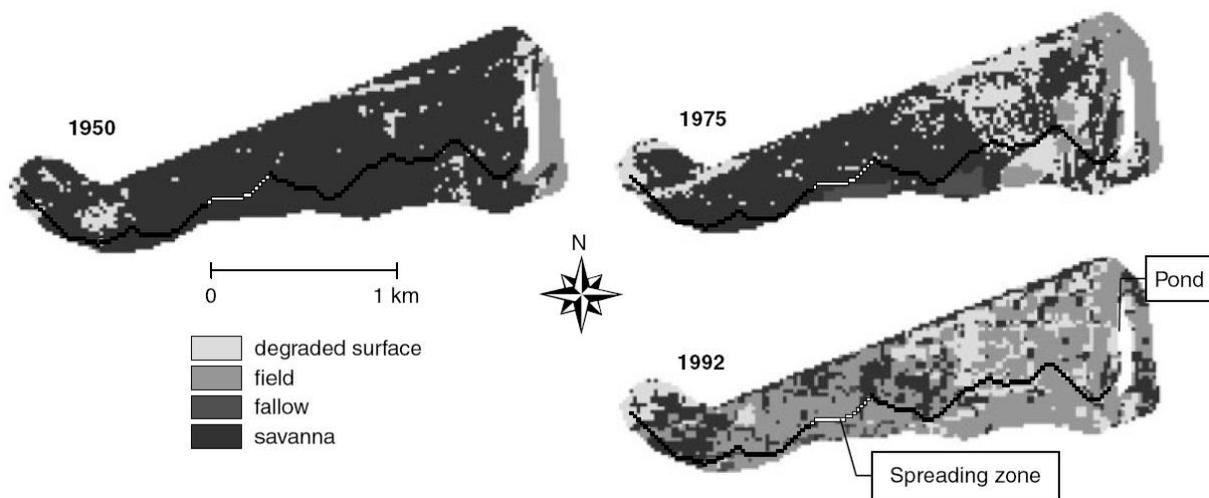


Figure 2.14 Cartographie des types de surfaces couvrant le bassin versant de Wankama de 1950 à 1992 (d'après Séguis *et al.*, 2004)

Le bassin versant de Wankama est à l'heure actuelle couvert à plus de 50 % par des cultures de mil (Figure 2.14). La végétation de savane, composée principalement d'arbustes à l'aspect buissonnant (diverses espèces d'acacias et *Guiera senegalensis*), occupe moins d'un quart de la surface du bassin en 1992, alors qu'elle en couvrait la presque totalité en 1950 (Séguis *et al.*, 2004). Les fourrés de brousse tigrée ont presque totalement disparu du plateau situé à l'ouest de Wankama. Les surfaces de sol dégradées (sol nu et encrouté) ont doublé entre 1992 et 1950. De

petites zones de jachères apparaissent à partir de 1975, mais restent très minoritaires sur le bassin (< 5 %). Séguis *et al.*, 2004 montrent que ce changement d'occupation des sols, particulièrement l'augmentation des surfaces érodées, tend à accroître les processus de ruissellement, en dépit de l'abaissement des précipitations.

La nappe phréatique est portée à Wankama par les grès argileux du CT3. Le mur de l'aquifère est constitué d'une couche d'argiles grises imperméables d'une dizaine de mètres d'épaisseur. L'aquifère est libre, situé à une profondeur de l'ordre de 10 m sous la mare ouest et de près de 70 m sous le plateau. Le gradient hydraulique est inférieur à 1 ‰, excepté lors de la formation du dôme piézométrique au maximum de la saison des pluies (vers mi-août). Lors de crues importantes de la nappe (< 5 m), le gradient hydraulique peut atteindre une valeur de 1 ‰ à proximité de la mare (données piézométriques : 2005-2009). L'estimation des paramètres hydrauliques de l'aquifère (porosité cinématique et porosité de drainage) fait l'objet du chapitre 5.

2.11. Synthèse du chapitre

Le Sahel est une zone de transition éco-climatique entre les régions soudaniennes équatoriales et le désert saharien. Le régime climatique est dominé par la mousson ouest africaine (e.g. Nicholson & Grist, 2001). Les précipitations surviennent lors d'une saison des pluies de quelques mois, à son maximum en août, sous la forme d'orages convectifs violents, d'une durée généralement inférieure à quelques heures. Les événements pluvieux sont extrêmement rares pendant la saison sèche, couvrant généralement la période d'octobre à mai. Une sécheresse de grande ampleur a frappé le Sahel dans les années 1970-1980 (Lebel *et al.*, 2009). Des conditions sèches persistent dans l'ouest du Sahel de 1990 à 2007, alors que des conditions plus humides semblent gagner l'est de la région (Lebel & Ali, 2009).

Dans notre région d'étude, le seul cours d'eau pérenne est le fleuve Niger. Comme dans beaucoup de régions sahéliennes, la nappe phréatique est la seule ressource en eau permanente (Favreau *et al.*, 2009). La population sahélienne, connaissant une forte croissance démographique, vit d'une agriculture pluviale et de l'élevage du bétail. Ces faibles ressources, d'origine naturelle, rendent les peuples sahéliens particulièrement vulnérables aux variations extrêmes du climat (sécheresses et/ou inondations).

La majeure partie des régions sahéliennes sont typiquement endoréiques: les écoulements, générés extrêmement rapidement par ruissellement hortonien, s'accumulent dans des

dépressions fermées formant des mares temporaires (Massuel, 2005). Au sud ouest du Niger, les paysages sont constitués d'une succession de plateaux latéritiques, incisés par des vallées fossiles sableuses nommées koris. Celles-ci sont drainées par des réseaux de ravines alimentant les mares temporaires formées en fond de vallée. La recharge de la nappe est indirecte et se fait essentiellement par infiltration de l'eau accumulée dans les mares temporaires (Desconnets *et al.*, 1997). Les lits de ravines et les cônes alluviaux peuvent constituer des points de recharge secondaires (Massuel *et al.*, 2006).

Au sud-ouest du Niger, depuis les années 1950, la végétation naturelle de savane abandonne les versants de vallées à la faveur des surfaces cultivées (Leblanc *et al.*, 2008). Ce changement d'occupation des sols s'accompagne d'une dégradation des surfaces favorisant le ruissellement. Un nombre croissant de mares peut être observé par photographie aérienne, ainsi qu'une extension de plus en plus importante du réseau de ravines. Paradoxalement cette dégradation des surfaces s'accompagne d'une hausse du niveau de la nappe, se rechargeant essentiellement de façon indirecte, par infiltration de l'eau accumulée dans les mares (Favreau *et al.*, 2009).

Notre zone d'étude est située en bordure du bassin des Iullemeden à proximité du kori de Dantiandou (Favreau, 2000 ; Massuel, 2005). Les formations sédimentaires rencontrées proviennent de l'altération silico-clastique du socle. Elles constituent les dépôts du Continental Terminal, formé d'une série argilo-sableuse en profondeur (CT2) et de grès argileux hétérogènes en surface (CT3). Ces formations sédimentaires abritent un aquifère poreux multicouche, libre en surface et captif en profondeur.

Le site de Wankama est situé au sud-ouest du Niger, à 70 km à l'est de Niamey. Il appartient à l'observatoire AMMA-CATCH et bénéficie d'un réseau dense de mesures hydrométéorologiques, ainsi que de fréquentes campagnes de mesures de géophysique de subsurface (Cappelaere *et al.*, 2009). Grâce au projet GHYRAF (Hinderer *et al.*, 2009), des mesures de géodésie (gravimétrie absolue, relative et GPS) ont pu être réalisées sur ce site de 2008 à 2010. Ce petit bassin versant endoréique alimente une mare temporaire, à partir de laquelle de rapides phénomènes d'infiltration vers la nappe sont observés. Un dôme piézométrique de plusieurs mètres d'amplitude se forme au maximum de la saison des pluies. Les différentes mesures réalisées à Wankama sont détaillées dans les chapitres suivants et utilisées afin d'apporter de nouvelles contraintes sur la variabilité des stocks d'eau en milieu sahélien.

Chapitre 3

Les méthodes d'observation

Le site instrumental de Wankama dispose d'un réseau d'observations multidisciplinaires unique en Afrique de l'Ouest : l'observatoire hydrométéorologique AMMA-CATCH permet de suivre en continu les différentes composantes du cycle de l'eau sur le bassin versant. De 2008 à 2010, des campagnes de mesures de gravimétrie absolue et relative y ont été réalisées dans le cadre du projet GHYRAF, afin d'apporter de nouvelles informations sur les variations spatiales et temporelles des stocks d'eau. En plus de ce réseau d'observation *in situ*, les systèmes d'observations satellitaires offrent la possibilité d'étudier avec une vision globale les variations des réserves hydriques sur les continents.

L'objectif de ce travail de thèse est d'utiliser ces différents moyens d'observations pour apporter de nouvelles informations sur la variabilité des stocks d'eaux en milieu sahélien. Nous présentons dans ce chapitre les caractéristiques et le principe de fonctionnement de chaque méthode d'observation utilisée. Pour plus de clarté, ce chapitre est divisé en trois sections : la première présente les méthodes d'observations géodésiques (gravimétrie terrestre et spatiale, GPS), la seconde les méthodes hydrométéorologiques (mesures *in situ* et modèles hydrologiques globaux) et la dernière une méthode de géophysique de subsurface (la résonance magnétique protonique).

3.1. Géodésie

La géodésie est l'étude de la forme de la Terre et de son champ de gravité. Les premières estimations de la taille du globe terrestre sont dues à Eratosthène (III^{ème} siècle av. J.-C.), qui envisagea que la Terre était une sphère et mis au point une méthode de calcul, basée sur l'observation de la taille des ombres en différents lieux, permettant d'en calculer la circonférence. Les premières mesures de la gravité sont bien plus tardives et généralement attribuées à Galilée (XVI^{ème} siècle), postulant qu'en l'absence de frottement, deux corps tombent à la même vitesse, indépendamment de leur masse. Il introduisit ainsi une constante notée g , valant environ 9.8 m s^{-2} . En hommage à ces travaux, l'unité de mesure historique de la gravité a été appelée le Gal, 1 Gal correspondant à une accélération d' 1 cm s^{-2} , soit environ 10^{-3} g . Les techniques de mesures géodésiques ont été considérablement améliorées depuis le XVII^{ème} siècle (voir figure 3.1 pour les mesures de la gravité), et peuvent aujourd'hui être utilisées pour suivre avec précision les transferts de masse à la surface de la Terre, dont une large part est attribuable à l'hydrologie (voir Chapitre 4).

3.1.1. Mesures terrestres de la gravité

Les mesures de la gravité terrestre permettent de déterminer l'intensité de l'accélération de la pesanteur dans la direction d'un corps en chute libre. Cette intensité est généralement notée g et vaut environ 9.8 m s^{-2} à la surface terrestre. Les variations maximales de la gravité entre l'équateur et les pôles sont de quelques millièmes de g . La mesure précise de la gravité à la surface terrestre contient de nombreuses informations sur la forme de la Terre, la position des continents ou encore les transferts de masse souterrains. Ainsi les variations des stocks d'eau génèrent des variations de gravité de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de nm s^{-2} (chapitre 4), mesurables depuis la deuxième moitié du siècle dernier (Figure 3.1).

Les instruments permettant de mesurer de telles variations sont de deux types : les gravimètres absolus et les gravimètres relatifs. Les gravimètres absolus mesurent la valeur exacte de la gravité en un point et un instant donné à la surface terrestre, alors que les gravimètres relatifs mesurent uniquement les variations temporelles ou spatiales de la gravité. Les premiers gravimètres construits au XVI^{ème} siècle étaient des pendules simples, capables de mesurer la valeur de g avec une précision de l'ordre de 10^{-5} g (figure 3.1). A l'heure actuelle, les gravimètres absolus les plus précis mesurent l'accélération d'un corps en chute libre avec une précision relative de l'ordre de 10^{-9} g . Des mesures répétées avec ce type d'instruments permettent alors d'évaluer les variations temporelles des stocks d'eau en un lieu donné. En complément, des gravimètres relatifs à ressort peuvent être utilisés pour appréhender les variations spatiales des stocks d'eau.

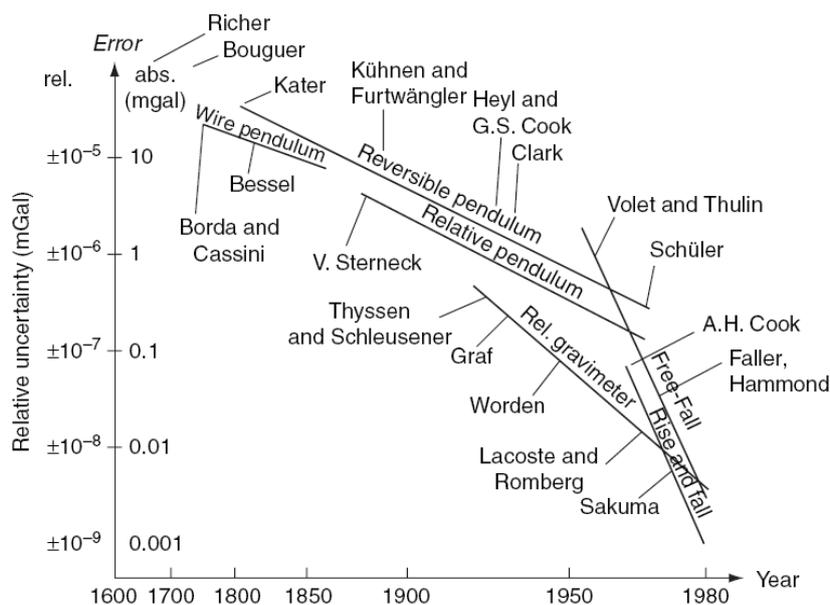


Figure 3.1 Evolution de la précision des systèmes d'observations gravimétriques au cours du temps (d'après Torge, 1989, modifié dans Niebauer, 2007). Nous pouvons mentionner qu'il existe également des gravimètres supraconducteurs, capables d'acquérir en continu des séries de mesures gravimétriques de haute précision (10^{-10} à 10^{-11} g). Nous rappelons qu'1 mGal vaut 10^{-5} m s^{-2} ou environ 10^{-6} g .

3.1.1.1. Le gravimètre absolu FG5

Le gravimètre absolu de type FG5 est basé sur la mesure de l'accélération d'un corps en chute libre (Niebauer 1995 *et al.*, 1995, Niebauer, 2007). Un coin de cube est lâché dans une chambre de chute mise sous vide (Figure 3.2). La trajectoire du coin de cube est déterminée avec précision ($\sim 10^{-6}$ m) par interférométrie laser, alors que le temps de chute est mesuré par une horloge atomique au Rubidium, parfois asservie par GPS (Figure 3.2). La hauteur et la durée de la chute sont d'environ 0.2 m pour 0.2 s. Une valeur de g est déterminée pour chaque chute en inversant approximativement 700 couples de mesures du temps et de la distance parcourus par le coin de cube. Une valeur de g moyenne est donnée pour une série de 100 chutes, effectuées généralement à 10 secondes d'intervalle. Pour obtenir une précision de l'ordre de 10 nm s^{-2} , plusieurs séries de 100 chutes doivent être réalisées. Pour des sites peu bruités, une mesure peut être réalisée avec une précision de 10 à 30 nm s^{-2} en quelques heures. L'ensemble du système de mesure est isolé des bruits sismiques par le «superspring» (Figure 3.2). Ce sismomètre actif de longue période (60 s) atténue les vibrations terrestres de forte amplitude pour une période de quelques secondes. Ce système permet de réduire significativement l'écart type des valeurs de g mesurées sur 100 chutes.

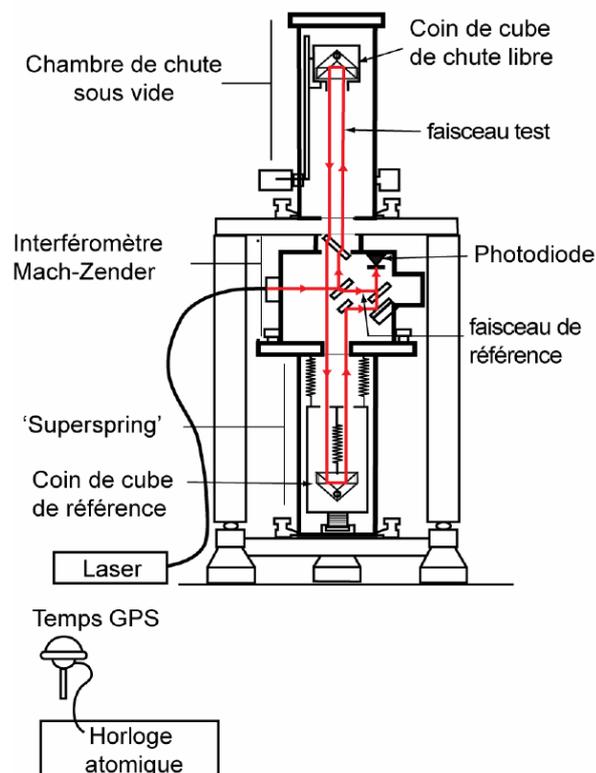


Figure 3.2 Schéma de fonctionnement du gravimètre absolu de type FG5 (d'après Niebauer 2007, modifié dans Jacob, 2009b)

3.1.1.2. Le gravimètre relatif CG5

Deux gravimètres relatifs de type Scintrex Autograv CG5 ont été utilisés dans cette étude. Ces instruments permettent de mesurer les variations de la gravité d'un site à un autre avec une résolution de 10 nm s^{-2} et une répétabilité de moins de 100 nm s^{-2} (Scintrex Limited, 2009).

Le capteur de l'instrument est constitué d'un ressort vertical en silice amorphe, supportant une masse asservie à une position fixe par capteur capacitif (Figure 3.3). Lorsque la gravité varie, ce capteur maintient la masse dans sa position initiale grâce à une contre-réaction électrostatique. La tension de contre-réaction mesurée est alors proportionnelle à la valeur de la gravité relative au site de mesure (Scintrex Limited, 2009). Lier cette tension à une valeur de g requiert une calibration, généralement réalisée sur une grande ligne d'étalonnage, où de larges variations de g connues grâce à des mesures de gravimétrie absolue sont comparées aux valeurs mesurées par le CG5 (Debeglia & Dupont, 2002). La constante de calibration (GCal 1; Figure 3.3) intégrée par Scintrex dans le logiciel du gravimètre est réalisée sur la ligne d'étalonnage d'Orangeville, à 70 km au Nord de Toronto (Scintrex Limited, 2009).

Les capteurs de ces gravimètres relatifs sont affectés par une forte dérive instrumentale, de l'ordre de $5\,000 \text{ nm jour}^{-1}$, liée au fluage du ressort en silice (Scintrex Limited, 2009). Lorsque l'instrument est au repos, cette dérive peut être supposée linéaire sur une période inférieure à une journée (Bonvalot *et al.*, 1998). La correction de dérive peut donc être estimée en mesurant la variation de g à quelques heures d'intervalle sur le même site (Figure 3.3). Sur le terrain, le capteur est soumis à différents chocs (mécaniques, température etc.) de sorte que de fréquentes réoccupations d'une même station s'avèrent nécessaires pour estimer correctement la dérive. Une série de mesures commencée et terminée à une même station est alors appelée une boucle.

Réaliser une mesure de précision (quelques dizaines de nm s^{-2}) avec un tel instrument requiert différentes précautions. Le ressort doit être aligné sur la verticale locale: ceci est réalisé à l'aide d'un tripode spécialement conçu pour le CG5, permettant de niveler l'appareil avec une précision de l'ordre de l'arcseconde (correction des tilts ; Figure 3.3). Le capteur doit de plus être maintenu à pression et température constantes, afin de limiter les effets non linéaires de dérive. Pour cette raison, le capteur est placé dans une chambre thermostatée sous vide (Figure 3.3). Les variations de température interne du gravimètre sont mesurées avec une résolution de 0.01 mK . Les coupures de courant doivent à tout prix être évitées pour maintenir la température et le vide de la chambre de mesure. Un CG5 classique est conçu pour réaliser des mesures sous une température externe de -40 à $+45 \text{ }^\circ\text{C}$ (Scintrex Limited, 2009).

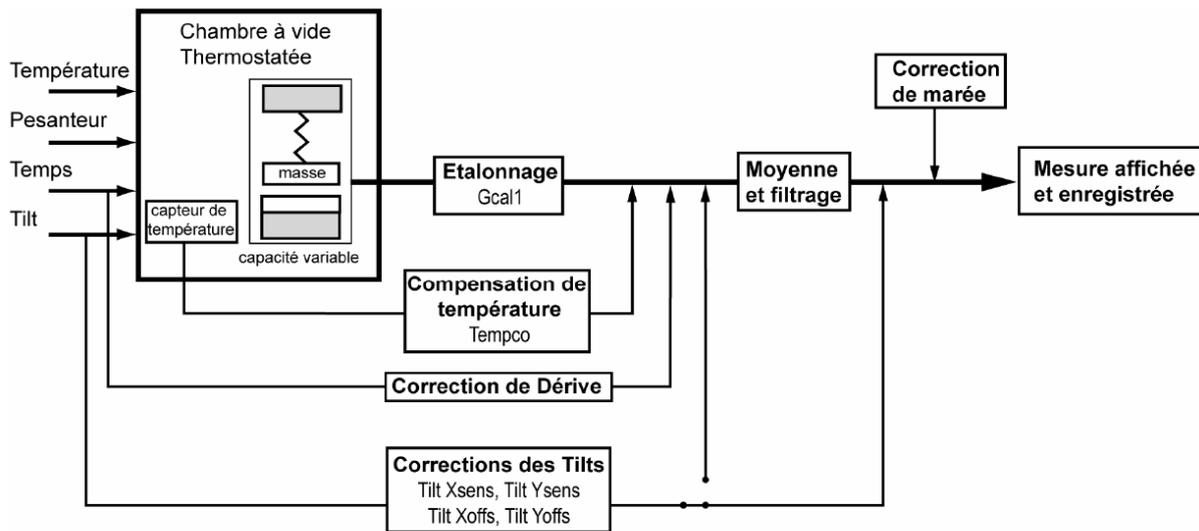


Figure 3.3 Schéma de fonctionnement d'un gravimètre relatif de type Scintrex Autograv CG5, montrant les corrections appliquées et les constantes associées (d'après Jacob, 2009b).

Le gravimètre CG5 mesure à une fréquence de 6 Hz, et fournit une valeur de g moyennée toutes les secondes sur une durée définie par l'utilisateur. Pour notre étude (détaillée dans le Chapitre 6), nous avons réalisé au minimum 5 séries de 60 mesures (soit ~ 5 minutes au total) par instrument et par site. Les mesures affichées peuvent être corrigées des effets de marées terrestres et de la dérive interne selon le choix de l'utilisateur. Pour notre étude, ces paramètres ont été estimés indépendamment des corrections proposées par Scintrex (voir Chapitre 6). Le choix de la période d'une série de mesure est optimisé pour minimiser l'effet du bruit micro-sismique. Merlet *et al.*, 2008 montrent qu'une période de 85 s minimise les effets du bruit sismique pour leur site de mesure situé à Trappes. Au delà de 85 s, la variance sur une série de mesure augmente car les marées terrestres influencent le signal. Pour des sites calmes, la période d'une série de mesure peut être abaissée à 60 s.

3.1.1.3. Corrections des effets géophysiques

Nous cherchons dans cette étude à évaluer les variations temporelles de la gravité générées par les variations des stocks d'eau. Pour accéder à ce signal, les mesures de la gravité doivent être corrigées de différents effets dynamiques:

- **Les marées terrestres** modifient le champ de pesanteur mesurable à la surface terrestre avec une amplitude de quelques milliers de nm s^{-2} par jour (Figure 3.4). Ces variations sont dues à la déformation de la Terre solide sous l'effet de l'attraction des astres (principalement la Lune et le Soleil). Différents modèles permettent d'estimer l'effet des marées solides sur la gravité. Dans notre étude, nous utiliserons les paramètres de marée solide du modèle ETGTAB (Wenzel 1996) pour corriger les mesures de gravimétrie absolue et les paramètres du modèle WDD (Van Camp & Vauterin, 2005) pour corriger les mesures de gravimétrie relative.
- **La surcharge océanique** modifie la gravité avec une amplitude de quelques dizaines de nm s^{-2} par jour pour notre site de mesure (Figure 3.4). Cet effet est plus fort près des côtes. En effet, ces variations sont dues à la déformation de la Terre sous l'effet de la redistribution des masses d'eau océaniques générée par l'attraction des astres. Ce sont donc également des marées, affectant les masses d'eau océaniques, elles-mêmes influençant la forme et le champ de pesanteur à la surface des continents. Nous utilisons la correction de Schwiderski (1980) pour corriger nos mesures de gravimétrie absolue et les paramètres du modèle FES 2004 (Lyard *et al.*, 2006) pour les mesures de gravimétrie relative.
- **Les variations de pression atmosphérique** modifient la gravité avec une amplitude de d'environ $-3 \text{ nm s}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$, générant une variation de l'ordre de 10 nm s^{-2} par jour pour notre site d'étude (Figure 3.4). Cet effet est dû aux variations de masses d'air au dessus du gravimètre. Dans notre étude, nous calculons la correction de pression atmosphérique à l'aide de mesures *in situ* auxquelles nous appliquons une admittance de $-3 \text{ nm s}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$.
- **Le mouvement du pôle** modifie la gravité mesurée en surface avec une amplitude de quelques dizaines de nm s^{-2} par an (Figure 3.4). La variation de la position du pôle traduit une variation de l'axe de rotation terrestre de quelques dixièmes d'arcseconde avec une composante quasi-annuelle et une composante séculaire. Les variations de gravité générées par ces changements de rotation sont calculées à l'aide du logiciel Tsoft, à partir des estimations des coordonnées du pôle géographique fournies par l'IERS (International Earth Rotation Service and Reference Systems). Seules les mesures de gravimétrie absolues sont corrigées du mouvement du pôle, cet effet étant négligeable sur une boucle de mesure de gravimétrie relative (quelques heures).

L'incertitude sur l'ensemble des corrections apportées est évaluée à 10 nm s^{-2} (Niebauer, 1995).

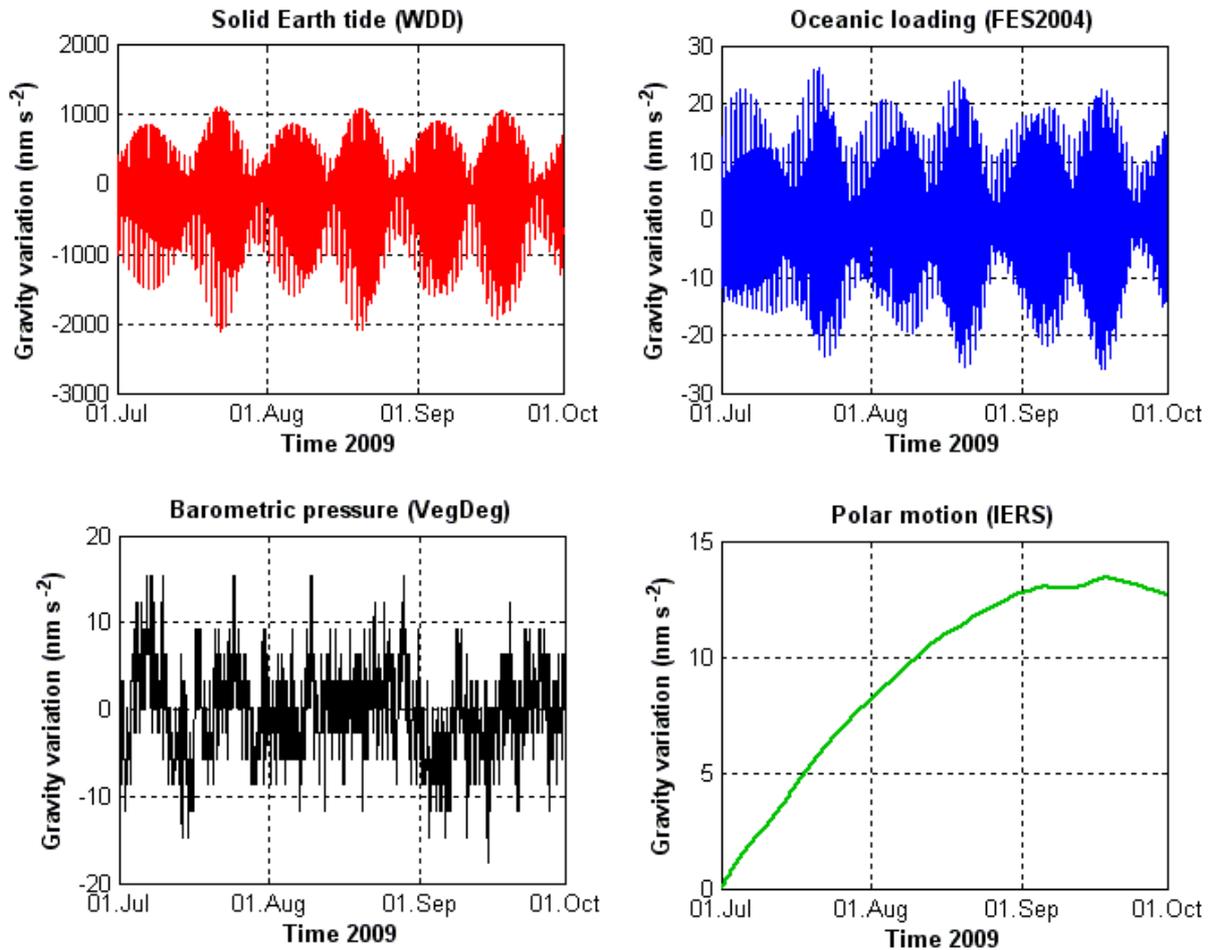


Figure 3.4 Variations de gravité dues à la marée océanique, à la surcharge océanique, aux variations de pression atmosphérique et au mouvement du pôle durant la période de mousson 2009 à Wankama.

3.1.2. Mesures spatiales de la gravité : les satellites GRACE

La mission GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment), dédiée à l'étude des variations temporelles du champ de gravité, permet de restituer les variations de masses d'eau continentales à des échelles allant du mois à quelques années et avec une résolution spatiale maximale de 400 km (Tapley *et al.*, 2004). Ce système spatial, lancé en mars 2002, est constitué de deux satellites, nommés Tom et Jerry, se suivant à basse altitude (~ 480 km) et séparés par une distance d'approximativement 220 km (Figure 3.5.a). La position des satellites sur leur orbite est déterminée par GPS et la distance les séparant grâce à un système de mesure micro-ondes dans la bande K. Lorsque les satellites survolent une anomalie de masse, la distance les séparant varie. Par exemple, lors du survol de l'Himalaya, le premier satellite est attiré par la chaîne de montagne, puis le second, provoquant ainsi deux pics successifs de variation de la distance inter-satellitaire (Figure 3.5.b). Les variations du champ de pesanteur peuvent par conséquent être déduites de la mesure de la distance inter-satellitaire. Pour cela, les effets des

forces non gravitationnelles (forces de surface) doivent être corrigés et sont estimés grâce à deux accéléromètres équipant chacun des satellites.

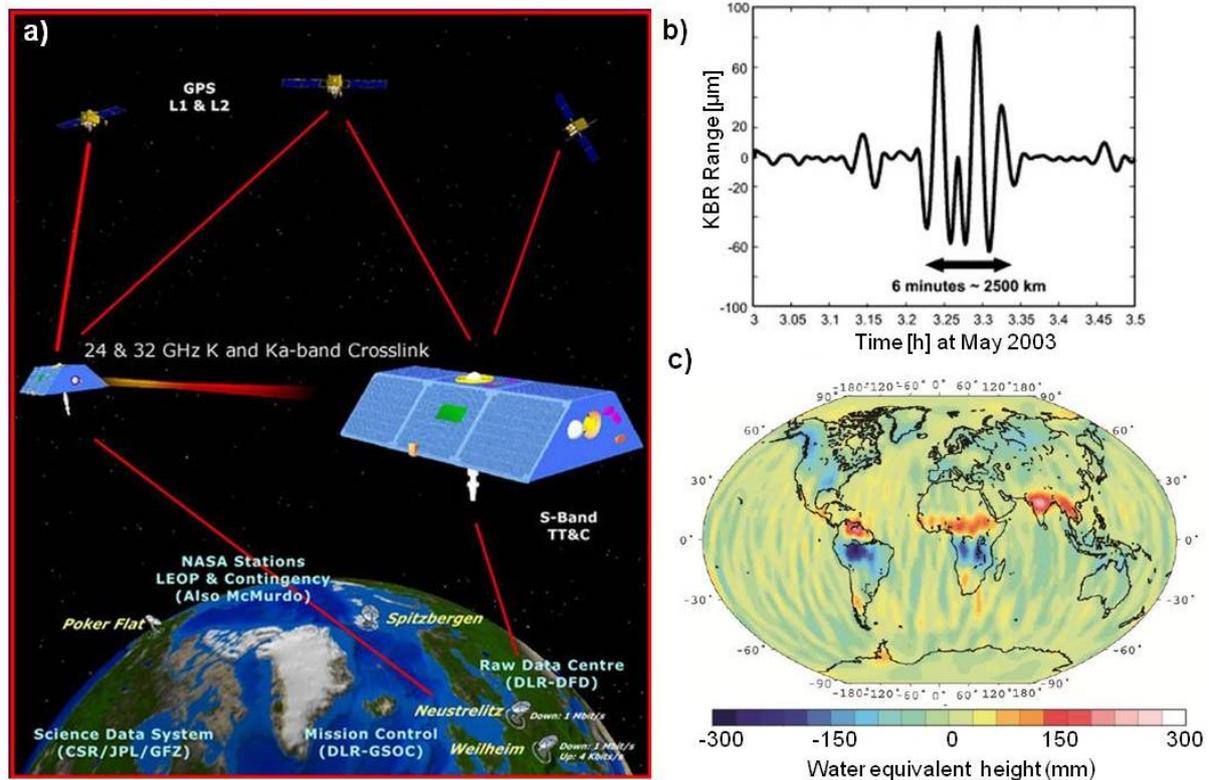


Figure 3.5 Mission spatiale GRACE. a) Configuration de vol (© *The University of Texas Center for Space Research*). b) Variation de la distance inter-satellitaire lors du survol de l'Himalaya (d'après Reigber *et al.*, 2005). c) Distribution des stocks d'eau continentaux en septembre 2006 estimée d'après les solutions GRACE du GFZ filtrées à 400 km (d'après Frappart *et al.*, 2011)

Les variations gravimétriques dues à la redistribution des masses d'eau continentales sont obtenues après correction des autres effets dynamiques agissant sur la gravité. Ces effets comprennent les marées terrestres, océaniques et polaires, les effets induits par les variations de masse dans l'atmosphère et les océans et l'attraction gravitationnelle des autres astres et planètes sur les satellites. Les solutions GRACE peuvent ensuite être exprimées sous forme de coefficients harmoniques sphériques permettant de reconstituer le champ de pesanteur, ou encore transformés en hauteurs d'eau équivalentes, représentant les variations de masse d'eau sur toute l'épaisseur du sol, de la surface aux aquifères (Figure 3.5.c). Ces solutions sont distribuées par différents centres de recherche, appliquant différentes stratégies de traitement pour atténuer le bruit de mesure et proposant différentes corrections des effets dynamiques perturbateurs (notamment les effets liés aux redistributions des masses dans l'atmosphère et l'océan). Une comparaison des solutions proposées par différents centres est présentée pour le continent africain dans le chapitre 4. Nous utiliserons par la suite les solutions du CNES/GRGS (Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale) afin d'estimer l'effet des redistributions des masses d'eau à l'échelle du globe sur la gravité (Chapitre 5).

3.1.3. Mesures de positionnement

Les mesures de positionnement ont un large spectre d'applications en géosciences, allant de la simple localisation géographique à la mesure dynamique de la surface terrestre. Pour cette étude, nous avons utilisé la technique de mesure par GPS (Global Positioning System) différentiel afin de réaliser une cartographie complète du bassin versant de Wankama. Nous avons également équipé le bassin versant de systèmes GPS semi-permanents, afin d'étudier les mouvements verticaux de la surface terrestre pendant une saison des pluies.

3.1.3.1. GPS

Le GPS est un système de géolocalisation, permettant de déterminer une position à la surface terrestre à l'aide d'une constellation de 28 satellites en orbite autour de la Terre à une altitude d'environ 20 000 km. Ce système a été développé par l'armée américaine dans les années 1960, puis mis à disposition des civils en 1995. Le principe du positionnement est basé sur la trilatération. La position de chacun de ses satellites est connue à tout instant, grâce à un système d'émissions d'ondes radiométriques doublé d'une mesure précise du temps par horloge atomique. Equipé d'un récepteur à la surface terrestre, la position de l'utilisateur est déterminée lorsque les signaux émis par au moins quatre satellites sont captés : trois satellites permettent d'obtenir le point d'intersection des trois sphères, le quatrième la synchronisation du temps. Ce système permet d'obtenir une position avec une précision d'une dizaine de mètres, depuis la levée des restrictions de précision imposées aux civils jusqu'au milieu des années 2000. Une large part de l'incertitude sur le positionnement obtenu est attribuable aux effets des masses d'air troposphériques et stratosphériques, ralentissant l'onde émise par les satellites avec un délai inconnu. Les autres sources d'erreurs sont dues aux imprécisions du positionnement des satellites sur leur orbite, à la traversée de l'ionosphère (perturbation des ondes électromagnétiques émises), aux multi-trajets (réflexion de l'onde émise sur des objets proches de l'antenne réceptrice), et aux imprécisions de positionnement de l'antenne réceptrice.

3.1.3.2. GPS différentiel

Pour obtenir une position avec une précision centimétrique, un deuxième récepteur fixe doit être installé à proximité d'un récepteur mobile (à moins de quelques kilomètres). La position du récepteur mobile est déterminée par rapport à la position du récepteur permanent : les termes d'erreurs communs entre les deux récepteurs s'annulent et des précisions de l'ordre du centimètre sont atteintes. Cette stratégie de mesure est appelée GPS différentiel ou DGPS.

3.2. Hydrologie

Le but de ce travail de thèse est de montrer l'apport des mesures de gravimétrie terrestre et spatiale à l'hydrologie en milieu sahélien. Toutefois les mesures de gravimétries seules ne permettent pas de différencier les variations des stocks d'eau superficielles (mare temporaire, humidité du sol) des variations de stock plus profondes (aquifères). Un ensemble de mesures hydrologiques doit alors être utilisé pour contraindre l'origine de ces variations gravimétriques (Chapitre 4). Dans ce but, différentes mesures in situ ont été mise à disposition par l'observatoire AMMA-CATCH (section 3.2.1). Des modèles hydrologiques globaux, basés sur un ensemble d'estimations satellitaires (flux atmosphériques, pluie, température, végétation etc.), sont également utilisés par la suite comme élément de comparaison aux données satellitaires GRACE.

3.2.1. Mesures terrestres

Cette section présente brièvement l'ensemble des instruments du super site Niger central de l'observatoire AMMA-CATCH (<http://www.amma-catch.org>; Cappelaere *et al.*, 2009) utilisés pour cette étude.

3.2.1.1. Pluviométrie

Il existe trois pluviomètres automatiques sur le bassin versant de Wankama, localisés sur le plateau, à proximité de la station de flux « Végétation Dégradée » et à l'est de la mare temporaire (Figure 2.12). Ces instruments mesurent l'intensité des précipitations toutes les minutes, grâce à un système de basculement d'augets. Les valeurs des hauteurs d'eau précipitées utilisées dans cette étude ont été moyennées toutes les 5 minutes. Il existe également un réseau de 17 pluviomètres à lecture directe sur le bassin versant.

3.2.1.2. Flux atmosphériques

Il existe trois stations de flux situées sur le bassin versant de Wankama. Les deux stations principales sont situées dans des sites au couvert végétal typique des champs de mil et de la jachère. Ces stations ont été instrumentées afin de calculer les budgets énergétiques de surface locaux (Ramier *et al.*, 2009 et Boulain *et al.*, 2009). La troisième station de flux a été installée en aval du bassin versant sur un site à la végétation dégradée (faciès à Combretum), pour mesurer la dynamique de la végétation (Figure 2.12). Seules les mesures de pression atmosphérique et de

température de l'air réalisées à cette station à une hauteur de 2 m ont été utilisées dans cette étude (mesures disponibles moyennées toutes les 30 minutes).

3.2.1.3. Humidité du sol

Des mesures d'humidité du sol sont réalisées en continu par sondes capacitives aux stations de flux de mil et de jachère (section 3.2.1.2; Figure 2.12). Ces sondes enterrées à des profondeurs de 0.1, 0.5, 1, 1.5, 2 et 2.5 m effectuent une mesure par minute. L'absence de mesure à de plus grandes profondeurs se justifie par l'absence ou la très faible amplitude des variations d'humidité au delà des 3 premiers mètres de sol (section 2.7.3). De plus les sols sableux recouvrant ces sites ont la caractéristiques d'être très peu épais (section 2.5). Les capteurs d'humidité sont des sondes réflectométriques de teneur en eau du modèle CS616, manufacturé par Campbell Scientific (<http://www.campbellsci.com>). Le principe de ces appareils est basé sur la mesure du temps de trajet d'une onde électromagnétique de grande fréquence transmise entre deux tiges métalliques. Le temps de parcours de l'onde dépend de la permittivité diélectrique du milieu traversé, elle-même fonction de la teneur en eau du sol. L'obtention de valeurs d'humidité volumique à partir des périodes mesurées nécessite une calibration effectuée par pesée et séchage de différents échantillons de sol au site considéré. Les courbes de calibration réalisées montrent un comportement proche des courbes quadratiques réalisées par le constructeur, et permettent de retrouver le contenu en eau du sol avec une incertitude d'environ 0.02 m³ d'eau par m³ de sol.

Des mesures par sonde à neutron ont également été réalisées pendant la saison des pluies 2009 en 7 sites localisés sur le bassin versant de Wankama (Figure 2.12). Des tubes d'accès de 10 à 15 m ont été installés et des sondages hebdomadaires ont été réalisés. Le modèle Campbell Pacific Nuclear (CPN®), 503 DR Hydroprobe a été utilisé dans cette étude. Le système de mesure est composé d'une sonde et de son blindage, ainsi que d'un système de comptage. Le capteur est constitué d'une source radioactive émettrice de neutrons rapides, d'un détecteur de neutrons lents et d'un préamplificateur (Figure 3.7). Le blindage sert à assurer la protection de l'utilisateur contre les rayonnements émis. Pour la mesure, la sonde est descendue dans le tube d'accès en aluminium transparent aux neutrons rapides. Ceux-ci sont dispersés dans un rayon de

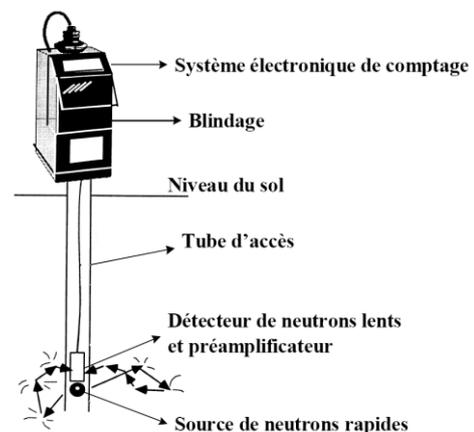


Figure 3. 6 Schéma d'une sonde à neutron (AIEA, 2003)

quelques dizaines de cm^3 autour de l'émetteur . Ces neutrons sont « ralentis » ou amenés à un état énergétique proche des atomes voisins par chocs avec les atomes d'hydrogènes des molécules d'eau et certains des composants du sol. On parle alors de neutrons thermiques. Le comptage de ces neutrons thermiques fournit une information indirecte sur le nombre de molécules d'eau présentes dans le sol. Le comptage est réalisé par un détecteur sensible uniquement aux neutrons thermiques, pouvant être constitué de bore-10, d'hélium-3 ou encore fonctionner par scintillation. Ce détecteur envoie une impulsion électronique, préalablement amplifiée (rôle du préamplificateur), au système de comptage. Le système électronique de comptage affiche le nombre de neutrons thermiques par minute ou par seconde selon le choix de l'utilisateur. Un descriptif complet sur l'utilisation des sondes à neutron a été réalisé par l'AIEA (2003).

Le comptage relatif est calculé comme le comptage de neutrons thermiques normalisé par le comptage standard réalisé dans une bassine d'eau de la mare temporaire de Wankama. Ce comptage relatif fournit une indication qualitative sur les variations de teneurs en eau dans le sol. Pour accéder à une information quantitative, une calibration doit être réalisée en prélevant des échantillons de sols aux sites de mesures, dont la teneur en eau est d'abord déterminée par comptage neutronique, puis par une succession de pesées de l'échantillon de sol réalisées avant et après séchage. Nous pouvons noter que cette méthode d'estimation du contenu en eau pondéral par pesées et séchage est appelée méthode gravimétrique dans la communauté hydrologique.

3.2.1.4. Linnimétrie

Des mesures du niveau d'eau dans la mare sont réalisées toutes les 5 minutes par un flotteur (OTT Thalimede ©) et toutes les 20 minutes par un capteur de pression (manufacturé par STS ©). Ces enregistrements automatiques sont contrôlés par des lectures du niveau d'eau sur échelle linnimétrique, réalisé environ une fois par semaine pendant la saison des pluies et une fois par mois pendant la saison sèche.

3.2.1.5. Piézométrie

Le suivi du niveau de la nappe se fait par quatre piézomètres équipés de capteurs de pression (Diver ©), mesurant le niveau de l'eau toutes les 20 minutes. Ces mesures sont corrigées de la pression atmosphérique. Ces enregistrements sont contrôlés par des mesures directes par sonde lumineuse (OTT KL010 ©).

3.2.2. Modèles hydrologiques globaux

Les modèles hydrologiques et hydrométéorologiques globaux sont utilisés dans cette étude pour estimer la distribution des masses d'eau à la surface des continents à l'échelle du globe. Ces estimations sont comparées aux variations du champ de pesanteur issues de la mission spatiale GRACE.

3.2.2.1. Les modèles GLDAS

Le système d'assimilation GLDAS (Global Land Data Assimilation System) permet de modéliser le contenu en eau du sol, de la canopée et de la couverture neigeuse sur l'ensemble des continents, excepté l'Antarctique, à l'aide d'un grand nombre de données issues d'observations terrestres et spatiales (Rodell *et al.*, 2004). L'originalité de ce système est de permettre une réestimation des données de forçage (précipitations, vent, température, pression etc.) grâce à l'assimilation de données de surface (e.g. température de surface, couverture neigeuse). Quatre modèles de surface (MOSAIC, NOAH, CLM et VIC) proposent d'estimer les diverses composantes du bilan hydrologique avec différentes résolutions spatiales et temporelles. Nous utiliserons par la suite le modèle NOAH, permettant d'évaluer le contenu en eau du sol (divisé en 4 couches allant de 0 à 2 m de profondeur), de la végétation et de la couverture neigeuse avec une résolution spatiale de 0.25 ° et une résolution temporelle de 3 h. Ce modèle n'intègre ni eaux de surface (rivières, lacs), ni eaux souterraines (aquifères) dans sa configuration. Le forçage par les précipitations a un impact fort sur les hauteurs d'eau équivalentes simulées (somme des contenus en eau estimés dans les différents réservoirs). Boy *et al.* (2010) montrent que le modèle GLDAS fournit des simulations du contenu en eau du sol pouvant différer de quelques dizaines de mm selon les estimations des précipitations utilisées pour le forçage (missions spatiale TRMM ou CMAP).

3.2.2.2. Les modèles ECMWF

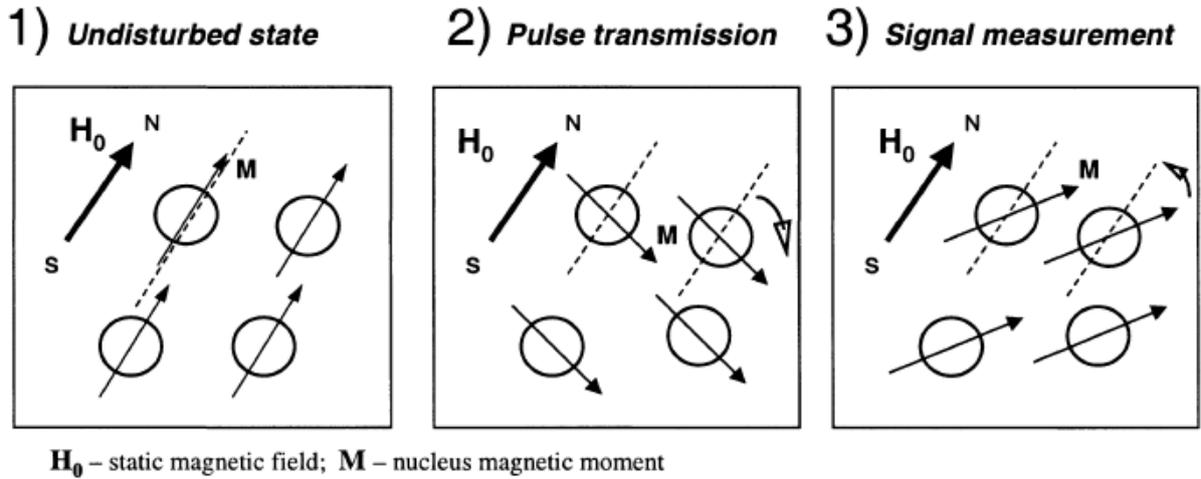
Le centre ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) propose de modéliser les contenus en eau du sol et de la couverture neigeuse sur toute la surface du globe avec une résolution temporelle de quelques heures et une résolution spatiale d'environ 0.25 °. Ce modèle, décrit par Viterbo & Beljaars (1995) est avant tout un modèle météorologique: les simulations du contenu en eau proposés sont des sous-produits du modèle de circulation atmosphérique globale de l'ECMWF. Une réanalyse des prévisions ECMWF, proposant d'intégrer de nouvelles observations terrestres et spatiales, est aujourd'hui disponible (Uppala *et al.*, 2005). Tous comme le modèle GLDAS, ce modèle ne considère ni eaux de surfaces (lacs, rivières), ni eaux souterraines (aquifères).

3.3. La résonance magnétique protonique : une méthode géophysique de subsurface

Un objectif subsidiaire à ce travail de thèse est la comparaison des méthodes d'observation gravimétriques avec d'autres méthodes géophysiques de subsurface. De nombreuses missions de géophysique de subsurface ont été réalisées antérieurement dans le cadre du projet AMMA dans notre région d'étude (Boucher et al. 2009a). Parmi les différentes méthodes géophysiques, les mesures de résonance magnétique protonique (RMP) sont les plus pertinentes à comparer aux résultats gravimétriques, car le signal RMP est directement sensible à la quantité d'eau souterraine. Dans le cadre du programme GHYRAF, plusieurs campagnes de mesure RMP ont été effectuées sur le bassin versant de Wankama. Nous présentons ces résultats dans le chapitre 5 et proposons ici d'expliquer le principe de fonctionnement de cette méthode géophysique. Une description détaillée de cette méthode est disponible dans les ouvrages de thèse de J. M. Vouillamoz (2003) et M. Boucher (2007), ainsi que dans différents articles de recherche (e.g. Legchenko *et al.* 2002; 2004).

La résonance magnétique protonique est une méthode de prospection géophysique directement sensible au contenu en eau du sous-sol, spécialement adaptée pour l'imagerie et la caractérisation des aquifères (Legchenko *et al.*, 2004). Le principe de la mesure est basé sur la résonance magnétique nucléaire: le moment magnétique des noyaux d'hydrogènes contenus dans les molécules d'eau, après avoir été excités par un champ magnétique perturbateur émis à une fréquence spécifique (dite de Larmor), génèrent un champ magnétique de relaxation lorsqu'il reviennent à leur état d'équilibre dans un champ magnétique statique (le champ géomagnétique dans le cas des sondages RMP de terrain).

Sur le terrain, un champ exciteur est émis par injection d'un courant électrique alternatif dans une boucle déployée à la surface du sol. A l'équilibre, les noyaux d'hydrogènes des molécules d'eau du sous-sol possèdent un moment magnétique non nul aligné avec le champ géomagnétique local (Figure 3.7.1). Lors de l'émission du champ magnétique perturbateur, cet état d'équilibre est modifié et provoque une précession des moments magnétiques autour de la direction du champ magnétique initial (Figure 3.7.2). Après coupure du champ exciteur, les noyaux d'hydrogène reviennent à leur état d'équilibre en émettant un champ de relaxation à la fréquence de Larmor qui est mesuré avec la même boucle qui a servi à l'injection (Figure 3.7.3).



Corresponding magnetic resonance measurement

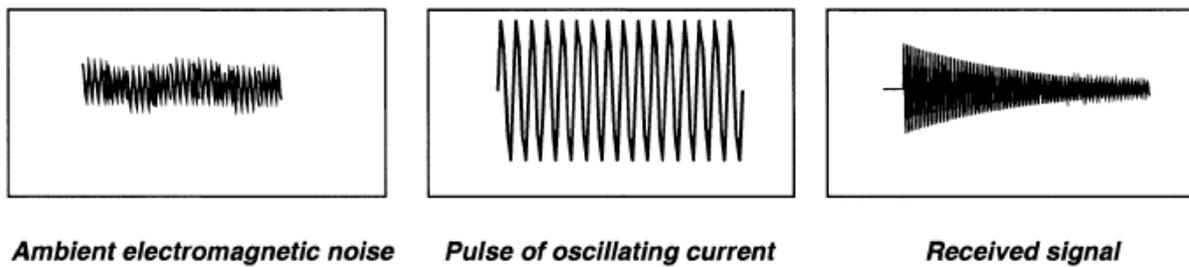


Figure 3.7 Séquences observées lors de mesures de résonance magnétique (d'après Legchenko, 2002)

L'amplitude du signal RMP (en nV) est d'autant plus intense que le nombre d'atomes d'hydrogènes excités est grand et donc directement proportionnelle au contenu en eau du sous sol. La profondeur des couches investiguée est contrôlée par l'intensité des impulsions électriques émises. Le temps de relaxation (temps de retour à l'équilibre), est lié à la distance moyenne entre une molécule d'eau et la phase solide et nous renseigne sur la taille des pores de la matrice rocheuse (Tableau 3.1).

Temps de relaxation (ms)	Types de formations aquifères
< 30	argiles sableuses
30 - 60	sables argileux, sables très fins
60 - 120	sables fins
120 - 180	sables moyens
180 - 300	sables à gros grains et graveleux
300 - 600	graviers
600 - 1 000	plan d'eau libre

Tableau 3.1 Classement des temps de relaxation en fonction de la granulométrie (d'après Schirov *et al.*, 1991)

Nous pouvons mentionner ici que l'enregistrement de la réponse RMP n'est possible qu'après un délai instrumental de quelques dizaines de millisecondes. En raison de ce temps mort instrumental, une partie du contenu en eau de l'aquifère n'est pas visible. Comme les temps de relaxations courts correspondent à l'eau proche des grains solides, l'eau invisible correspondrait approximativement à l'eau liée. Cette approximation est toutefois dépendante du contexte lithologique. Comme l'indique le tableau 3.1, les volumes d'eaux contenus au sein des formations sédimentaires peu perméables, comme les argiles sableuses, sont caractérisés par des temps de relaxation très courts et ne seront donc pas détectés par les sondages RMP.

3.4. Synthèse

Ce travail de thèse vise apporter de nouvelles contraintes sur le cycle de l'eau en Afrique sahélienne par la confrontation d'observations multidisciplinaires in situ et satellitaires. Le tableau 3.2 rappelle les différentes méthodes de mesures utilisées pour caractériser les variations de stocks d'eau au Sud-Ouest du Niger.

Observations	Géodésiques	Hydrogéophysiques
In-situ	Gravimétrie absolue et relative GPS différentiel	Hydrologie : Pluviométrie, limnimétrie, mesures de l'humidité du sol, piézométrie Géophysique : RMP
Satellitaires	Mission GRACE	Modèles hydrologiques globaux GLDAS et ECMWF

Tableau 3.2 Méthodes de mesures employées pour l'observation des stocks d'eau sahéliens

Chapitre 4

Actions des masses d'eau sur la gravité

La redistribution des masses d'eau altère le champ de pesanteur terrestre de l'échelle de la parcelle à celle du continent. Ce chapitre décrit les processus par lesquels les variations des stocks d'eau continentaux agissent sur la gravité à l'échelle locale et à l'échelle du globe. La méthode utilisée pour estimer les contributions hydrologiques locale et globale au signal gravimétrique y est également présentée.

4.1. Actions des masses d'eau sur la gravité

4.1.1. Définition de la gravité

Selon la loi de la gravitation proposée par Newton, deux corps ponctuels de masse m_1 et m_2 s'attirent avec une force d'intensité F proportionnelle à chacune de ces masses, et inversement proportionnelle au carré de la distance r qui les sépare.

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (4.1)$$

Cette force est dirigée le long de la ligne connectant les points 1 et 2, et proportionnelle à la constante gravitationnelle $G = 6.6742 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$.

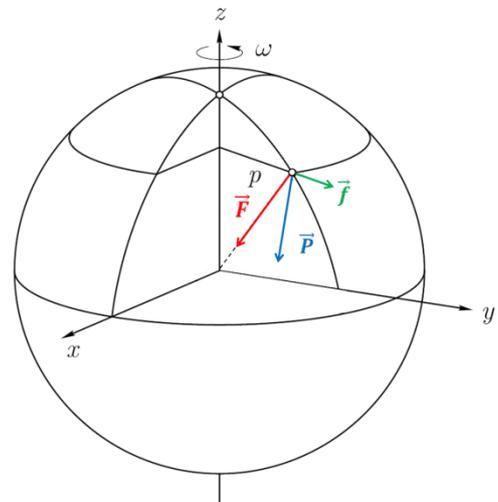


Figure 4.1 Force gravitationnelle, force centrifuge et force de pesanteur

La force de pesanteur est la force agissant sur tout corps de masse m posé au repos à la surface de la Terre, résultant des actions concurrentes de la force gravitationnelle et de la force centrifuge, issue de la rotation terrestre. Elle est communément appelée poids et peut être notée \vec{P} , telle que:

$$\vec{P} = \vec{F} + \vec{f} \quad (4.2)$$

où \vec{F} est la force gravitationnelle et \vec{f} la force centrifuge d'intensité f , proportionnelle au carré de la vitesse angulaire de la rotation terrestre ω et à la distance p du point d'observation par rapport à l'axe de rotation.

$$f = m \omega^2 p \quad (4.3)$$

La figure 4.1 indique les directions respectives de ces forces (les intensités ne sont pas respectées) pour une terre sphérique, centrée sur un repère cartésien dont l'axe z correspond à l'axe de rotation terrestre.

La gravité est l'accélération due la force de pesanteur à la surface terrestre. Elle agit sur toute masse m , et est notée \vec{g} telle que :

$$\vec{P} = m\vec{g} \quad (4.4)$$

La gravimétrie mesure l'intensité de cette accélération, notée g . La source principale de variation de g est la latitude : la gravité est maximale au pôle ($\sim 9,832 \text{ m s}^{-2}$) et minimale à l'équateur ($\sim 9,780 \text{ m s}^{-2}$). Cette variation s'explique du fait de l'ellipticité de la Terre, et de l'action de la force centrifuge maximale à l'équateur et nulle au pôle. La gravité varie également au cours du temps. L'exemple le plus frappant est celui des forces de marées, générant des variations de la gravité de plusieurs milliers de nm s^{-2} par jour en conséquence des forces gravitationnelles exercées par les astres entourant la Terre, principalement la Lune et le Soleil (voir section 3.1.1.3).

4.1.2. Actions des masses d'eau

La redistribution des masses d'eau au sein des différents réservoirs hydrologiques agit également de façon infime (de l'ordre 10^{-9} à $10^{-6} \text{ nm s}^{-2}$), mais mesurable sur la gravité (e.g. Montgomery, 1971; Lambert & Beaumont 1977; Bower & Courtier 1998; Kroner 2001). Cette action s'exprime principalement du fait des variations de masse, générant une attraction newtonienne et modifiant la gravité mesurée en surface, mais également par un effet élastique lié à la déformation de la croûte terrestre sous le poids d'une charge (Longuevergne *et al.*, 2009). Ces deux processus sont décrits dans les paragraphes suivants. Les méthodes utilisées pour les évaluer sont détaillées dans les sections 4.2 et 4.3.

4.1.2.1. Attraction newtonienne

Toute variation de masse, superficielle (rivières, lacs, humidité du sol) ou profonde (aquifère), modifie la gravité terrestre du fait de l'attraction newtonienne. C'est l'effet direct de la force gravitationnelle: deux corps ponctuels s'attirent avec une force d'intensité proportionnelle à chacune des masses, et inversement proportionnelle au carré de la distance qui les sépare.

4.1.2.2. Surcharge élastique

Mais la Terre est également un solide élastique, qui se déforme sous le poids d'une charge. La croûte terrestre subit ainsi un déplacement vertical d'amplitude centimétrique sous l'action des masses d'eau (Van Dam *et al.* 2001; Figure 4.2). La gravité mesurée en surface en sera modifiée

car la distance par rapport au centre de masse de la Terre varie et la configuration massique de la croûte change lors de sa déformation (Boy & Hinderer, 2006). On désignera par la suite la surcharge élastique comme la somme de ces effets liés à la flexure de la croûte et au potentiel de redistribution des masses. Le terme surcharge hydrologique peut également être employé pour désigner l'effet de surcharge élastique lié aux redistributions des masses d'eau continentales. L'expression surcharge élastique est traduite en anglais par *surface elastic loading* (section 5.2).

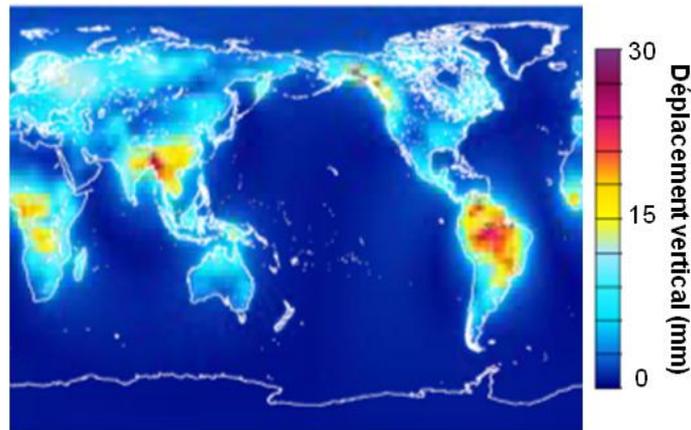


Figure 4.2 Amplitude maximale du déplacement vertical de la croûte prédit d'après les variations de stock d'eau continental estimées pour la période de 1994 à 1998 (d'après Van Dam *et al.* 2001)

4.1.2.3. Echelles spatiales associées aux variations de gravité

Les variations des stocks d'eau modifient la gravité mesurée au sol à cause des effets combinés de l'attraction newtonienne et de la surcharge élastique. L'effet de ces processus sur la gravité peut être quantifié pour des variations de stocks d'eau d'étendue variable. Ce calcul est présenté dans la littérature pour des variations de pression atmosphérique (Merriam, 1992), et pour des variations caractéristiques des réservoirs aquifères (Llubes *et al.*, 2004). Selon ces travaux, nous pouvons définir trois échelles spatiales, auxquelles est associé un ordre de grandeur des variations de gravité liées à l'hydrologie (Tableau 4.1). Compte tenu de la précision des gravimètres actuels, des variations de gravité supérieures à 10 nm s^{-2} peuvent être considérées comme significatives et des variations inférieures comme négligeables.

	Locale (<10 km)	Régionale (10 à quelques 100 km)	Globale (> quelques 100 km)
Attraction newtonienne	Significative	Négligeable	Significative
Surcharge élastique	Négligeable	Négligeable	Significative

Tableau 4. 1 Variations de gravité associées à différentes échelles spatiales (d'après Llubes *et al.* 2004).

- (1) **L'échelle locale:** les variations des stocks d'eau situés dans un rayon de quelques kilomètres autour du point d'observation génèrent une variation de gravité significative du fait de l'attraction newtonienne. Cet effet doit être estimé à l'aide de mesures hydrologiques *in situ*. Le signal gravimétrique généré par les stocks d'eaux locaux peut varier de quelques nm s^{-2} à quelques 1000 nm s^{-2} en fonction de l'activité hydrologique du site d'observation. Cet effet est bien sûr très faible en milieu désertique. L'effet de la surcharge élastique est négligeable à l'échelle locale.
- (2) **L'échelle régionale:** les variations des stocks d'eau situés entre quelques kilomètres et quelques centaines de kilomètres autour du point d'observation ne génèrent pas de variation significative de la gravité. En effet les stocks d'eau considérés par cette échelle constituent un anneau dont le rayon intérieur approche 10 km et le rayon extérieur 100 km : à cette échelle la courbure de la Terre, liée à sa sphéricité, est négligeable, si bien que les effets d'attraction newtonienne générés par les variations de masse d'eau sont inférieurs à 10 nm s^{-2} .
- (3) **L'échelle globale:** cette échelle spatiale considère les variations des stocks d'eau sur toute la surface du globe en dehors de la zone locale du site d'observation, définie par l'échelle locale (1). Les variations de gravité liées à l'hydrologie globale deviennent significatives pour des distances supérieures à quelques centaines de km à la fois du fait de l'attraction newtonienne, mais aussi du fait de la surcharge élastique. L'effet d'attraction newtonienne est à cette échelle lié à la sphéricité de la Terre: les masses d'eau lointaines ($> 100 \text{ km}$) se situent bien en dessous du point d'observation et agissent sur la composante verticale de la gravité mesurable à la surface. La somme des effets d'attraction newtonienne et de surcharge élastique constitue la contribution hydrologique globale. Cette contribution globale, aussi appelée contribution de grande longueur d'onde, est de l'ordre de quelques dizaines de nm s^{-2} (Boy & Hinderer, 2006). Classiquement, cette contribution est estimée à l'aide d'un formalisme de convolution faisant appel aux fonctions de Green, décrivant la réponse élastique de la Terre à une excitation (Farell, 1972). La distribution des masses d'eau à la surface terrestre est dans ce cas évaluée à l'aide de modèles hydrologiques globaux. Nous verrons dans la partie 4.3 que nous pouvons également utiliser les données satellitaires de la mission GRACE pour estimer la contribution hydrologique globale.

Les variations de gravité liées à l'hydrologie peuvent être séparées en une contribution locale et une contribution globale. La première contribution doit être estimée à partir de mesures

hydrologiques *in situ* (section 4.2) et la seconde à partir de données satellitaires ou de modèles hydrologiques offrant une couverture globale (section 4.3). La contribution hydrologique globale ne peut être négligée lors de l'interprétation du signal gravimétrique mesuré au sol, sous peine de mésestimer l'effet des stocks d'eaux locaux. La méthode utilisée pour calculer les effets gravimétriques de la variabilité des stocks d'eau locaux et globaux est détaillée pour notre site d'étude dans les sections suivantes.

4.2. Influences hydrologiques à l'échelle locale

4.2.1. Calcul de l'attraction newtonienne

Au premier ordre, à l'échelle locale, les variations gravimétriques sont dues à l'attraction newtonienne des masses d'eau proches du point de mesure (< 10 km). La composante verticale de la gravité Δg est alors calculée pour la somme des volumes élémentaires dV dans un volume total V représentant la variation de stock d'eau.

$$\Delta g = G\rho \int_V \frac{dV}{r^2} \cos\alpha \quad (4.5)$$

G ($6.6742 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$) est alors la constante gravitationnelle, ρ (kg m^{-3}) la masse volumique associée à la variation de stock d'eau (c'est-à-dire la masse d'eau par unité de volume), r (m) la distance entre le point d'observation et le volume élémentaire dV , et α l'angle entre l'axe vertical et r . La géométrie des stocks d'eau peut être décrite par une configuration de prismes rectangulaires de dimensions et de masses volumiques variables. La composante verticale de l'attraction gravitationnelle est alors calculée pour chaque prisme rectangulaire de masse volumique constante (e.g. Haàz, 1953; Nagy, 1966; Nagy et al., 2000 & 2002; Leirião et al., 2009). Lorsque cette intégration est réalisée dans un repère cartésien centré sur le point d'observation nommé P:

$$\Delta g_{\text{prisme}} = G\rho \left[x \cdot \ln(y+r) + y \cdot \ln(x+r) - z \cdot \arctan\left(\frac{x \cdot y}{z \cdot r}\right) \right]_{x_1, y_1, z_1}^{x_2, y_2, z_2} \quad (4.6)$$

, où $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ est la distance d'un point du prisme de coordonnées (x, y, z) au centre P du repère choisi, et (x_1, y_1, z_1) et (x_2, y_2, z_2) sont les coordonnées minimales et maximales définissant le prisme (Figure 4.3).

La variation de gravité peut ainsi être calculée pour n'importe quelle géométrie de stock d'eau comme la somme des attractions générées par chaque prisme.

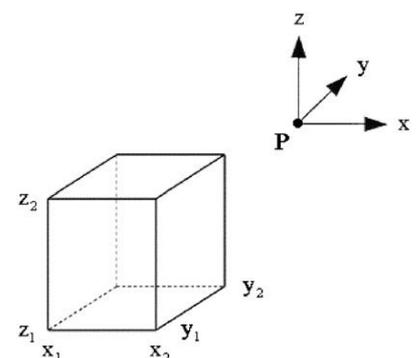


Figure 4. 3 Prisme rectangulaire

4.2.1.1. Effet d'un plateau infini de Bouguer

Lorsque la géométrie des variations des stocks d'eau est inconnue, la façon la plus simple de modéliser leur effet sur la gravité est de considérer un plateau infini d'épaisseur variable dont on ajuste la teneur en eau. Cette approche a été suggérée par Pierre Bouguer au XVIII^{ème} siècle, pour tenir compte des variations de gravité liées à la topographie. L'effet gravitationnel d'un plateau infini de masse volumique ρ et de hauteur h s'exprime alors :

$$\Delta g_B = 2\pi G\rho h \quad (4.7)$$

La variation de gravité Δg_B générée par une telle charge est désignée comme l'effet d'un plateau infini de Bouguer ou plus simplement effet de plateau. Dans le cas d'une lame d'eau, ρ égale 1000 kg m^{-3} et la variation de gravité générée est de 420 nm s^{-2} par mètre d'épaisseur d'eau. Cet effet est indépendant de la distance au point de mesure et correspond à l'attraction maximale pouvant être générée par une masse déterminée, quelle que soit sa géométrie. Le terme de charge sera souvent employé pour désigner un corps pesant de masse et de géométrie quelconques.

4.2.1.2. Charge hydrologique à dimension finie

La variation de gravité causée par une charge hydrologique à géométrie finie sera fonction de l'étendue, ainsi que de la distance de cette charge par rapport au point d'observation (Figure 4.4). Pour une étendue donnée, le signal gravimétrique diminue quand la profondeur de la charge augmente. A contrario, pour une profondeur donnée, le signal gravimétrique augmente avec le rayon de la charge. A partir d'un certain rayon, l'effet de plateau est atteint. Des variations de stock d'eau très superficielles génèrent une variation de gravité égale à l'effet de plateau pour une extension de seulement quelques mètres. Des variations de stock plus profondes doivent être plus étendues pour générer une variation significative de la gravité : une charge située à 10 m de profondeur occasionne une variation de gravité égale à l'effet de plateau pour un rayon d'un kilomètre (Figure 4.4).

Du point de vue de la mesure gravimétrique, cela signifie que des variations de stock d'eau de petit volume sont détectées en surface, alors qu'un plus grand volume est échantillonné en profondeur. Des masses d'eau situées à une altitude proche du capteur gravimétrique mais à une distance latérale de plus de quelques mètres ne participeront pas au signal gravimétrique. Mathématiquement, cet effet est du au fait que la variation de gravité

mesurée est la projection sur la verticale de l'attraction gravitationnelle générée par la charge considérée. Un terme en $\cos \alpha$ apparaît alors dans l'expression de la variation de gravité (équation 4.5), égal à 0 quand la charge est située à la même altitude que le point de mesure et égal à 1 quand la charge est située à la verticale du point de mesure.

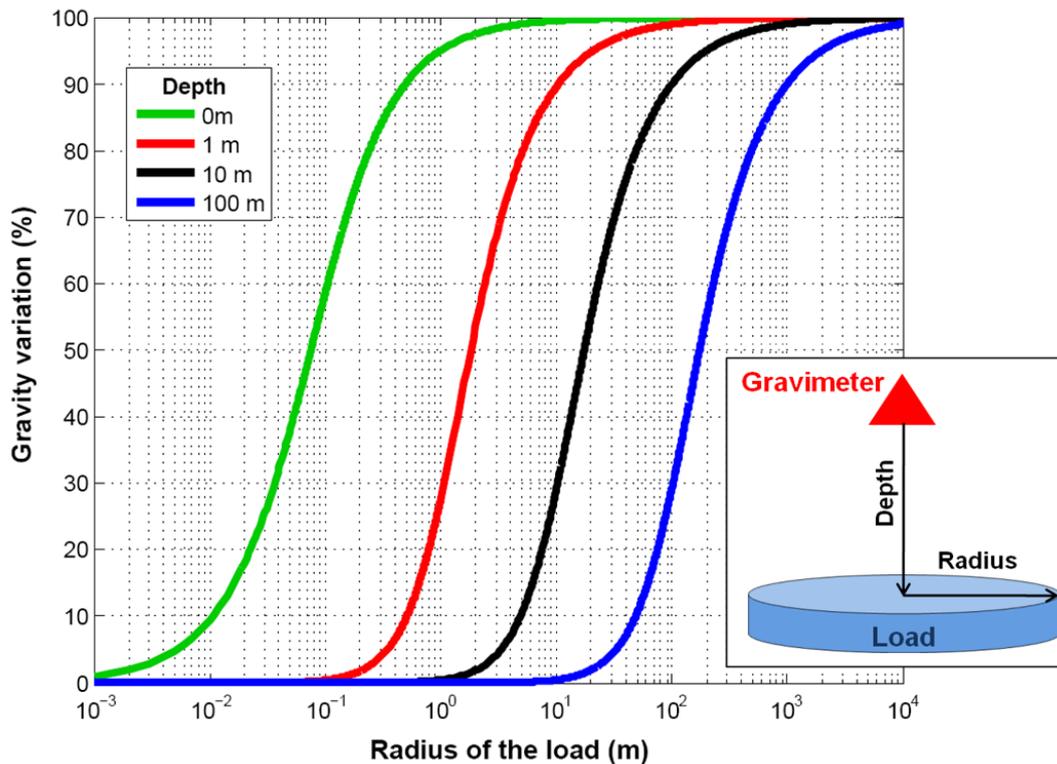


Figure 4.4 Variation de la gravité due à un disque d'eau d'1m d'épaisseur et de rayon croissant situé à différentes profondeurs. La variation de gravité est normalisée par l'effet d'un plateau infini d'1m d'épaisseur (420 nm s⁻²).

4.2.2. Modélisation du signal gravimétrique associé aux variations des réservoirs hydrologiques locaux

L'hydrologie locale du site de Wankama peut être divisée en 3 réservoirs principaux: la mare temporaire se remplissant pendant la saison de pluies, la zone non saturée (également appelée zone vadose) correspondant à l'épaisseur de sol entre la surface et la nappe, qui est aussi appelée zone saturée ou aquifère, et constitue le dernier des trois réservoirs hydrologiques. L'attraction newtonienne associée à chacun de ces réservoirs peut être calculée séparément. Les modèles de réservoirs utilisés sont détaillés ci après par ordre de simplicité.

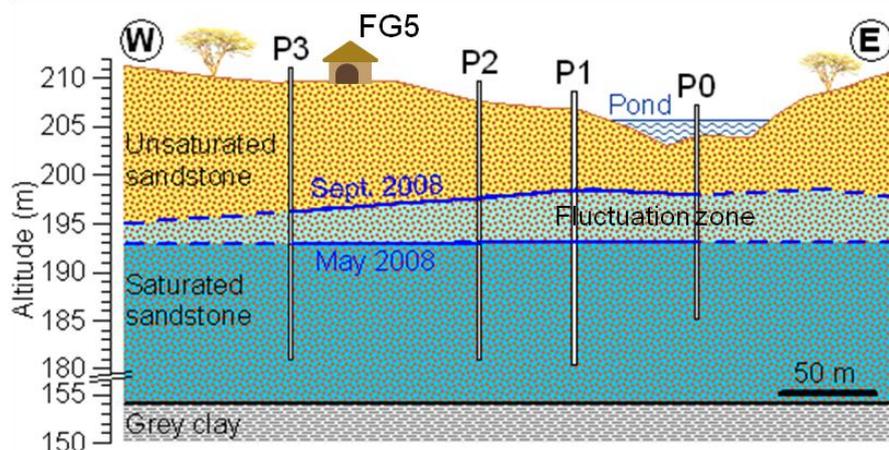


Figure 4. 5 Coupe hydrogéologique schématisée du site de mesure (d'après Boucher *et al.*, 2011). Le terme FG5 est employé pour désigner le gravimètre absolu.

4.2.2.1. Modélisation de la mare temporaire

La mare est le réservoir dont les variations de stock sont les plus simples à modéliser. Sa bathymétrie est évaluée par un modèle numérique de terrain (MNT), établi avec une précision centimétrique grâce à un relevé par GPS différentiel réalisé avec un pas de 20 m dans la partie aval du bassin versant ($\sim 0.5 \text{ km}^2$). Le niveau d'eau est également connu grâce à des enregistrements limnimétriques continus, contrôlés par de fréquentes (au minimum hebdomadaires) lectures du niveau d'eau pendant la saison des pluies (chapitre 3). Le volume d'eau mis en jeu peut alors aisément être défini à l'aide d'une configuration de prismes rectangulaires dont la base correspond au maillage choisi du MNT et l'épaisseur à la différence d'altitude entre le niveau de l'eau et la surface du sol. L'attraction newtonienne est ensuite calculée pour chaque prisme de masse volumique égale à 1000 kg m^{-3} . Les contributions de chaque prisme sont ajoutées pour obtenir la variation de gravité due au remplissage de la mare au point d'observation considéré. La position de chaque point de mesure a été estimée précisément par GPS. Les différences d'altitudes entre les principaux points de mesures (gravimétrie et piézométrie) ont également été évaluées par nivellement.

Les variations de gravité dues au remplissage de la mare peuvent être calculées sur toute la zone aval du bassin versant (Figure 4.6). Les variations de gravité atteignent jusqu'à 1000 nm s^{-2} au dessus de la surface de l'eau, mais deviennent très vite négligeables ($< 10 \text{ nm s}^{-2}$) en dehors.

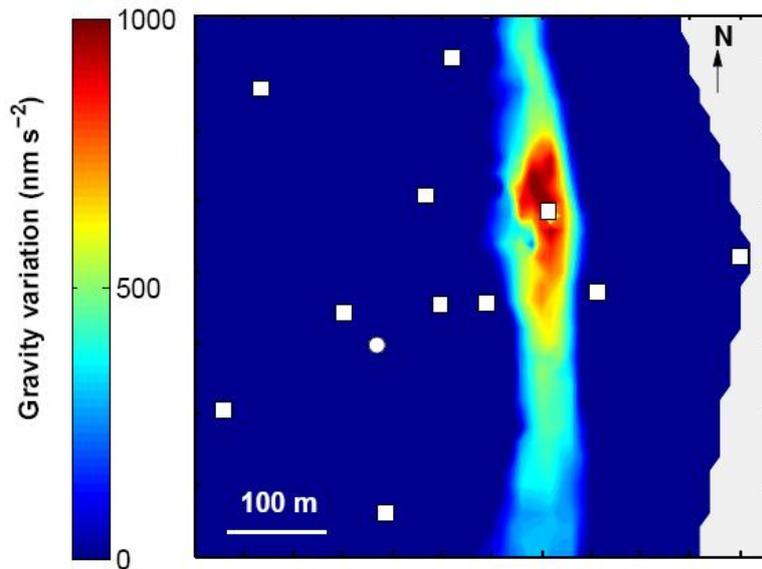


Figure 4. 6 Variations de gravité modélisées pour le remplissage maximal de la mare observé sur les deux années de mesures limnimétriques (mai 2008 - mai 2010). Le rond et les carrés blancs indiquent la position des stations de mesures gravimétriques absolue et relatives. Les variations de gravité en dehors de la surface de l'eau sont inférieures à 15 nm s^{-2} , et diminuent rapidement en s'éloignant des rives de la mare.

4.2.2.2. Modélisation de la nappe

La profondeur de la nappe est mesurée en continu par 4 enregistreurs piézométriques disposés sur un profil Est-Ouest, indiquant la formation d'un dôme piézométrique de plusieurs mètres d'amplitude entre la saison sèche et la saison humide (Figure 4.5). La variation de gravité associée au battement de la nappe entre les temps t et $t+1$ est calculée pour une configuration de prismes dont les caractéristiques sont définies telles quelles:

- La base et le sommet de chaque prisme sont définis par la position du toit de la nappe aux temps t et $t + 1$ respectivement. Le toit de la nappe est supposé linéaire entre chaque piézomètre, symétrique par rapport à l'axe de la mare (axe Nord Sud contenant P0), et constant dans la direction Nord Sud (Figure 4.5).
- Chaque prisme mesure 1 m de longueur dans la direction du profil piézométrique (Est Ouest) et 10 km dans la direction perpendiculaire (Nord Sud).
- La masse volumique de chaque prisme est égale à la masse volumique de l'eau ($\rho = 1000 \text{ kg m}^{-3}$) que multiplie la porosité de drainage de l'aquifère notée S_y (specific yield en anglais : section 5.2). La porosité de drainage est définie comme rapport du volume d'eau pouvant être drainé par gravité par rapport au volume total de roche. La valeur de S_y est supposée constante dans la zone de battement de la nappe.

La variation de gravité modélisée est proportionnelle à la porosité de drainage de l'aquifère (Figure 4.7). Celle-ci peut être ajustée afin d'expliquer au mieux les mesures gravimétriques réalisées sur le site de Wankama (Chapitre 5). Environ 95 % du signal gravimétrique associé aux variations de la nappe est généré dans un rayon de 300 m autour du point d'observation. Un exemple des relations existant entre la profondeur de la charge et son rayon d'action est donné dans la figure 4.4. Lorsque le dôme piézométrique est à son maximum, les variations de gravité modélisées diffèrent d'environ 20 % par rapport à l'effet d'un plateau prenant en compte les variations de niveau au piézomètre le plus proche (P3).

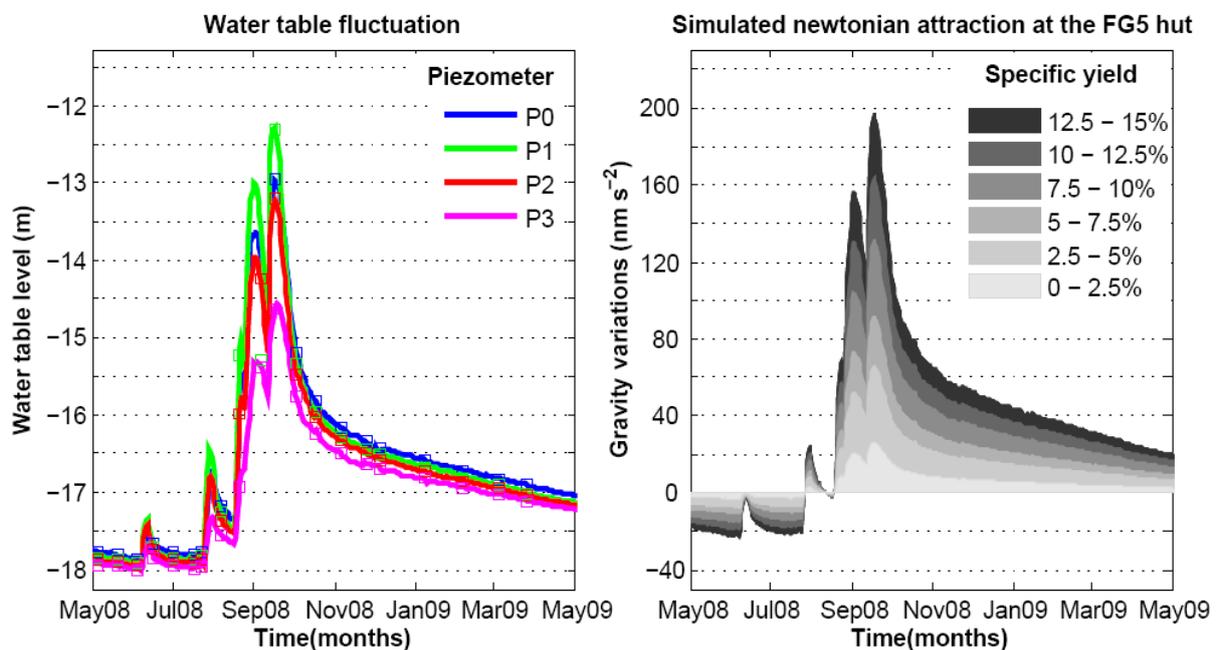


Figure 4. 7 Mesures du battement de la nappe et variations gravimétriques modélisées au point FG5. Le terme FG5 est employé pour désigner le gravimètre absolu.

4.2.2.3. Modélisation de la zone non saturée superficielle

La zone non saturée est la plus difficile à modéliser en raison de son hétérogénéité spatiale et temporelle. Les processus de redistribution de l'eau y sont influencés par la topographie, le couvert végétal, l'état de la surface du sol ou encore la variabilité spatiale des précipitations (Peugeot et al., 2003; Ramier et al., 2009). En l'absence de mesure d'humidité à proximité directe du site d'observation, l'effet de la zone non saturée peut être évalué en tenant compte d'une gamme de valeurs joignant deux limites, fixées par des mesures in situ. Les stations mil et jachère constituent deux pôles d'occupation du sol différents sur le bassin versant. Les mesures d'humidité du sol qui y sont réalisées par sondes capacitatives peuvent dès lors être utilisées pour estimer la gamme possible des teneurs en eau dans le sol (Figure 4.8).

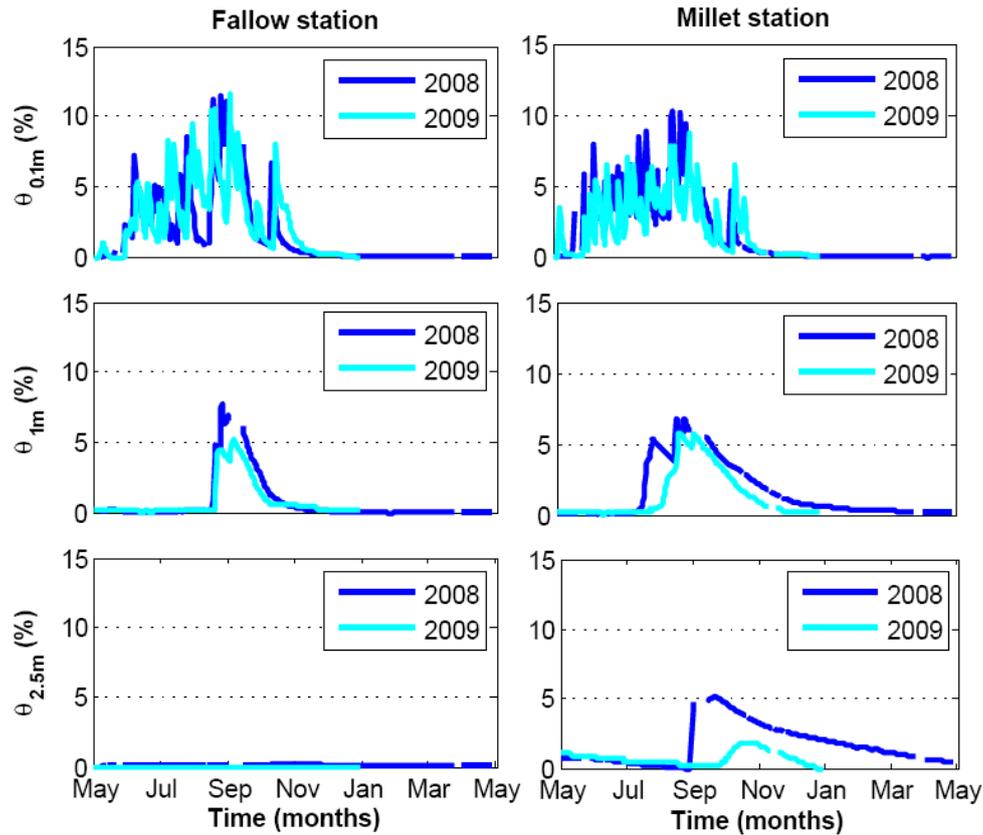


Figure 4.8 Variations du contenu en eau du sol θ (%) estimées par les sondes capacitatives placées à 0.1, 1 et 2.5 m sous la surface du sol aux stations de flux. Les mesures réalisées à 0.5, 1.5 et 2 m ne sont pas représentées sur ce graphique, mais peuvent facilement être interpolées à partir des mesures présentées.

Les 3 premiers mètres de sol peuvent être modélisés par une succession de 6 couches suivant la topographie de profondeurs respectives 0 à 0.25 m, 0.25 à 0.75 m, 0.75 à 1.25 m, 1.25 à 1.75 m, 2.25 à 3m. Les mesures réalisées par les sondes capacitatives permettent alors d'estimer le stock d'eau S (m) des 3 premiers mètres de sol, tel que la teneur en eau θ (%) de chaque couche de sol est multipliée par son épaisseur :

$$S = 0.25 * \frac{\theta_{0.1m}}{100} + 0.5 * \frac{\theta_{0.5m}}{100} + 0.5 * \frac{\theta_{1m}}{100} + 0.5 * \frac{\theta_{1.5m}}{100} + 0.5 * \frac{\theta_{2m}}{100} + 0.75 * \frac{\theta_{2.5m}}{100} \quad (4.8)$$

Chaque couche est ensuite discrétisée par une association de prismes rectangulaires, dont la masse volumique égale la masse volumique de l'eau multipliée par la teneur en eau de la couche considérée (divisée par 100 si exprimée en %). La variation de gravité Δg_{flux} associée à la variation du stock d'eau à la station de flux est alors calculée comme la somme des attractions générées par chaque prisme.

Comme la teneur en eau au point d'observation est inconnue, la variation de gravité Δg_{sol} due aux variations d'humidité du sol y est modulée par un facteur I compris entre 0 et 1, tel que:

$$\Delta g_{sol} = I * \Delta g_{flux} \quad (4.9)$$

De la sorte, toute la gamme de valeurs d'humidité est investiguée entre un sol sec ($I=0$) et un sol aussi humide qu'à la station de flux considérée ($I=1$). La figure 4.9 présente les variations de stock d'eau aux stations de flux associées aux variations de gravité modélisées. Les valeurs de gravité obtenues correspondent à l'effet d'un plateau infini de Bouguer dont l'épaisseur égale la hauteur du stock d'eau. La topographie n'a que très peu d'effet sur les valeurs de gravité modélisées. En effet celle-ci est peu marquée sur le bassin versant (pente $\sim 0-3\%$). De plus, comme les charge sont très superficielles, leur rayon d'action est très faible: environ 95 % du signal gravimétrique est généré dans un rayon de moins de 50 m autour du point d'observation. Nous rappelons que la relation existant entre la profondeur de la charge et son rayon d'action a été discutée dans la section 4.2.1 (Figure 4.4).

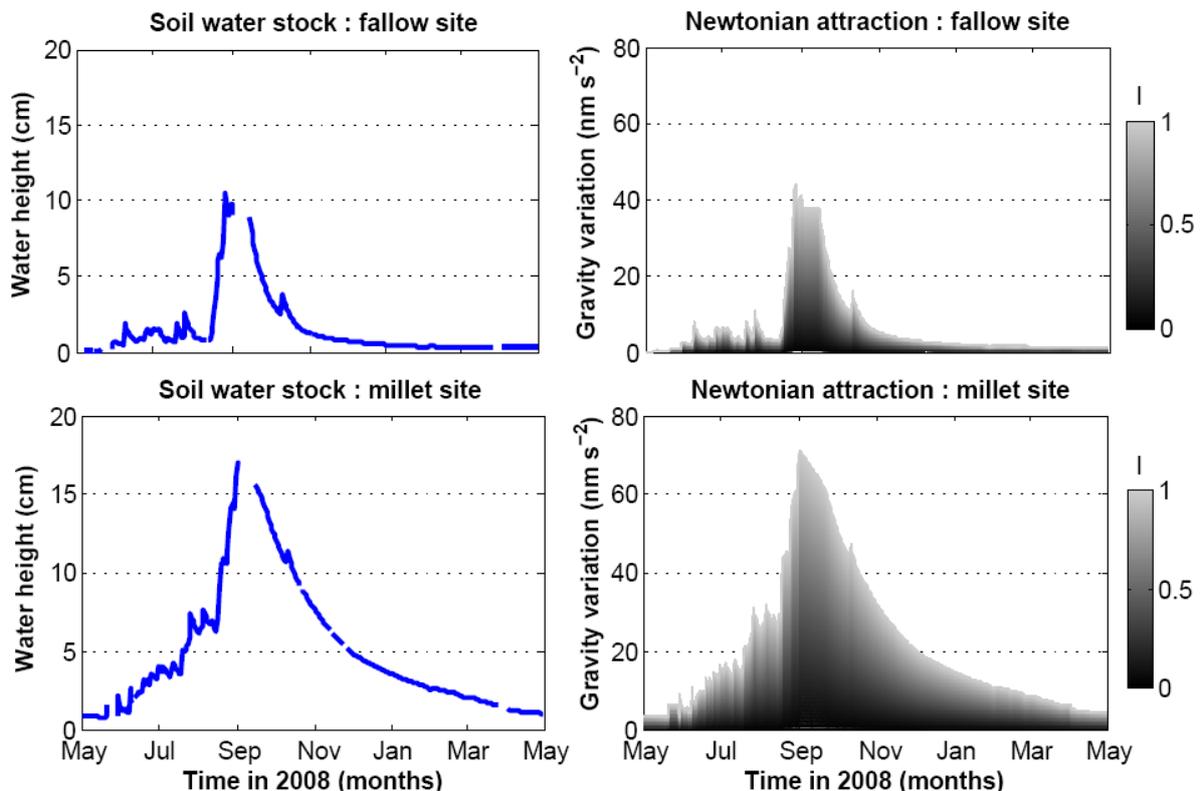


Figure 4.9 Mesures des variations du stock d'eau du sol entre 0 et 3m et variations gravimétriques modélisées aux stations mil et jachère. Les mesures d'humidité manquantes ont été interpolées linéairement pour le calcul des variations de gravité associées.

Ce modèle permet uniquement d'estimer les variations de gravité associé au stockage d'eau dans les trois premiers mètres de sol pour des sites où les variations du contenu en eau sont à priori

inférieures à celles mesurées aux stations mil et/ou jachère. Les mesures d'humidité réalisées à la station jachère indiquent que l'infiltration d'eau y reste superficielle (< 1.5 m). Notre modèle peut donc y être appliqué. Au contraire, à la station mil, l'humidité du sol varie toujours, bien que faiblement, à 2.5 m de profondeur (Figure 4.8). Notre modèle ne pourra être appliqué qu'à des zones de stockage à priori plus faible, comme par exemple les surfaces de sol dégradées présentant un fort encroûtement (Cuenca *et al.*, 1997, Peugeot *et al.*, 2003, Seguis *et al.*, 2004, chapitre 2). L'infiltration d'eau dans le sol peut être plus profonde au niveau des mares (Desconnets *et al.*, 1997), des ravines et de leurs cônes d'épandage (Massuel *et al.*, 2006), et des brousses tigrées (Cuenca *et al.*, 1997, Galle *et al.*, 1999). Notre modèle d'humidité du sol pourrait être adapté à ces espaces en utilisant d'autres mesures d'humidité plus profondes.

4.2.3. Artefacts liés au site d'instrumentation

4.2.3.1. Effet « parapluie »

Nous nous intéresserons dans cette section aux effets des bâtiments de mesure sur le signal gravimétrique. Différentes approches ont été réalisées en ce sens aux observatoires géodésiques du Larzac (France) et de Wetzell (Allemagne). Il est montré que les bâtiments de mesure agissent comme un parapluie, protégeant les gravimètres de la pluie et des variations de masse les plus superficielles (Creutzfeldt *et al.*, 2008 ; Deville *et al.*, 2011). La présence de bâtiments peut ainsi diminuer significativement le signal gravimétrique du aux variations d'humidité dans les premiers mètres de sol.

A Wankama, les sites de mesures gravimétriques sont instrumentés par des piliers en béton de dimensions variables. Les piliers affectés aux mesures de gravimétrie absolue (type FG5) sont coulés dans une fosse de $1\text{ m} \times 1\text{ m} \times 1\text{ m}$ et dominés par un socle de $1.1\text{ m} \times 1.1\text{ m} \times 0.15\text{ m}$ au dessus de la surface du sol. Les piliers affectés aux mesures de gravimétrie relative (type CG5) mesurent $0.3\text{ m} \times 0.3\text{ m} \times 0.5\text{ m}$. Il ne peut y avoir de variation d'humidité dans la zone bétonnée occupée par le pilier. Les variations de la gravité causées par les variations d'humidité superficielle en seront donc atténuées. Une quantification des ces effets est proposée dans la figure 4.10 pour différentes configurations de mesure et des variations d'humidité de plus en plus profondes.

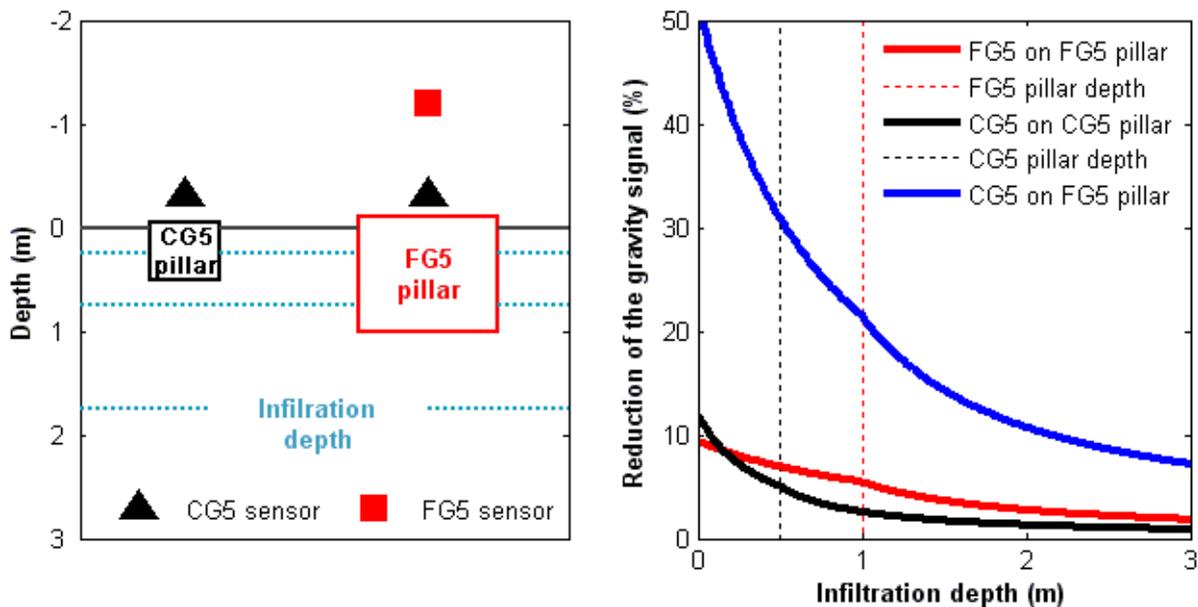


Figure 4.10 Réduction du signal gravimétrique due à la présence d'un pilier de mesure. La réduction du signal gravimétrique est exprimée en pourcentage de l'effet de plateau. Le terme FG5 désigne le gravimètre absolu de type FG5 et le terme CG5 le gravimètre relatif de type CG5.

La réduction du signal gravimétrique dépend de la distance du capteur de mesure par rapport à la charge et de la taille du pilier. Lorsque la mesure est réalisée avec un gravimètre de type CG5, le signal gravimétrique dû aux variations d'humidité superficielles est fortement masqué par la présence d'un pilier de grande dimension type FG5: 10 à 50 % du signal est perdu. Cet effet est amoindri lorsque la mesure est réalisée avec un gravimètre de type FG5 car le capteur de l'instrument est situé plus haut. La mesure gravimétrique englobe alors un rayon plus large et moins de 10 % du signal est perdu. Une mesure réalisée avec un CG5 sur un pilier adapté sera sensible à plus de 90 % du signal gravimétrique généré par les variations d'humidité dans les trois premiers mètres de sol. Ce modèle simple indique une réduction systématique du signal gravimétrique causé par les variations de masses superficielles du fait de la présence d'un pilier. Cet effet devient significatif lorsque des mesures de gravimétrie relatives sont réalisées sur un pilier de grande dimension (1 m × 1 m × 1 m).

En plus du pilier de mesure, chaque station de gravimétrie absolue est protégée du vent et de la pluie par une case de 3 m de diamètre, représentée dans les figures 4.11a et b. L'infiltration d'eau au niveau du site de mesure peut être atténuée du fait de la présence de la case, jouant le rôle d'un parapluie pour le gravimètre (Creutzfeldt *et al.*, 2008). La figure 4.11c nous indique la réduction du signal gravimétrique causée par la case, si celle-ci éclipse totalement les variations d'humidité sous la surface protégée par le toit. Dans ce cas, 80 à 30 % du signal causé par les variations d'humidité dans les 3 premiers mètres de sol serait perdu lors de mesures CG5, et 45 à 20 % du signal serait perdu lors de mesures FG5. Nous pouvons noter sur la figure

4.11c, que plus les variations de teneur en eau sont profondes, plus le masque imposé par la case de mesure sera faible. Le modèle présenté maximise l'effet de la case : la teneur en eau à l'aplomb de la case peut bien sûr varier grâce à des processus de transferts d'eau dans le sol.

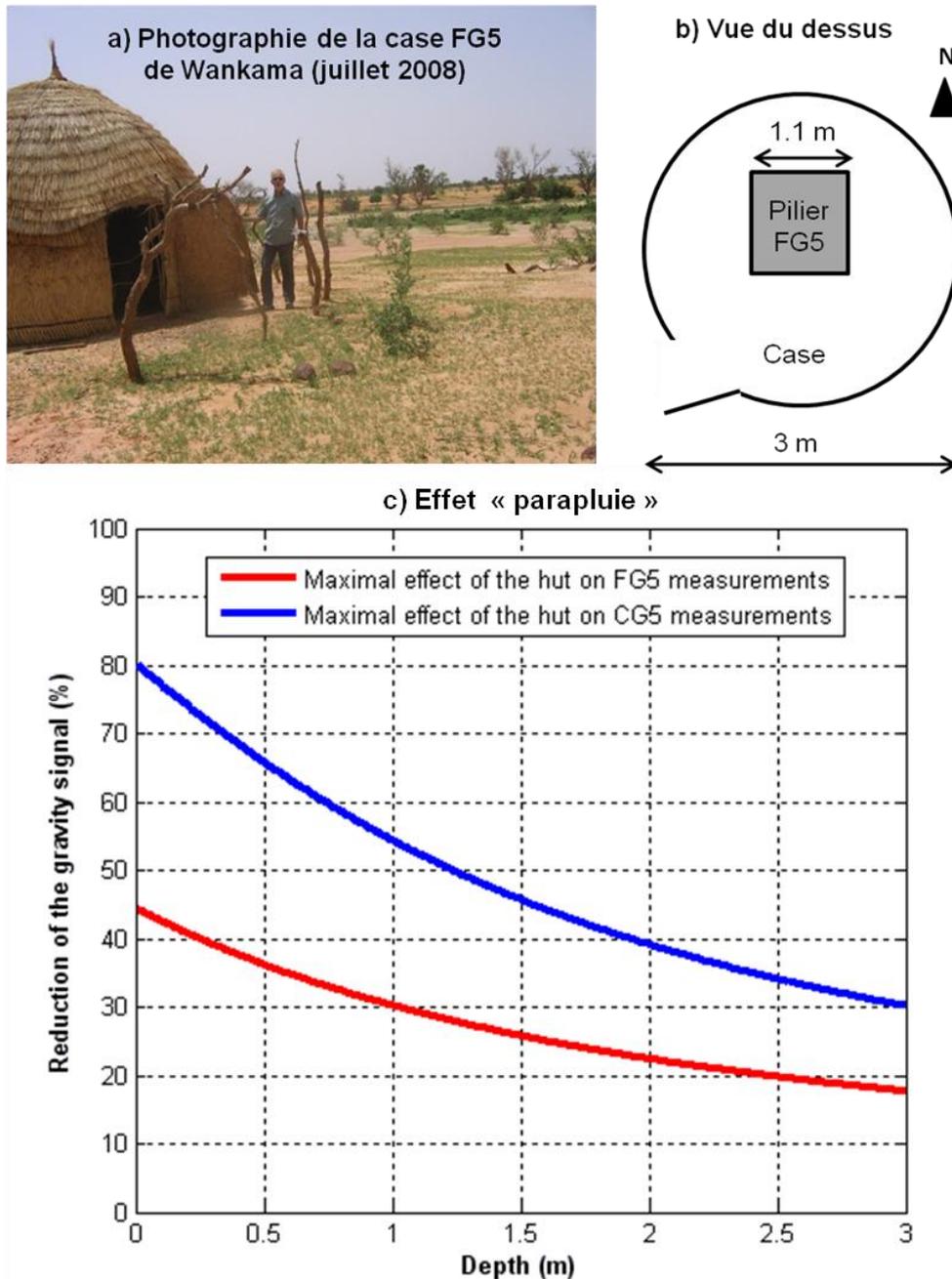


Figure 4.11 Effet de la case de mesure sur le signal gravimétrique enregistré. a) Photographie de la case gravimétrique aval (juillet 2008). b) Vue schématique de la case gravimétrique. c) Diminution du signal gravimétrique liée à la présence de la case pour une lame d'eau d'épaisseur croissante. Nous supposons qu'il n'y a pas de variation d'humidité sous la case (création d'un masque de 3 m de diamètre et d'épaisseur croissante). La réduction du signal gravimétrique est exprimée en pourcentage de l'effet de plateau. Le terme FG5 désigne le gravimètre absolu de type FG5 et le terme CG5 le gravimètre relatif de type CG5.

Il est important de mentionner les effets liés à l'instrumentation des stations gravimétriques pour mieux comprendre les processus influençant la variabilité du signal au voisinage des sites de mesure. Toutefois, les modèles présentés dans cette section ne permettent pas d'estimer les

phénomènes de percolation et de transfert d'eau au voisinage du pilier et de la case, bien plus complexes à quantifier. La modélisation du signal gravimétrique dû aux variations de stock d'eau dans la zone non saturée (section 4.2.2) tient compte d'une gamme d'humidité variable entre un sol sec et un sol dont la teneur en eau est mesurée aux stations de flux. La réduction des variations de gravité liées aux bâtiments de mesure peut alors être considérée comme une source d'incertitude supplémentaire, intégrée à la gamme de fluctuation du modèle.

4.2.3.2. Enfoncement du pilier de mesure

Les piliers de mesure ont été construits afin que les mesures gravimétriques soient toujours réalisées à la même position et à la même altitude. Une variation de l'altitude du capteur de mesure entraîne une variation de la gravité d'environ 30 nm s^{-2} par cm. Ce rapport est connu sous le nom de gradient à l'air libre. Il permet de calculer la variation de gravité liée à un déplacement vertical ne s'accompagnant d'aucune variation de masse.

Une modélisation simple a été entreprise par A. Spickermann de l'équipe de Géophysique Expérimentale de l'IPGS, afin de déterminer l'enfoncement du pilier de mesure sous son propre poids. Le pilier est supposé rigide, de comportement linéaire élastique. Le sol sableux est supposé parfaitement plastique et complètement sec. Le critère de plasticité de Mohr-Coulomb est appliqué pour évaluer la déformation du sable sous l'action du pilier. Selon ces hypothèses, le tassement dû à la compression des couches de sable sous le poids du pilier est de l'ordre de quelques mm (Figure 4.12).

	Béton	Sable
Densité ρ [kg/m ³]	2406,8	1500
Module de Young E [kN/m ²]	2,9E+07	1,4E+04
Rapport de Poisson ν [-]	0,15	0,25
Angle de friction [°]	-	30
Angle de dilatation [°]	-	0
Cohésion [kN/m ²]	-	0

Tableau 4.2 Paramètres des matériaux utilisés pour le sable et le béton (Von Soos, 2001)

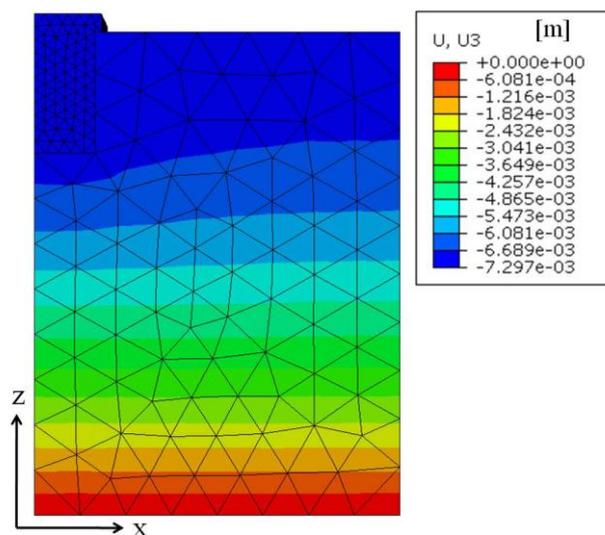


Figure 4. 12 Valeurs modélisées pour le déplacement vertical du pilier (communication A. Spickermann)

La variation de gravité associée à ce tassement sera inférieure à 30 nm s^{-2} . Cette valeur ne peut être considérée que comme un ordre de grandeur au vu des hypothèses faites concernant les propriétés des matériaux et le type de déformation considérée (déformation élasto-plastique). Le tassement du sol s'effectue généralement peu après la construction du pilier. Les premières mesures ont eu lieu plus de 3 mois après la construction. L'effet de l'enfoncement du pilier sous son propre poids peut donc vraisemblablement être négligé.

4.2.4. Poroélasticité

Les variations d'humidité du sol peuvent également affecter la position du point de mesure, et par conséquent la valeur de la gravité mesurée. Le sol peut être considéré comme un milieu poreux et élastique se déformant lorsque le volume d'eau contenu dans ses pores varie et modifie la pression exercée sur leurs parois: c'est l'effet de poroélasticité (Biot, 1941). Des déplacements verticaux de quelques dizaines de millimètres d'amplitude ont ainsi été observés par GPS ou INSAR au voisinage de grands aquifères alluviaux et attribués à des phénomènes poroélastiques (Hoffmann *et al.*, 2001; Burbey *et al.*, 2005; King *et al.*, 2007).

Les sédiments argileux sont particulièrement sensibles aux déformations poroélastiques, du fait de leur structure en feuillets. Le matériau se déforme lorsque de l'eau pénètre ou quitte l'espace interfoliaire (e.g. Gaombalet, 2004). Des argiles particulièrement gonflantes du type montmorillonite ont été détectées lors de forages réalisés dans la région de Diffa, au Sud Est du Niger (Hector *et al.*, 2010b). Ces niveaux argileux sont situés à proximité de la zone de fluctuation de l'aquifère libre local. Deux effets antagonistes agissent sur la gravité lors de l'humectation de ces couches argileuses. D'une part un signal gravimétrique positif est généré du fait de l'attraction newtonienne des masses déplacées lors de la montée de la nappe (courbe rouge: Figure 4.13). D'autre part un signal gravimétrique négatif est généré du fait du gonflement des argiles, et de la surrection subséquente du site de mesure gravimétrique (courbe bleue: Figure 4.13). Nous pouvons noter que l'humectation de la couche argileuse est extrêmement rapide, alors que son assèchement est plus progressif. Les variations gravimétriques associées aux phénomènes d'humectation et de dessiccation des argiles peuvent atteindre 10 à 20 nm s^{-2} (Figure 4.13). Cet ordre de grandeur n'a toutefois pas pu être confirmé par les mesures de terrain requises, l'accès à cette région ayant été bloqué en juillet 2010.

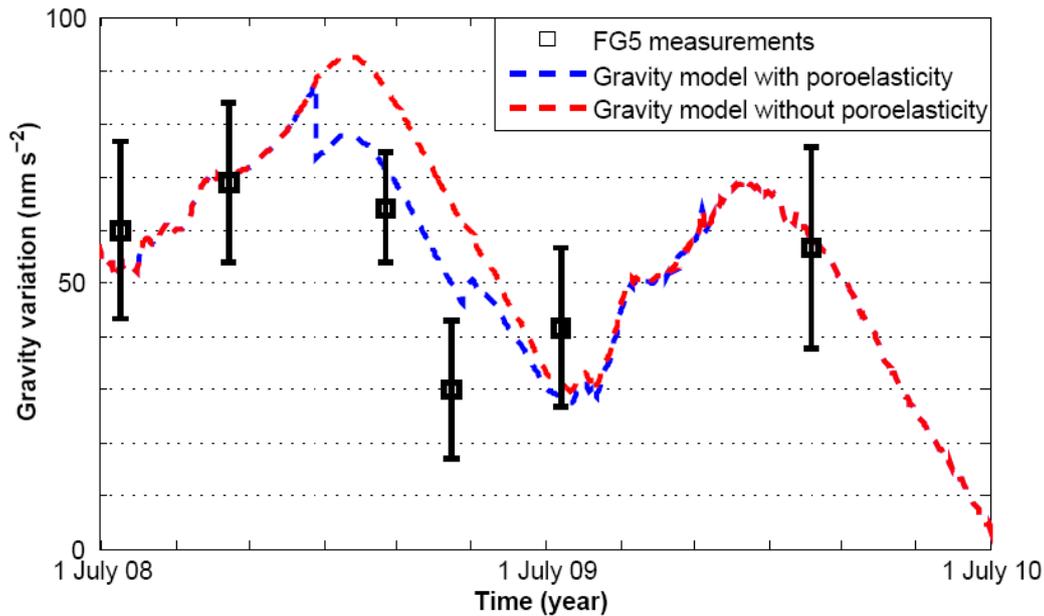


Figure 4.13 Comparaison des variations de gravité mesurées et modélisées pour le site de Bagara (Diffo, Niger). Les variations de gravité modélisées sont calculées à partir des variations du niveau de la nappe enregistrées par piézométrie, pour une porosité de drainage de 20 %. Le modèle indiqué en pointillé bleu tient compte du gonflement de la couche d'argile lors de sa saturation (d'après Hector, 2010a)

L'aquifère libre du Continental Terminal (CT3) est formé d'une alternance de grès composés principalement de sable et de silice (Greigert & Bernert 1979; Lang *et al.* 1990; Favreau 2000; Massuel 2005). Le CT3 contient également une fraction de sédiments argileux, à priori peu favorable aux phénomènes poroélastiques (argilites). Les prélèvements réalisés sur le site de Wankama et analysés par diffraction de rayons X confirment l'abondance de quartz dans les sédiments du CT (Massuel *et al.*, 2006). Ces travaux indiquent également que la fraction argileuse est principalement constituée de kaolinite, avec quelques traces de goéthite. Des concentrations extrêmement faibles en montmorillonite ont de plus été mesurées dans les argiles déposées au niveau de la mare de Banizoubou, située à quelques kilomètres au sud de Wankama (Martin Rosales, communication personnelle). La structure sédimentaire du CT3 est toutefois extrêmement hétérogène et il est impossible de conclure quant à la présence d'argiles gonflantes à proximité du site de mesure, bien que cela paraisse peu probable.

De juillet à septembre 2009, deux antennes GPS semi-permanentes ont été installées sur le plateau situé au Nord de la route N25 et à proximité de la mare temporaire (voir Figure 2.12), dans le but d'identifier d'éventuels mouvements verticaux du sol. Malheureusement, l'alimentation électrique assurée par des panneaux solaires s'est révélée insuffisante pour maintenir les antennes GPS en état d'acquisition permanent. Les fréquentes coupures de courant subies au cours de la mission se ressentent sur le bruit des mesures atteignant ~ 4 cm (Figure 4.14). Aucun déplacement vertical excédant le bruit de mesure ne peut être mis en évidence dans ce jeu de données.

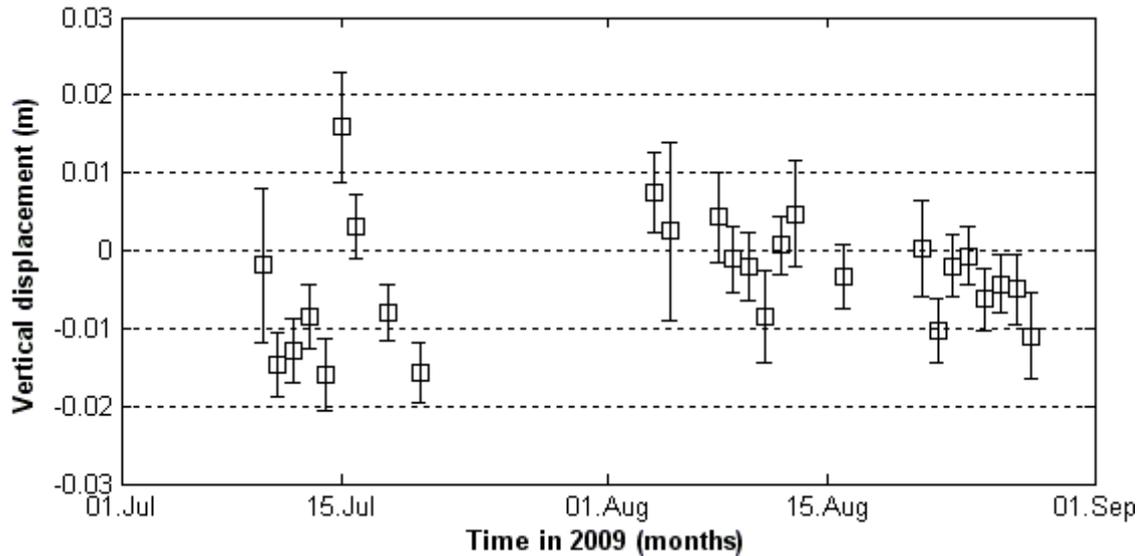


Figure 4.14 Déplacement vertical estimé à la station à proximité de la mare temporaire par GPS différentiel (données traitées et communiquées par C. Champollion, Géosciences Montpellier)

Les observations *in situ* existantes ne permettent pas de mettre en évidence d'éventuels effets poroélastiques. En l'absence de données supplémentaires, ceux-ci seront négligés pour le site de Wankama.

4.2.5. Synthèse des contributions hydrologiques locales

A l'échelle locale, les variations des masses d'eau agissent sur le signal gravimétrique principalement par attraction newtonienne. A Wankama, les variations de stock d'eau se répartissent au sein de trois réservoirs principaux : la mare, la zone non saturée et la nappe. L'attraction newtonienne associée aux variations de masse d'eau est calculée pour chacun de ses réservoirs sur la base de données *in situ*. Des hypothèses fortes sont faites pour contraindre les variations des stocks d'eau dans la nappe et la zone non saturée:

- La nappe est supposé symétrique par rapport à l'axe mare et infinie dans la direction Nord-Sud (modèle à deux dimensions). Sa porosité de drainage est supposée constante dans la zone de fluctuation.
- Les variations d'humidité dans la zone non saturée sont modélisées uniquement pour les trois premiers mètres de sol. Les teneurs en eau du sol sont supposées inférieures ou égales à celles mesurées aux stations de flux. Ce modèle est adapté à l'étude de sites où l'infiltration d'eau dans le sol est faible.

La présence de piliers et de cases sur les sites de mesures tend à réduire le signal gravimétrique du aux variations d'humidité superficielles. Ces effets sont intégrés indirectement au modèle de la zone non saturée, car la réponse gravimétrique aux variations d'humidité du sol est calculée pour toute une gamme de valeurs possibles entre un sol sec et un sol aussi humide que l'indique les mesures *in situ* disponibles. Toutefois si la présence de piliers tend à masquer une partie du signal hydrologique, leur rôle est vital pour interpréter des variations de gravité de faible amplitude. Ils permettent de conserver une position et surtout une altitude du capteur gravimétrique identique entre chaque mesure. Un déplacement d'1 cm sur la verticale génère une variation de la gravité de 30 nm s^{-2} . Les déplacements verticaux dus à la compression du sol sous le poids du pilier ou à des effets poroélastiques sont vraisemblablement négligeables sur le bassin versant de Wankama. Les stratigraphies réalisées dans la région indiquent une structure sédimentaire hétérogène au sommet de l'aquifère du CT, composée majoritairement de grès sablo-silteux, peu sensibles aux déformations élastiques. Des mesures GPS ont été réalisées durant l'été 2009 afin de détecter de possibles déplacements verticaux, mais aucun signal n'a pu être identifié dans le bruit de mesure, atteignant 4 cm. La figure 4.15 propose une représentation synthétique du modèle des stocks d'eau locaux à Wankama. Les mesures gravimétriques seront utilisées dans les chapitres suivants pour déterminer les paramètres inconnus du stockage d'eau dans le sol : la porosité de drainage de l'aquifère et la teneur en eau de la zone non saturée.

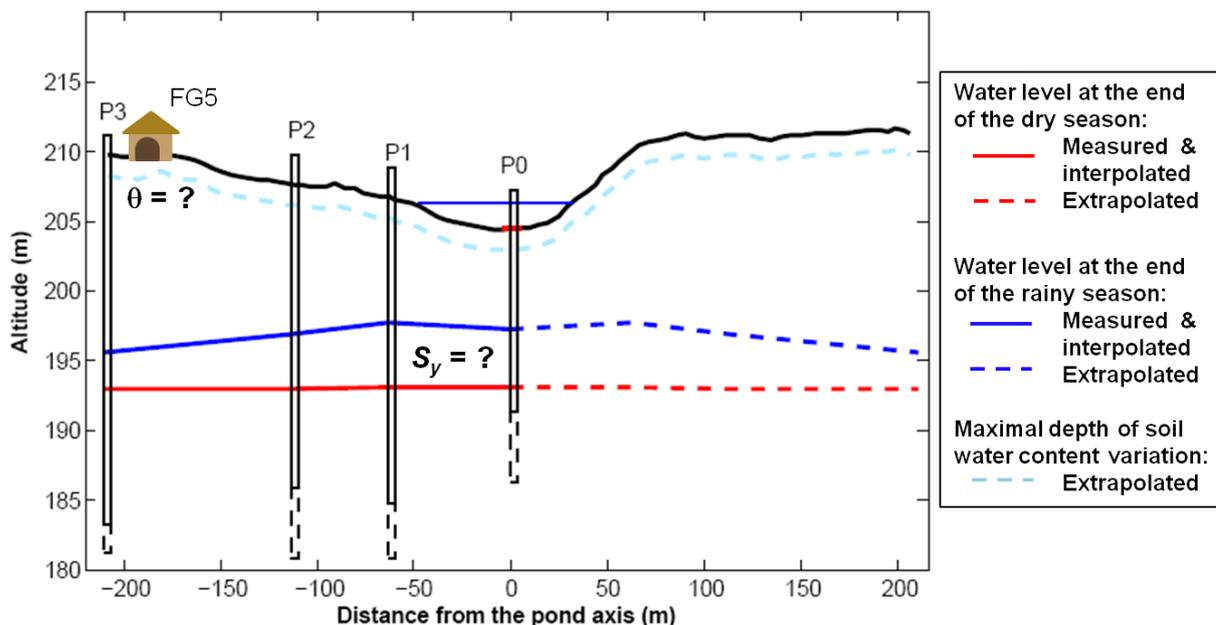


Figure 4.15 Coupe schématique du site de mesure présentant les niveaux d'eau modélisés dans la mare, la zone non saturée et la nappe à la fin de la saison sèche et à la fin de la saison des pluies. La teneur en eau du sol θ est inconnue au niveau du site de mesure, ainsi que la porosité de drainage S_y dans la zone de fluctuation de l'aquifère. Le terme FG5 désigne le gravimètre absolu, et P0, P1, P2 et P3 les 4 piézomètres. La mare est vide à la fin de la saison sèche.

4.3. Influences hydrologiques à l'échelle continentale

En plus des perturbations locales mentionnées précédemment, les mesures de gravité sont influencées par les redistributions de masses d'eau à l'échelle du globe, du fait de la déformation élastique de la Terre et de sa sphéricité. La première partie de cette section présente de façon synthétique la théorie associée au calcul des variations de gravité générées par les variations de masses d'eau à l'échelle globale. Ces variations de gravité seront alors calculées pour notre site d'étude à partir des différentes données satellitaires à disposition.

4.3.1. Théorie associée au calcul des déformations terrestres

L'étude des déformations subies par la Terre est extrêmement complexe, car le changement de forme de la planète et les variations de son champ de gravité sont en étroite interaction. La théorie de la gravito-élasticité permet d'étudier de façon couplée le champ de déplacement appliqué à la surface terrestre et le potentiel gravifique. Cette théorie est basée sur trois principes fondamentaux: la conservation de la masse, la conservation de la quantité de mouvement et l'équation de Poisson reliant le potentiel gravitationnel à la masse volumique (Peltier 1974, Wu & Peltier 1982).

La résolution de ces équations fondamentales aboutit au calcul des nombres de Love. Ces nombres ont été établis par Augustus Edward Hough Love (1909) pour caractériser la façon dont un corps céleste se déforme sous l'effet des marées en fonction de sa composition interne. Dans le cas d'un corps sphérique, les équations de gravito-élasticité peuvent être résolues après avoir été projetées sur la base des harmoniques sphériques. La longueur d'onde λ associée à une harmonique sphérique de degré n est pour un corps sphérique de rayon a :

$$\lambda = \frac{2 \pi a}{n} \quad (4.10)$$

Ces harmoniques sont adaptées à l'étude des variations du champ de pesanteur aux échelles régionales ou globales. Pour décrire une déformation locale, il faut une infinité de fonctions harmoniques. Chaque nombre de Love calculé est donc par la suite associé à un degré harmonique et à un modèle de Terre particulier. Trois nombres de Love permettent de représenter la déformation de la Terre en réponse au potentiel de marée :

- k_n décrit la modification du potentiel gravitationnel
- h_n décrit le déplacement radial
- l_n décrit le déplacement horizontal

Les nombres de Love diffèrent pour la description d'une déformation générée par une charge répartie en surface. Ils sont alors désignés par k'_n, h'_n, l'_n . Plusieurs auteurs ont calculé ces nombres de Love pour les modèles de Terre disponibles à leur époque (e.g. Farrell, 1972, Pagiatakis 1990). Pour la suite de cette étude, nous utiliserons les nombres de Love calculés pour le modèle de Terre PREM (Preliminary Reference Earth Model: Dziewonski et Anderson, 1981).

Ces nombres, une fois déterminés, permettent d'établir les fonctions de Green décrivant la réponse élastique de la Terre aux variations des masses d'eau distribuées en surface. Ces fonctions sont couramment utilisées pour calculer les variations du champ de pesanteur terrestre associées aux processus de surcharge élastique et d'attraction newtonienne (Longman 1962, Longman 1963, Farrell 1972, Peltier 1974, Le Meur & Hindmarsh 2000). Elles s'expriment en fonction de la distance angulaire α entre le point d'observation et le point d'application de la charge unitaire et peuvent s'écrire:

$$g^N(\alpha) = -\frac{G \, dm}{4a^2 \sin(\alpha/2)} \quad (4.11)$$

où g^N est la fonction de Green associée à l'attraction newtonienne, dm la masse ponctuelle et a le rayon de la Terre

$$g^E(\alpha) = \frac{g}{m_e} \sum_{n=0}^{\infty} (n + 2h'_n - (n + 1)k'_n) P_n \cos \alpha \quad (4.12)$$

où g^E est la fonction de Green associée aux déformations élastiques, g est la gravité moyenne à la surface de la Terre, m_e sa masse, et P_n les polynômes de Legendre de degré n .

Les variations de la gravité totale g peuvent alors s'exprimer comme la somme des effets newtoniens et élastiques dans le domaine spatial ou spectral (de Linage, et al. 2007) :

$$g(\alpha) = g^N(\alpha) + g^E(\alpha) \quad (4.13)$$

$$g_n = g_n^N + g_n^E \quad (4.14)$$

Pour calculer les variations de la gravité générées par une répartition des masses sur une surface S , il suffit alors de convoluer la fonction de distribution de masse σ avec la fonction de Green associée à l'effet recherché :

$$g = \int_S \sigma g(\alpha) dS \quad (4.15)$$

Il est possible de calculer de façon identique le déplacement radial ou tangentiel à la surface terrestre, en utilisant la fonction de Green adaptée. L'ouvrage de thèse de L. Longuevergne (2008) procure d'avantage de précisions sur les différentes fonctions de Green, leur domaine d'utilisation et leurs limites, que nous ne chercherons pas à développer dans cette partie. Nous pouvons également proposer au lecteur de se référer au mémoire d'A. Memin (2007) pour une description plus complète de la théorie de la gravito-élasticité.

4.3.2. Calcul de la contribution hydrologique globale

Les techniques spatiales d'observation de la Terre offrent depuis peu l'opportunité d'étudier avec une vision globale les différentes composantes du cycle de l'eau sur les continents. Différents modèles hydrologiques librement accessibles proposent d'estimer les redistributions des masses d'eau à la surface terrestre à partir d'un ensemble de données satellitaires. Classiquement, le calcul des variations de gravité associé aux charges hydrologiques de grande extension est réalisé en utilisant un formalisme de convolution associant les sorties de modèles hydrologiques globaux aux fonctions de Green (Boy & Hinderer, 2006). Les variations temporelles du champ de pesanteur dérivées des satellites GRACE peuvent également être utilisées pour évaluer l'effet de charges hydrologiques globales.

4.3.2.1. A partir de modèles hydrologiques globaux

La redistribution des masses à la surface du globe génère une variation de la gravité, pouvant être calculée par convolution de la fonction décrivant la distribution de masse aux fonctions de Green associées à l'attraction newtonienne et à la surcharge élastique (Farell, 1972). La répartition des masses d'eau sur la surface terrestre peut être estimée à partir de modèles hydrologiques globaux. Le modèle NOAH du système d'assimilation GLDAS (Rodell *et al.*, 2004) permet par exemple d'évaluer les variations du contenu en eau dans le sol, la canopée et la couverture neigeuse sur toute la surface du globe, excepté l'Antarctique, avec une résolution spatiale de 0.25° (~ 25 km) et une résolution temporelle de 3h. Les solutions opérationnelles du centre météorologique européen ECMWF (Uppala *et al.* 2005) procurent une autre estimation du contenu en eau du sol et de la couverture neigeuse à l'échelle globale, avec une résolution spatiale d'environ 0.25° et une résolution temporelle de 6 h.

Les distributions des stocks d'eau proposées par ces modèles sont bien sûr imparfaites, et n'intègrent par exemple pas les eaux de surface (lacs, rivières, etc.) ou les eaux souterraines (nappe). Ces modèles offrent toutefois l'avantage d'une couverture globale, nécessaire au calcul des variations de gravité associées à la déformation élastique et à l'attraction de masses d'eaux lointaines (Llubes *et al.*, 2004).

La répartition des masses d'eau évaluée à l'aide des modèles ECMWF ou GLDAS est plaquée à la surface terrestre, supposée sphérique. Cette fonction de masse est convoluée aux fonctions de Green associés aux effets newtoniens et élastiques, définies pour un modèle de Terre sphérique, non-rotatif, élastique et isotrope (SNREI). Ce calcul permet d'obtenir les variations de gravité totales associées aux variations des stocks d'eau sur l'ensemble du globe. Ces variations de gravité totales sont alors séparées en une contribution locale et une contribution globale. La contribution locale correspond à l'attraction newtonienne des masses d'eau présentes dans le pixel d'observation ($\sim 25 \times 25 \text{ km}^2$). Cette contribution est égale à l'attraction d'un plateau infini de Bouguer dont l'épaisseur correspond à la variation de hauteur d'eau équivalente h_e dans le pixel d'observation. La contribution globale est alors simplement calculée comme la variation de gravité totale moins la contribution locale. La contribution globale correspond à la somme des effets élastiques et d'attraction newtonienne générée par les masses d'eau lointaines, situées en dehors de pixel d'observation. Cette contribution globale sera la seule utilisée par la suite, les effets locaux étant estimés de façon beaucoup plus précise sur la base de données *in situ* (section 4.2).

4.3.2.2. A partir des données satellitaires issues de la mission GRACE

La mission GRACE (Tapley *et al.*, 2004), dédiée à l'étude des variations temporelles du champ de gravité, permet d'estimer les variations de masses d'eau continentales sur toute l'épaisseur du sol, de la surface aux aquifères (e.g. Ramillien *et al.* 2005; Schmidt *et al.* 2006; Hinderer *et al.* 2006; Crowley *et al.* 2006). De nombreux centres de traitement comme le CSR, le CNES/GRGS, le GSFC ou le GFZ proposent différentes solutions des modèles variables GRACE, exprimées sous forme de coefficients harmoniques sphériques (coefficients de Stokes permettant de reconstituer le champ de pesanteur de surface), ou encore transformées en hauteur d'eau équivalente. Ces centres appliquent différentes stratégies de traitement aux mesures satellitaires et apportent des corrections distinctes aux effets de surcharge atmosphérique et océanique. Le CNES/GRGS propose par exemple d'introduire des contraintes spatiales a priori pour atténuer bruit de mesure, alors que les centres du CSR, GSFC et GFZ établissent des

solutions libres auxquelles est appliqué un filtre Gaussien. Les solutions de ces différents centres sont comparées dans la figure 4.15, indiquant des variations saisonnières des stocks d'eau similaires sur l'ensemble du continent africain à la fois en terme d'amplitude et de phase (Boy *et al.*, 2010). Du fait qu'aucun filtrage ne soit appliqué, les amplitudes des variations saisonnières estimées par le CNES/GRGS sont toutefois légèrement plus fortes.

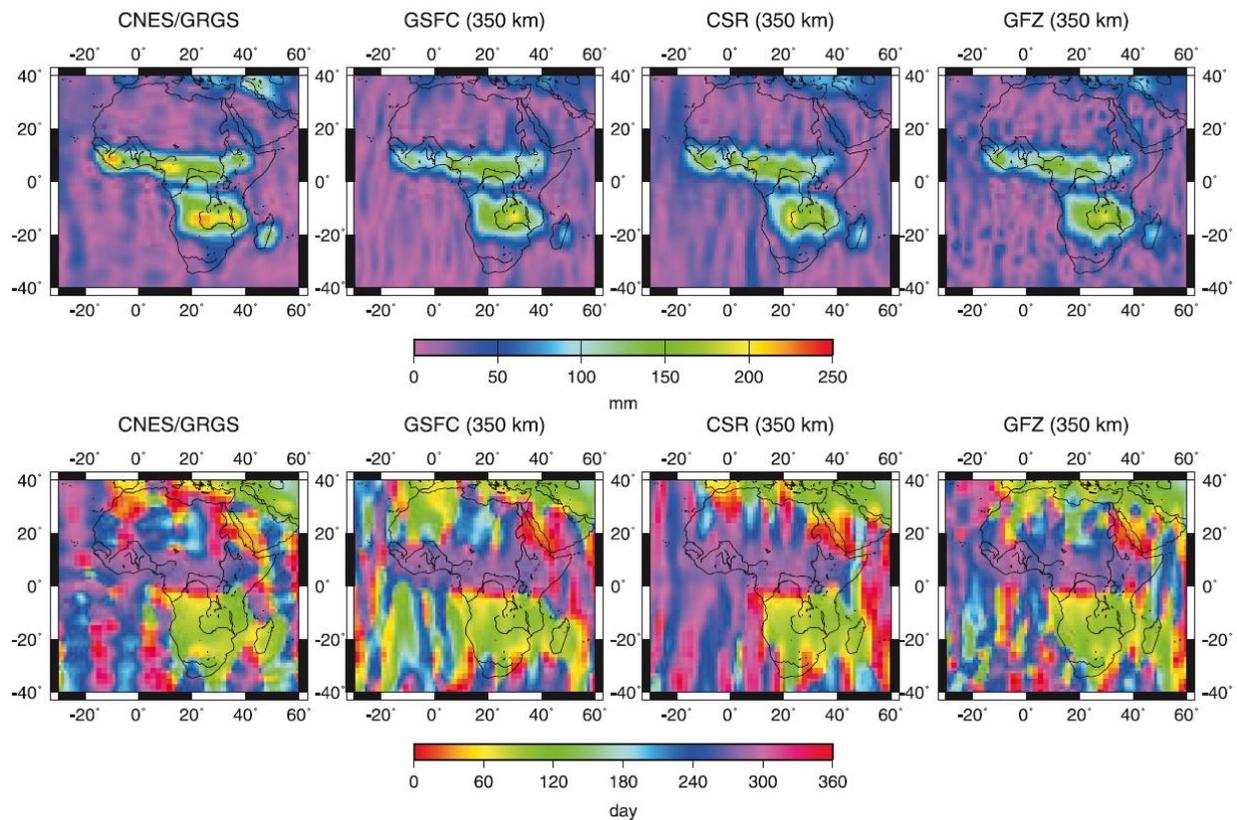


Figure 4.16 Amplitude (haut) et phase (bas) des variations de hauteur d'eau équivalente annuelles. Les solutions libres du CSR, GSFC et GFZ ont été filtrées en utilisant un filtre Gaussien de 350 km de rayon (d'après Boy *et al.*, 2010).

Dans cette étude, les données GRACE ne sont pas utilisées dans le but de comprendre pleinement les variations du champ de pesanteur à la surface terrestre, mais uniquement pour estimer la contribution hydrologique de grande longueur d'onde due aux effets de déformation élastique et d'attraction newtonienne lointaine. Pour éviter une foison de comparaisons, seules les solutions GRACE du GRGS seront employées. Les variations temporelles du champ de gravité sont reconstituées à partir des coefficients de Stokes, estimés avec une résolution temporelle de 10 jours jusqu'au degré harmonique sphérique 50 (correspondant à une résolution spatiale ~ 400 km). La même séparation que précédemment est appliquée entre contribution locale et globale. La contribution locale est estimée comme l'attraction d'un plateau infini de Bouguer d'ont l'épaisseur égale la hauteur d'eau équivalente h_e estimée pour le pixel d'observation (solutions GRACE du CNES/GRGS). La contribution globale égale la variation de la gravité totale

estimée pour le pixel d'observation moins la contribution globale. Les méthodes de calcul des différents signaux gravimétriques sont rappelées dans le tableau 4.2.

	Δg_{total}	Δg_{local}	Δg_{global}
GLDAS & ECMWF	$\int_S \sigma g(\alpha) dS$	$2\pi G\rho h_e$	$\Delta g_{total} - \Delta g_{local}$
GRACE (GRGS)	Reconstitué à partir des coefficients de Stokes (harmoniques sphériques)	$2\pi G\rho h_e$	$\Delta g_{total} - \Delta g_{local}$

Tableau 4.3 Calcul des variations de gravité totales, locales et globales dues aux variations de stock d'eau

4.3.2.3. Décomposition du signal gravimétrique pour le site de Wankama

Les variations de gravité dues aux redistributions des stocks d'eau à l'échelle du globe ont été estimées pour le pixel de Wankama à l'aide des différents outils satellitaires présentés précédemment. La première section de la figure 4.17 présente les signaux gravimétriques totaux estimés pour le pixel de Wankama, la seconde montre la contribution hydrologique locale et la dernière indique la contribution hydrologique globale, quantifiant les effets de déformation élastique et les effets newtoniens associés aux masses d'eaux lointaines. Les amplitudes totales annuelles sont extrêmement variables d'un système d'observation à un autre: les amplitudes les plus fortes (110 +/- 20 nm s⁻²) sont celles estimées d'après les solutions GRACE du GRGS, les plus faibles sont celles estimées d'après le modèle ECMWF – ERA (35 +/- 7 nm s⁻²). Ces différences d'amplitude sont fortement marquées pour la contribution locale et peuvent atteindre 90 nm s⁻² entre les solutions les plus différentes. Au contraire, les contributions globales présentent des amplitudes annuelles similaires quel que soit l'outil satellitaire choisi. Les amplitudes estimées par le modèle ECMWF-ERA sont toutefois légèrement plus faibles (10 nm s⁻² en moyenne), que celles estimées à partir des données GRACE, GLDAS ou ECMWF – opérationnel (20 à 35 nm s⁻²).

Une grande partie de l'écart entre les signaux gravimétriques estimés par GRACE et ceux estimés par les modèles globaux peut être attribuée à leur différence de résolution spatiale. Les variations de gravité estimées à l'aide des données GRACE intègrent les variations de masse d'eau à plus grande échelle (~ 400 km) que celles estimées par les modèles hydrologiques globaux (~ 25 km). Cette différence de résolution n'agit que très peu sur la contribution globale, car l'ensemble des masses d'eau estimées à la surface du globe est intégrée aux variations de gravité. Les différences observées entre les solutions GRACE et les

modèles hydrologiques globaux peuvent aussi s'expliquer du fait que les variations de gravité estimées par GRACE intègrent les variations de masse dans toute la colonne de sol, alors que les modèles tels que GLDAS et ECMWF n'incluent ni les eaux de surface (rivières, lacs), ni les eaux souterraines (aquifères) dans leurs représentations (Leblanc *et al.*, 2009; Han *et al.*, 2009). Enfin les modèles hydrologiques globaux intègrent mal les événements extrêmes (sécheresses, inondations), et ont tendance à sous estimer les amplitudes des signaux hydrologiques locaux (communication personnelle, J. P. Boy).

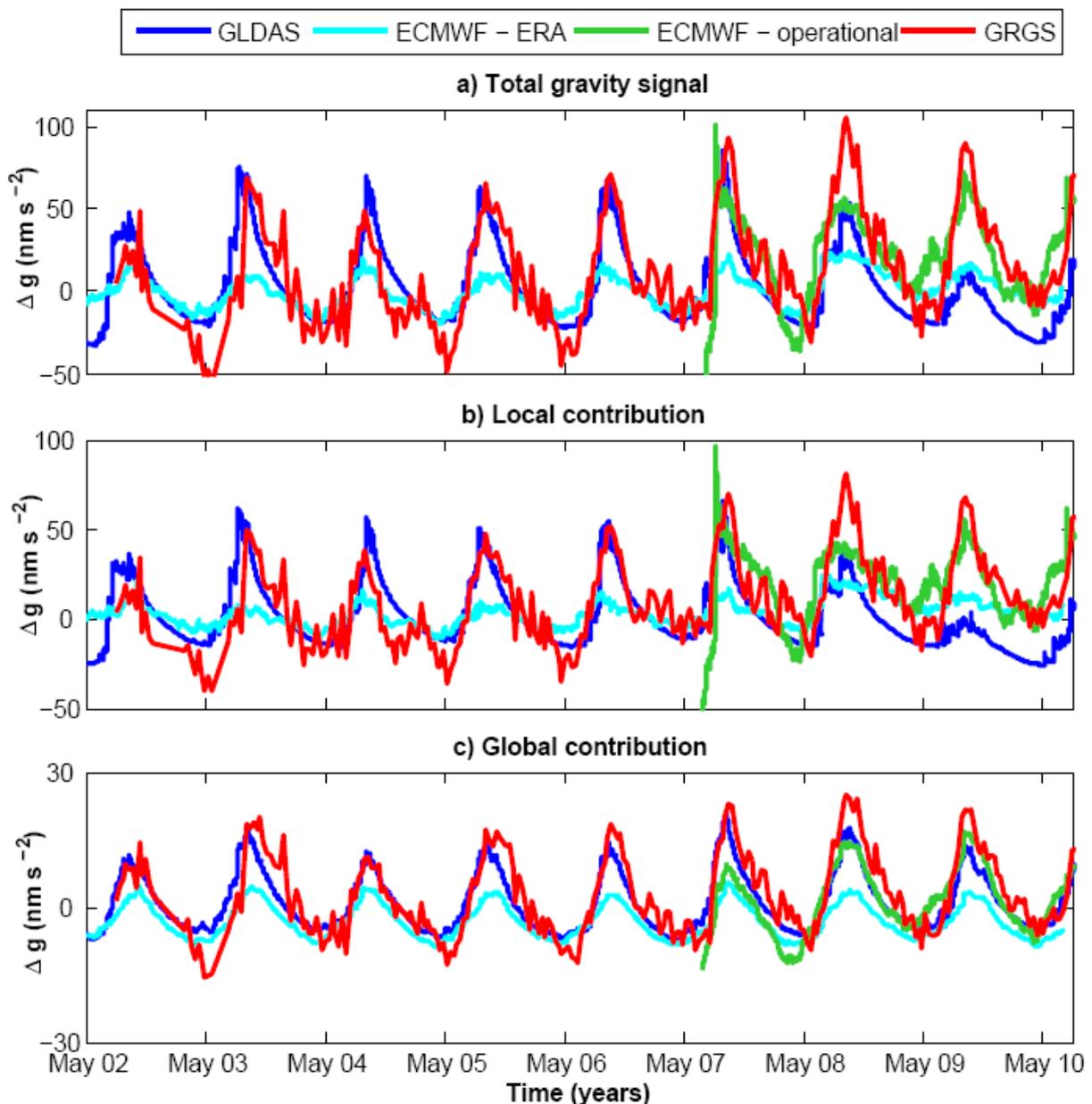


Figure 4.17 Variations de la gravité dues aux variations des stocks d'eau continentaux estimées pour le site de Wankama. Les contributions totales, locales et globales sont estimées à partir de différents outils satellitaires: les solutions GRACE du GRGS, le modèle hydrologique GLDAS/NOAH et deux modèles ECMWF (le modèle opérationnel, et le modèle ERA couvrant une période de temps plus large). Les échelles associées aux variations de gravité varient d'une sous-figure à l'autre.

Si des écarts significatifs existent entre les solutions GRACE et les simulations des modèles globaux, ils n'affectent que peu l'estimation de la contribution hydrologique globale. Les variations saisonnières du signal global sont en bon accord selon les données GRACE du GRGS et les modèles GLDAS ou ECMWF opérationnel. L'erreur associée à la contribution hydrologique globale est évaluée par l'écart type de la différence entre les contributions GRACE, GLDAS et ECMWF opérationnel sur la période 01/01/2008 – 19/08/2010 : nous pouvons ainsi calculer 6 écarts types pour 6 différences. Un écart type maximal de 5 nm s^{-2} est obtenu pour la différence entre les contributions GRACE et ECMWF opérationnel. L'incertitude sur la contribution hydrologique globale est évaluée de la sorte à 5 nm s^{-2} . Nous rappelons que les variations saisonnières du signal gravimétrique global oscillent entre 20 et 35 nm s^{-2} selon les années et la méthode d'estimation satellitaire choisie. Cette contribution ne pourra donc pas être négligée lors de l'analyse du signal gravimétrique mesuré au sol.

4.4. Conclusion du chapitre

Le signal gravimétrique mesuré au sol est influencé par les variations de stocks d'eau à l'échelle locale et à l'échelle globale. Ces deux contributions peuvent être évaluées de façon indépendante à l'aide de données in situ et à l'aide de données satellitaires. Un bon nombre d'incertitudes subsiste quant à la quantification des variations des stocks d'eaux à l'échelle locale. Les principales sources d'incertitudes concernent les variations d'humidité dans la zone non saturée et la porosité de drainage de l'aquifère libre local. Les mesures de gravimétrie réalisées sur le site de Wankama seront utilisées dans les chapitres suivant pour apporter de nouvelles contraintes sur ces paramètres. Les variations des stocks d'eau agissent également sur la gravité à l'échelle globale, à la fois par déformation élastique et par attraction newtonienne des masses d'eau lointaines. Ces effets peuvent être estimés avec précision à l'aide des données obtenues par les satellites GRACE ou simulées par les modèles globaux GLDAS/NOAH et ECMWF/opérationnel. L'amplitude des variations gravimétriques saisonnières dues à l'hydrologie globale atteint 20 à 35 nm s^{-2} selon les années pour notre site d'étude. Ce type de signal ne peut être négligé dans l'analyse de variations temporelles de la gravité de faible amplitude ($\sim 100 \text{ nm s}^{-2}$).

Chapitre 5

Fusion de données hydrogéophysiques

Dans le cadre des projets AMMA et GHYRAF, une série d'actions en gravimétrie, géodésie, géophysique, et hydrologie a été orchestrée sur le site expérimental de Wankama. Le chapitre suivant présente une interprétation conjointe de mesures sol et satellite en hydrologie et en gravimétrie sur deux cycles annuels de mousson. Cette section intègre un article de recherche, publié dans la revue *Geophysical Journal International*, suivi d'une discussion commentant et complétant les principaux résultats obtenus. Ce chapitre est clos par une synthèse présentant l'apport et les limites de cette démarche multidisciplinaire pour la compréhension du bilan hydrologique en Afrique sahélienne.

5.1. Enjeux scientifiques

L'Afrique subsaharienne se caractérise par une variabilité extrême des ressources en eau, influencée par les changements climatiques et une forte croissance démographique. La quantification et la prévision de l'évolution des réserves d'eau représentent un défi majeur tant pour le développement de ces régions, que pour la compréhension du cycle hydrologique sahélien. A l'heure actuelle, le site de Wankama dispose d'un réseau d'observations hydrométéorologiques exceptionnel en Afrique de l'Ouest, permettant le suivi des réserves hydriques depuis 1992 grâce aux projets HAPEX et AMMA (Cappelaere *et al.* 2009). L'objectif principal de cette thèse est d'apporter de nouvelles contraintes sur la variabilité saisonnière des stocks d'eau au Sud-ouest du Niger en confrontant les mesures hydrologiques existantes à des observations gravimétriques terrestres et spatiales. A cette intention, des mesures de gravimétrie absolue de type FG5 ont été répétées quatre fois par an à Wankama entre juillet 2008 et juillet 2010. L'article inséré en section 5.2 présente une analyse multidisciplinaire du premier cycle annuel de mesures. Cette étude est complétée dans la discussion proposée en section 5.3 par une année de mesures supplémentaire. Les missions de mesures gravimétriques ont cessé en juillet 2010 en raison des conditions d'insécurité géopolitique au Niger (risques terroristes particulièrement important depuis août 2010).

Lors de l'analyse du signal gravimétrique mesuré au sol, une attention particulière a été portée à l'estimation distincte des contributions hydrologiques locales et de grande longueur d'onde. L'effet des variations des stocks d'eau locaux sur la gravité est modélisé à partir d'un ensemble de mesures hydrologiques issues de l'observatoire AMMA-CATCH, comprenant limnimétrie, humidité du sol et piézométrie. A l'échelle continentale, les variations du champ de pesanteur issues de la mission GRACE sont utilisées pour estimer les effets liés à la surcharge élastique et à l'attraction des masses d'eau distantes. Les simulations du contenu en eau du sol fournies par les modèles hydrologique GLDAS et hydrométéorologique ECMWF permettent également d'évaluer

les effets hydrologiques de grande longueur d'onde sur la gravité. Cette approche a permis de quantifier l'influence de la mousson ouest africaine sur le signal gravimétrique mesuré au sol à l'échelle locale et à l'échelle continentale. La valeur des corrections apportées aux mesures de gravimétrie absolue est évaluée par comparaison des variations de la gravité mesurées à celles issues du modèle des stocks d'eau locaux. Nous montrons que l'utilisation des données GRACE pour la correction des effets hydrologiques globaux diminue significativement la différence entre les valeurs modélisées et mesurées des variations de gravité à l'échelle locale. Cette expérience constitue un bel exemple de combinaison de mesures de gravimétrie terrestres et spatiales pour la compréhension du cycle hydrologique.

Le second volet de cette étude traite de l'apport des mesures de gravimétrie absolue pour l'évaluation de la variabilité des stocks d'eau à l'échelle locale. Les mesures in-situ sont corrigées des effets hydrologiques de grande longueur d'onde et interprétées pour accéder à la porosité de drainage de l'aquifère. Les incertitudes liées à la présence, difficilement quantifiable, d'eau dans les premiers mètres de sol sont évaluées à l'aide de mesures d'humidité in-situ. La cohérence de la méthode est appréciée par comparaison aux mesures RMP directement sensibles au contenu en eau du sous sol. Les valeurs de porosité de drainage estimées par gravimétrie s'avèrent proches bien que légèrement inférieures aux valeurs du contenu en eau de l'aquifère estimées par RMP. Ce faible écart est expliqué par des différences de sensibilité entre ces deux méthodes: la gravimétrie est sensible aux variations des masses d'eau dans le temps, tandis que la méthode RMP image le contenu en eau de l'aquifère sur toute son épaisseur à un instant donné. L'accord entre ces deux méthodes géophysiques reste excellent et illustre leur intérêt pour l'estimation de paramètres hydrogéologiques locaux comme la teneur en eau d'un aquifère.

5.2. Article de recherche: «Local and global hydrological contributions to time-variable gravity in Southwest Niger»

Local and global hydrological contributions to time-variable gravity in Southwest Niger

Julia Pfeffer,¹ Marie Boucher,^{2,3} Jacques Hinderer,¹ Guillaume Favreau,^{2,3}
Jean-Paul Boy,^{1,4} Caroline de Linage,⁵ Bernard Cappelaere,^{2,3} Bernard Luck,¹
Monique Oi^{2,3} and Nicolas Le Moigne⁶

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

²Institut de Recherche pour le Développement, 276 Av. de Maradi, BP 11416, Niamey, Niger

³HydroSciences Montpellier, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier CEDEX 5, France

⁴Planetary Geodynamics Laboratory, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA

⁵Department of Earth System Science, University of California, Irvine, CA, USA

⁶Géosciences Montpellier, UMR CNRS/UM2 5243, Université Montpellier II, Montpellier, France

Accepted 2010 November 15. Received 2010 November 14; in original form 2010 May 26

SUMMARY

Advances in methods of observation are essential to ensure a better understanding of changes in water resources considering climate variability and human activities. The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiments aim to combine gravimetric measurements with dense hydrological surveys to better characterize the annual water storage variability in tropical West Africa. The first absolute gravimetric measurements were performed in Southwest Niger, near a temporary pond where rapid infiltration to an unconfined aquifer occurs. As gravity is sensitive both to local and global variations of water mass distribution, the large-scale hydrological contribution to time-variable gravity has been removed using either GRACE satellite data or global hydrology models. The effect of the local water storage changes was modelled using *in situ* measurements of the water table, soil moisture and pond water level. The adjustment of these simulations to residual ground gravity observations helped to constrain the specific yield to a value ranging between 1.8 and 6.2 per cent. This range of value is consistent, albeit on the low side, with the aquifer water content (6–12 per cent) estimated by magnetic resonance soundings, which are known to slightly overestimate the specific yield in this geological context. The comparison of these two independent geophysical methods shows their potential to constrain the local hydrogeological parameters. Besides, this study evidences the worth of correcting the gravity signal for large-scale hydrology before recovering local water storage parameters.

Key words: Satellite geodesy; Time variable gravity; Hydrology; Permeability and porosity; Africa.

1 INTRODUCTION

The evaluation of water storage variations is a critical concern for resource assessment in semiarid areas. This issue is particularly acute in Southwest Niger, where both population growth (+3 per cent yr⁻¹) and climatic changes impinge on groundwater resources. Different approaches including hydrodynamic surveys, environmental tracer analysis, subsurface geophysical surveys and remote sensing were carried out to constrain the water balance in this region (Favreau *et al.* 2009). The quality of groundwater models predictions can still be improved by additional observations used as forcing data. In this perspective, geodetic observations constitute a valuable tool to calibrate and validate water storage models.

Water storage changes affect geodetic measurements in three ways (Zerbini *et al.* 2001; Jacob *et al.* 2008): (1) the water saturation and desaturation of soils modify pore volume and can lead to a soil displacement of several centimetres (Hoffmann *et al.* 2001); (2) the water acts as a load and induces a deformation of the Earth's crust due to its elastic behaviour (e.g. Blewitt *et al.* 2001; Bevis *et al.* 2005) and (3) the water mass distributions generate gravity changes by the combination of Newtonian attraction and elasticity effects (e.g. Amalvict *et al.* 2004; de Linage *et al.* 2007; de Linage *et al.* 2009). Llubes *et al.* (2004) quantified the influence of aquifers on gravity variations and evidenced that mass effects are dominant at local scale (<10 km), whereas elastic effects, related to the vertical displacement of the crust and the mass redistribution inside

the Earth, are dominant at scales larger than several hundreds of kilometres.

Water storage variations generate such changes in gravity acceleration measured at the ground in the μGal range, which corresponds to 10 nm s^{-2} (e.g. Lambert & Beaumont 1977; Bower & Courtier 1998; Kroner 2001). Absolute gravimeters measure the exact value of gravity at a specific point in space and time with accuracy around $10\text{--}20 \text{ nm s}^{-2}$ in case of low seismic noise conditions (Niebauer *et al.* 1995; Niebauer 2007). Superconducting gravimeters have a sensitivity (better than 10 nm s^{-2}) and a long term stability (a few tens of nm s^{-2} per year) which are adequate to investigate time-variable gravity changes caused by water storage changes (e.g. Kroner & Jahr 2006; Van Camp *et al.* 2006; Krause *et al.* 2009; Creutzfeldt *et al.* 2010). Relative, spring based gravimeters are sensitive to gravity differences either in space or time of several 10 nm s^{-2} . The accuracy achieved with such metres (usually $50\text{--}100 \text{ nm s}^{-2}$) depends on the quality of the instruments, on the measurement procedure, and on the means of transportation used (Hasan *et al.* 2008; Gehman *et al.* 2009; Jacob 2009). This accuracy can strongly be improved for short (a few tens of m) distances between measurements points (Naujoks *et al.* 2008). The efficiency in using gravity metres to measure water storage changes was tested among others in central Arizona, where the aquifer storage coefficient has been estimated using coincident monitoring of gravity and water levels (Pool & Eychaner 1995; Pool 2008). In karst systems, the water storage changes have been evaluated with repeated gravimetric measurements and mass balance modelling (Jacob *et al.* 2008, 2009). So far, very few ground based gravimetric measurements were performed to estimate water storage changes in semi-arid areas, especially in the African continent; in the Okavango basin (Botswana), Christiansen *et al.* (2009) managed relative gravimetric measurements to con-

strain hydrological modelling, retrieving signals of several tens of microGals.

The GHYRAF project (Gravity and Hydrology in Africa, see Hinderer *et al.* 2009 for a detailed description) aims to combine multidisciplinary observations to constrain water storage variability in Africa from the Sahara to the monsoon region. Therefore repeated ground gravimetric measurements are compared to *in situ* measurements of water balance components on four sites (Fig. 1a). Additional GPS measurements and subsurface geophysical measurements, including magnetic resonance soundings (MRS) and electrical resistivity surveys, complete ground observations. Hydrological effects are estimated at larger scale (several hundreds of kilometres) with satellite observations derived from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE, Tapley *et al.* 2004), and global hydrological models. According to these forecasts, the seasonal water storage variation is strong enough in southwestern Niger to generate a gravity change of about 100 nm s^{-2} , easily detectable with a free-fall absolute gravimeter of FG5 type (Hinderer *et al.* 2009).

This paper describes in detail how absolute gravimetric measurements help to recover water storage changes of the Continental Terminal aquifer, for a specific catchment in southwestern Niger. The effect of water redistribution on gravity changes is confirmed with amplitudes of about 100 nm s^{-2} at annual scale. It will be shown in the following that the effect of large-scale hydrology can be investigated using GRACE observations and/or simulations using global hydrological models. The analysis of residual ground gravity observations allows then improving the estimate of specific yield at local scale, which is found to be consistent according to independent MRS geophysical measurements. The hydrological context of Southwest Niger and Wankama catchment is depicted in Section 2. Section 3 describes the hydrological monitoring and the

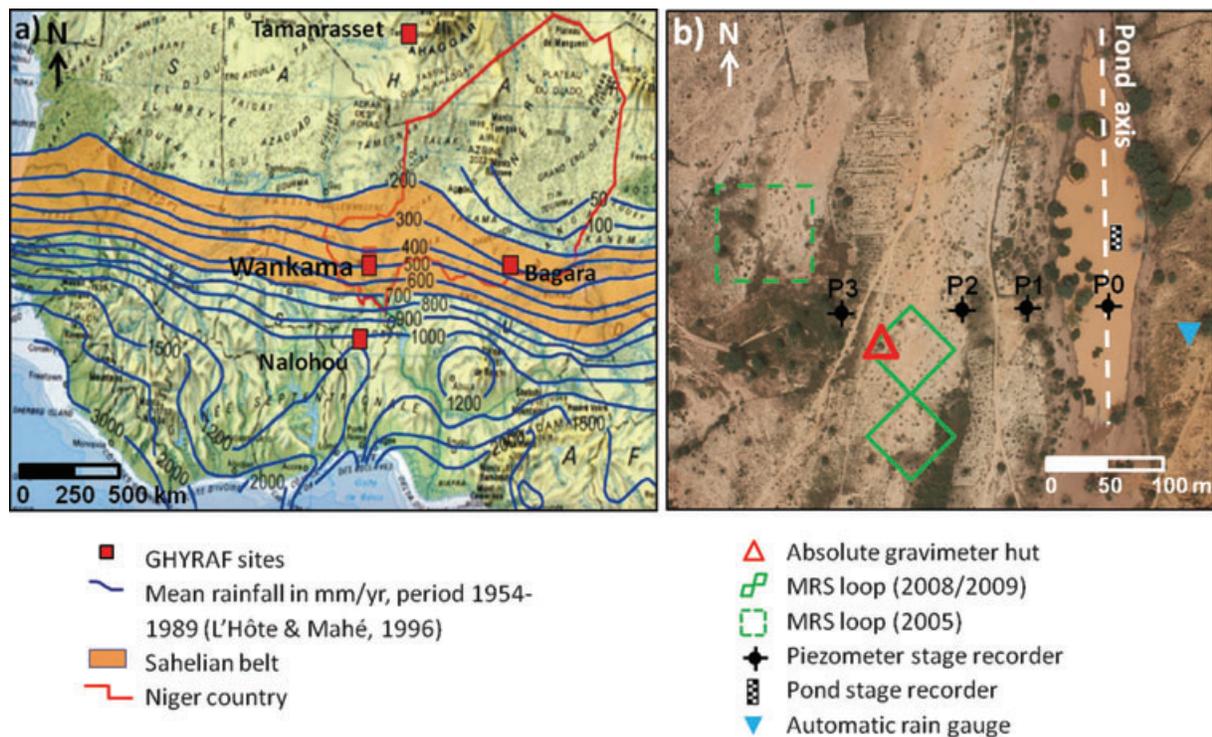


Figure 1. Description of the study area. (a) Location of the GHYRAF sites in western Africa. (b) The gravimetric measurement site. (Background aerial photograph by J.L. Rajot, IRD, 2008 October 14; at this date, the pond water level was 1.15 m.)

acquisition of geophysical measurements, including MRS and ground gravity. The results of the hydrological and gravity observations are given in Section 4. The local and large-scale hydrological contributions to the gravity signal are analysed in Section 5. In Section 6, the specific yield of the aquifer is recovered from ground gravity observations. The effects of soil moisture and possible sources of uncertainty are discussed. The specific yield derived from ground gravity observations is then compared with the aquifer water content independently retrieved from MRS. Conclusions and perspectives are given in Section 7.

2 DESCRIPTION OF THE STUDY CATCHMENT IN SOUTHWEST NIGER

The study area is a part of the Wankama catchment situated in the Niamey region of southwestern Niger (Fig. 1a). The catchment is one of the four GHYRAF sites and belongs to the AMMA-CATCH observatory (Cappelaere *et al.* 2009; Lebel *et al.* 2009; <http://www.amma-catch.org>). The climate is tropical semi-arid, driven by the West African monsoon. About 90 per cent of precipitations occur in a wet season between June and September during short and intense events of convective origin. The annual precipitation is about 560 mm in Niamey (airport data) for the years 1950–2007, the annual average temperature is around 29°C and the potential evapotranspiration reaches 2500 mm (Favreau *et al.* 2009). Besides seasonal variation, the Sahelian belt (Fig. 1a) experienced a severe drought lasting since the 1960s (Lebel *et al.* 2009). In spite of the monsoonal rainfall deficit, the level of the water table has been continuously rising with 0.02 m yr⁻¹ in the 1960s, up to 0.2 m yr⁻¹ in 1990s–2000s (Favreau *et al.* 2009). This phenomenon is explained by the massive land use changes encountered in this region, due both to the extensive development of rain-fed agriculture and to severe drought conditions. The devastation of the savannah vegetation led among others to an increase of temporary ponds constituting preferential spots of groundwater recharge (Desconnets *et al.* 1997). Actually, there is no evidence of deep infiltration elsewhere in the landscape, with a possible exception for ravines and alluvial fans (Massuel *et al.* 2006; Boucher *et al.* 2009a). Previous groundwater modelling (Massuel 2005) has shown that independent information about hydrodynamic properties of the aquifer would be useful for constraining the parametrization of the model and for improving the numerical representation of hydrologic processes in such areas. A motivation for this study is to provide new quantitative observations of water storage changes to improve hydrological modelling at the local (<1 km) scale.

Wankama, located at longitude 2.65°E and latitude 13.64°N, is a small (~2.5 km²) endorheic catchment typical of the cultivated Sahel (Peugeot *et al.* 2003). The watershed extends from west to east, reaching an altitude of 260 m at the lateritic plateau and falling to 203 m at the hillslope pond. The hill flank is gently sloped (≤2 per cent), separated at mid trail by an alluvial fan disconnecting the drainage network into two main ravine reaches. A fraction of the catchment drains directly to the pond. The catchment is intensively cultivated with numerous small millet fields. Fallow savanna and uncultivated bare soil constitute the remaining surface (Cappelaere *et al.* 2009). The unconfined aquifer belongs to the Continental Terminal 3 (CT3), mainly composed of loosely cemented clays, silts and sands of continental origin (Lang *et al.* 1990). The substratum consists in a continuous and impermeable grey clayed layer, thick of several ten metres. The water table displays hydraulic gradients ≤0.1 per cent, except near ponds where they can reach 1 per cent

at the peak of the rainy season. This aquifer has been largely investigated with hydrodynamic monitoring and subsurface geophysical measurements (Leduc *et al.* 1997; Leduc *et al.* 2001; Massuel *et al.* 2006; Boucher *et al.* 2009b).

3 INSTRUMENTAL SETUP

A dense network of hydrological monitoring and geophysical measurements is devoted to document hydrological processes of the water cycle at catchment scale (Cappelaere *et al.* 2009). The hydrological, gravimetric and subsurface geophysical measurements sites considered in this study are mapped in Fig. 1(b). The topography is evaluated, with a centimetric resolution in height, from 2900 differential GPS measurements (DGPS) distributed on the 2.541 km² of the Wankama catchment (Gendre 2010). A higher (1470 points on 0.5 km²) density of DGPS points have been taken in the pond surroundings.

3.1 Hydrological monitoring

Two automatic rain gauges, located on the plateaus and in the vicinity of the pond, allow recording rainfall every minute. In 2008–2009, a pressure sensor (manufactured by STS[®]) and a float (OTT Thalimede[®]) measured the pond water level every 20 and 5 min, respectively. The water table level was recorded every 20 min with pressure sensors on four piezometers located at 0, 64, 110 and 210 m of the pond axis. Direct measurements using luminous probe (OTT KL010[®]) were used to correct the drift of automatic sensors. In addition, every minute, 6 capacity probes (Time – Domain type CS616 of Campbell Scientific) buried from 0.1 to 2.5 m below the surface measured the soil volumetric water content at two typical sites of millet and fallow located at 1.5 and 2 km upstream from the pond (Cappelaere *et al.* 2009; Ramier *et al.* 2009).

3.2 Magnetic resonance soundings

MRS is a geophysical technique specially adapted for groundwater investigation (Legchenko *et al.* 2002). This method allows measuring the magnetic field generated by the precession of the nuclei of hydrogen atoms present in groundwater molecules after an electromagnetic excitation at a specific frequency (resonance frequency). The amplitude of the measured signal (in nV) is directly related to the volume of water contained in the subsurface layers of soil. The depth of investigation (up to ~100 m) is controlled by the moment of the excitation pulse (in A ms). The inversion of MRS data provides a vertical distribution of the water content in the aquifer (Legchenko *et al.* 2004). The MRS water content is generally assumed to be close to the effective porosity, which is the portion of water that contributes to flow through the sediment (Vouillamoz *et al.* 2008). For unconfined aquifers, the effective porosity is slightly higher than the part of water that can be drained by gravity forces, identified as the specific yield (Lubczynski & Roy 2005).

Many MR soundings were performed in the Continental Terminal aquifer (Vouillamoz *et al.* 2008; Boucher *et al.* 2009a, 2009b) for better characterizing the hydrogeological properties (porosity and permeability) of the aquifer. A new MRS survey has been performed during the 2008–2009 rainy season close to the gravity measurements (Fig. 1b). This sounding was repeated 10 times to improve its accuracy. Measurements were performed with the Numis^{Plus} device. For MRS inversion, the geometry was fixed according to available hydrogeological information in order to decrease ambiguities in the

Table 1. FG5 absolute gravity values at Wankama site (in nm s^{-2}).

Date	Gravity value (nm s^{-2})	Standard deviation	Gravity changes (nm s^{-2})	Standard deviation
17/07/2008	9782506027.0	19.8		
			87.3	26.2
04/09/2008	9782506114.3	17.1		
			-48.7	22.1
05/02/2009	9782506065.6	14.0		
			-31.4	21.3
05/04/2009	9782506034.2	16.1		

interpretation and improve the estimate of water content. The water table depth and the bottom of aquifer were fixed using respectively measurements in piezometers (P2 and P3), and depth of the clayed aquiclude estimated by Time Domain Electromagnetic (TDEM) soundings and available geological data (Boucher *et al.* 2009a).

3.3 Absolute gravity data acquisition

Absolute gravimeters of FG5 type measure the exact acceleration of gravity due to the Earth along the direction of a freely falling body. This gravity measurement has the advantage to be calibrated, drift-free, and accurate (Niebauer *et al.* 1995; Niebauer 2007). The lack of drift is particularly useful for monitoring gravity changes over long periods of time. FG5 measurements were performed at the Wankama site four times between 2008 July and 2009 April. Measurements were done on a concrete pillar (1 m^3) protected from wind with a traditional hut constructed at 190 m of the pond axis (Hinderer *et al.* 2009). FG5 measurements were performed during nighttime to avoid heating effects. The mean value of gravity is estimated by averaging many series of sets (usually one set every hour or half an hour) consisting of 100 drops (a drop every 10 s) of a corner cube in a vacuum chamber. Gravity values are corrected for temporal effects, including solid earth tides (tidal parameters from EGTAB software; Wenzel 1996), ocean loading (Schwidorski 1980), air pressure effects (*in situ*-measurements, regression coefficient of $-0.3 \mu\text{Gal hPa}^{-1}$) and polar motion contribution (correction of the international earth rotation service, IERS – <http://www.iers.org>). Final gravity values (Table 1) are transferred from the instrumental height to the ground. This correction has no influence on the investigation of the gravity changes in time, since the same free air gradient is always used. The very small standard deviation (ranging from 14 to 20 nm s^{-2}) of the final absolute gravimetric measurements resulted from very low seismic noise and well-suited corrections of temporal effects.

4 OBSERVATION OF A MONSOONAL CYCLE

4.1 Local hydrology

The hydrological signal of the 2008–2009 monsoon period recorded in Wankama is depicted in Fig. 2. Daily precipitation records indicate intense events between 2008 June and October, resulting in rapid rises of the pond water level (Fig. 2b) and seasonal water storage in the first metres of soil, essentially at the end of the rainy period (Fig. 2c). The water table recharge is focused below the pond: a plurimetric piezometric dome is generated in September, when the pond water level reaches its peak (Fig. 2a). The infiltration is enhanced by the sandy texture of the soils at the shore of the pond

(Desconnets *et al.* 1997; Martin-Rosales & Leduc 2003), leading to a dome higher by 0.44 m at P1 than at P0 (Figs 2a and d). Time variations of the water table at P0, P1, P2 and P3 are shown in Fig. 2(d). Seasonal changes of the water table are significant near the pond (P0, P1), but their amplitudes decrease with distance (P2, P3) and become negligible at a distance of a few hundreds of metres from the pond (Desconnets *et al.* 1997). The level reached by the water table in September 2008 is the highest recorded since the beginning of the piezometric monitoring in 1993. This event results both from strong consecutive rainfall events (annual rainfall = 637 mm at the plateau rain gauge in 2008) and from the long-term rise of the water table ($+0.25 \text{ m yr}^{-1}$ in Wankama, 1993–2009). Fig. 2(c) shows the time variations of the water storage in the first 3m of soil, separately for the fallow and millet sites. The difference in the soil water stocks reached at the end of the rainy season for the fallow (115 mm) and millet (164 mm) sites illustrates the large spatial variability of infiltration of rainwater in the soil.

4.2 Gravity signal

Time-lapse gravity observations listed in Table 1 are in phase with the monsoonal rainfall at local and regional scales (Fig. 1). The 87 nm s^{-2} gravity rise observed between the 17th of July and the 4th September can be explained by the water storage recharge observed in Wankama and by the large scale recharge due to the West African monsoon derived from global hydrological models and indeed observed with GRACE satellites (Hinderer *et al.* 2009). Also the gravity decline observed from September to April is consistent with the end of the wet season occurring approximately at the same time at the scale of Wankama catchment and at the scale of the Sahelian belt (Fig. 1a). To explain the gravity signal, independent estimates of the gravity variations generated by local water storage changes and large scale hydrological effects are required (Longuevergne *et al.* 2009).

5 ANALYSIS OF THE MONSOONAL GRAVITY SIGNAL

5.1 Local water storage model

To first order, the local variations of superficial (pond, soil moisture) and deeper (aquifer) water storage generate a gravity change caused by the Newtonian attraction of masses. The vertical component of the Newtonian attraction Δg (m s^{-2}) caused by the sum of elementary volumes of water storage changes dV in a total volume V (m^3) is given by:

$$\Delta g = G\rho \int_V \frac{dV}{r^2} \cos \alpha, \quad (1)$$

where G ($6.67 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$) is the gravitational constant, ρ (kg m^{-3}) the density of water storage (e.g. the mass of water per volume unit), r (m) the distance between the observation point and the water storage change and α the angle enclosed by r and the vertical axis. The geometry of the water storage changes can be represented by a configuration of prisms of various densities and dimensions. Then, integration is carried out for any specific prism and the contributions are added (Nagy 1966; Leirião *et al.* 2009).

Time gravity variations due to the Newtonian attraction of water storage changes are computed at the FG5 measurement point from 2008 April to 2009 April. The water storage in Wankama site is split among three water storage components, as follows.

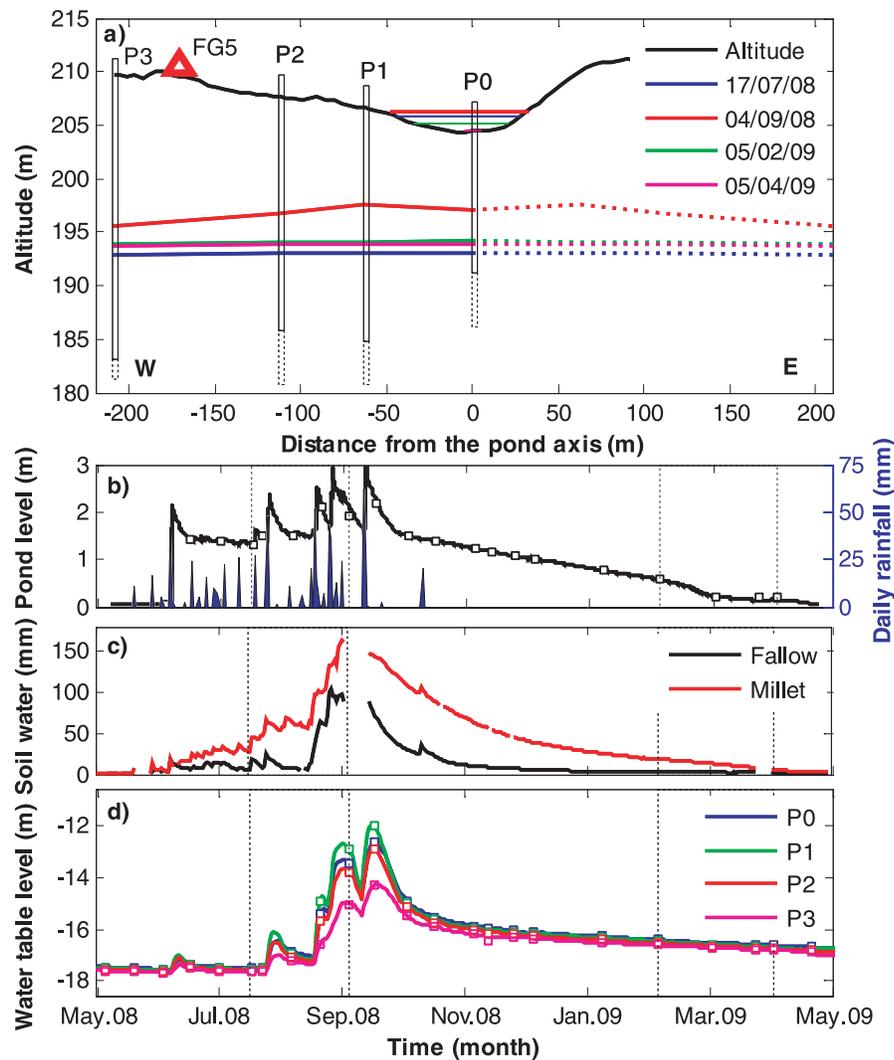


Figure 2. Hydrological processes for 1 yr on a 400 m profile. (a) Cross section of the piezometric profile showing the pond water level and the water table level at FG5 measurement dates. The water table shape is assumed to be linear between each of the four piezometers (solid lines) and symmetric with respect to the pond axis (dashed lines). The term FG5 refers to the absolute gravimeter. (b) Time variations of pond water level (black) associated with automatic recordings of rainfall events (blue) at the plateaus rain gauge. The vertical dashed lines represent FG5 measurement dates. The squares represent manual measurement of the water level. (c) Time variations of the soil water stocks between 0 and 3m at the fallow and millet sites. (d) Time variations of the water table level at four piezometers. The water level corresponds to the depth of the water table from the FG5 sensor.

(1) The unconfined aquifer is the most important storage entity in terms of volume. The water table shape is constrained in time and space with the four piezometric measurements points: the water table is assumed linear between each of the four piezometers, symmetric with respect to the pond axis and infinite in the pond axis direction. Each prism is centimetric in height, metric in the piezometric axis direction and infinite in the pond axis direction. In this case the integration over the volume is 2-D. For an unconfined aquifer, the density ρ is equal to the density of water (10^3 kg m^{-3}) multiplied by the specific yield S_y (non-dimensional number). The specific yield is assumed to be constant and defined as the volume of water that can be extracted by gravity per the total volume of drained rock. The gravity variations caused by the water table fluctuations are computed for values of the specific yield ranging from 1 to 15 per cent. About 80 per cent of the gravimetric signal generated by the aquifer fluctuations is comprised within a radius of 70 m around the FG5.

(2) The pond is simplified by a rectangular shape, which results in negligible effects on gravity considering the weakness of the slope (~ 2 per cent) between the FG5 point and the pond surface. The volume of the pond is calculated using a relationship between the level and the volume of water in the pond derived from the topography (Peugeot *et al.* 2003). The density ρ is equal to the density of water. The resulting contribution of the pond on gravity changes is below 3 nm s^{-2} between FG5 measurement dates, which is one order of magnitude below the instrumental detection limit.

(3) The contribution of the soil water storage is the most difficult to estimate as no measurements were available in the near vicinity of the FG5 measurement point for the rainy season 2008. While neutron probes were settled at the beginning of the rainy season 2009, the data are not yet available, as they require calibration with soil samples at each measurement site. Nevertheless the soil water infiltration recorded at the fallow site can be considered as an upper bound for the infiltration at FG5 point for the following reasons:

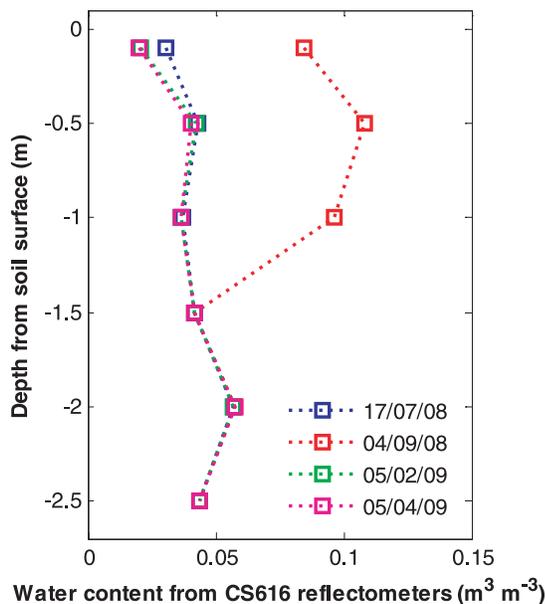


Figure 3. Time variation of the volumetric water content in the 2.5 first metres of soil as recorded by the six capacity probes at the fallow station.

- (i) the FG5 measurement point is situated in a degraded area with very sparse vegetation of fallow type (Fig. 1b),
- (ii) soil crusting and subsequent Hortonian runoff were mapped to be higher in the FG5 surroundings than at the fallow site (Seguis *et al.* 2004),
- (iii) the surface slopes are comparable at the FG5 (1.47°) and fallow sites (1.43° ; Gendre 2010), and
- (iv) the non-calibrated neutron measurements in the vicinity of the FG5 site show no variation of the volumetric water content below 1.5 m deep in accord with the limit of infiltration observed at the fallow site (Fig. 3).

The soil moisture contribution is then computed for four soil layers centred on the capacity probes' depth (0.1, 0.5, 1 and 1.5 m) and following the topography. Their volumetric water content can vary from 0 to the soil water content measured at the fallow station. 96 per cent of the resulting gravity signal is generated within a radius of 50 m around the FG5.

5.2 Large scale hydrological effects

In addition to the Newtonian attraction of local water masses, large scale hydrological distributions generate an elastic deformation of Earth's crust along with a mass redistribution inside the Earth, resulting in non-negligible effects on gravity (Farrell 1972). The sum of these two effects of the crust deformation is known as surface loading. Furthermore distant water masses generate Newtonian attraction, enhanced by the sphericity of the Earth (e.g. de Linage *et al.* 2007; de Linage *et al.* 2009). For a better interpretation of our gravimetric measurements, we attempt to correct them for these large-scale effects using either global hydrological models, or GRACE satellite data.

The content of water in the first metres of soil can be described for the whole continental surface excluding Antarctica by the global land data assimilation system (GLDAS; Rodell *et al.* 2004) with temporal and spatial resolutions of 3 hr and 0.25° (~ 25 km). The European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF on <http://www.ecmwf.int>; Uppala *et al.* 2005) provides another es-

timate of soil water content at global scale with a 6 hr temporal resolution, and a spatial resolution of about 0.25° . The soil water mass distribution simulated by GLDAS or ECMWF is convolved with the Green's functions associated to Newtonian and deformation effects, assuming a spherical non-rotating, elastic and isotropic (SNREI) Earth model (standard procedure for the calculation of global atmospheric or ocean loading effects, e.g. Boy & Hinderer 2006). This convolution gives the total gravity variations including the following.

(1) *Local mass effects.* The Newtonian attraction of the water stored in the pixel of observation. The attraction of a uniform layer of water is a Dirac function centred on the site (here Wankama) and equal to the attraction of an infinite Bouguer plate. Its vertical component Δg is given by

$$\Delta g = 2\pi G\rho H, \quad (2)$$

where H is the water elevation predicted by GLDAS or ECMWF in the Wankama pixel and ρ the density of water. This equation leads to an attraction of 0.42 nm s^{-2} per millimetre of water thickness. The spatial resolution is given by the highest resolution of the model output (here $25 \times 25 \text{ km}^2$), related to the resolution of forcing data (precipitation, wind and temperature), without any considerations of geological or geomorphologic criteria.

(2) *Surface loading effects.* The vertical deformation of the Earth crust and the change in gravitational potential generated by the global continental water storage variations.

(3) *Remote mass effects.* The Newtonian attraction of the water stored (equivalent to the global continental water storage) outside the pixel of observation, which is enhanced by the sphericity of the Earth.

To obtain solely the large-scale contribution (2 and 3), local mass effects (1) have hence to be removed.

The GRACE mission is recovering the Earth's time variable gravity field with spatial and temporal resolutions of a few hundreds of kilometres and 10–30 d, respectively (Tapley *et al.* 2004). In numerous studies, the continental water mass variations have been successfully related to the GRACE data (e.g. Ramillien *et al.* 2005; Schmidt *et al.* 2006; Hinderer *et al.* 2006; Crowley *et al.* 2006). Over Africa, the GRACE solutions from different processing centres reveal similar estimates of the continental water storage at seasonal timescales, both on continental and river basin scales (Boy *et al.* 2010). In this study, the solutions of the Centre National d'Etudes Spatiales / Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale (CNES/GRGS) are used to reckon the time variable gravity field with temporal and effective spatial resolutions of respectively 10 d and about 400 km (Bruinsma *et al.* 2010). The effects of elastic surface loading and attraction of remote masses are obtained as previously by removing local mass effects from the total gravity variations. This local contribution is calculated as the attraction of a Bouguer plate whose thickness is equal to GRACE water equivalent height in the $400 \times 400 \text{ km}^2$ pixel including the Wankama site. GRACE, GLDAS and ECMWF estimates of gravity changes are shown on Fig. 4.

The annual amplitude (2008–2009 May) of the total gravity changes differ largely from GRACE to GLDAS ($+65 \text{ nm s}^{-2}$) or ECMWF ($+28 \text{ nm s}^{-2}$), even if the signals are in phase. The discrepancy observed between GLDAS and ECMWF simulations can be explained by the differences in forcing data (especially precipitation) and by the differences in land surface models. The difference in spatial resolution between GRACE ($400 \times 400 \text{ km}^2$) and global hydrological models ($25 \times 25 \text{ km}^2$) accounts for a large part

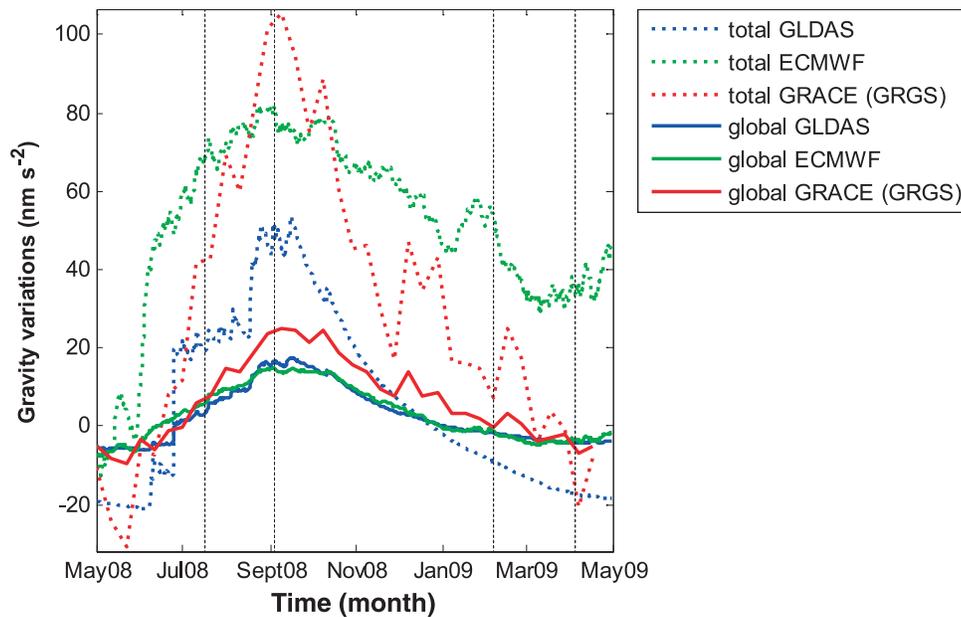


Figure 4. Total and global hydrological contributions to gravity variations estimated in a pixel area centred on Wankama. The term total refers to the sum of Newtonian attraction and surface loading effects of water masses. The term global refers to the large-scale contribution computed as the total gravity changes induced by hydrology minus the attraction of a Bouguer plate whose thickness is the predicted water elevation change for the Wankama pixel. The dashed vertical lines correspond to FG5 measurement dates.

of the differences observed between the total gravity variations. Besides, GLDAS and ECMWF models do not include any surface water or groundwater which, when not negligible, can lead to a disagreement with GRACE water storage estimates (e.g. Leblanc *et al.* 2009; Han *et al.* 2009). Nevertheless, if global hydrological forecasts and GRACE derived data are not expected to fully explain the ground gravity variations, they provide a useful tool for the estimate of large-scale (several hundreds of km) gravity variations related to continental hydrology. This global component accounts for approximately 20 per cent of the total gravity changes (Fig. 4). Such an effect can clearly not be ignored in interpreting absolute gravity measurements. The mean standard deviation of the differences between GRACE, GLDAS and ECMWF estimates of the global contribution is only 5 nm s^{-2} , indicating a high consistency between independent estimates of large-scale hydrological effects on gravity field. The annual amplitude (2008–2009 May) of this global component is however found to be slightly larger for GRACE data than for the GLDAS ($+11 \text{ nm s}^{-2}$) and ECMWF ($+8 \text{ nm s}^{-2}$) simulations.

6 DISCUSSION

6.1 Estimate of the specific yield

The simulated gravity changes due to local water storage (Section 5.1) are compared with the FG5 measurements corrected or not corrected for large-scale hydrological effects (Fig. 5). Uncorrected ground gravity observations are in phase, but of higher amplitude than observations corrected for large-scale hydrological effects. The gravity simulations can be expressed as the sum of the water table and soil moisture effects. The soil moisture contribution can vary from 0 (Fig. 5a) to the soil water content measured at the fallow site (Fig. 5b). The amplitude of this contribution is controlled with a scale factor ranging from 0 to 1 identified as the soil moisture index (Fig. 6). The water table contribution is proportional to the

specific yield (S_y) of the aquifer (Fig. 5a); this parameter can hence be constrained by an adjustment of gravity simulations to gravity observations. The resulting S_y values depend both on the soil moisture index and on the correction of large-scale effects (Fig. 6). For GRACE correction of large-scale effects, S_y values range from 1 to 6 per cent, regarding the whole range of the soil humidity index. If we do not consider any corrections of large-scale hydrological effects, S_y will be overestimated to values ranging from 3 to 9 per cent.

6.2 Uncertainty analysis

Several sources of uncertainty may affect the estimate of the specific yield, as follows.

(1) The soil moisture contribution could be underestimated by the fallow measurements. This possibility has been investigated by computing the gravity variations induced by the soil water content changes measured at the millet site. The resulting gravity variations become higher than the ground measurements corrected or not for the large-scale hydrological effects. This soil moisture contribution is then added to the water table contribution. The adjustment of these updated simulations to ground gravity measurements leads to a minimal S_y value of 0.5 per cent, when considering GRACE correction of large scale hydrological effects and 70 per cent of the soil water content measured at the millet site. The upper limit of S_y range is unaffected as it is obtained for a null soil moisture contribution. These results show that (i) the soil moisture contribution in the FG5 surroundings is likely lower than what could be measured at the millet site and (ii) considering higher soil moisture contributions than what could be measured at the fallow site does not change significantly the S_y estimate.

(2) A hysteresis effect may occur as the water table rises in fields that have dried for approximately 8 months. In addition, the upper level reached by the water table in September 2008 had not been saturated since the beginning of the piezometric monitoring

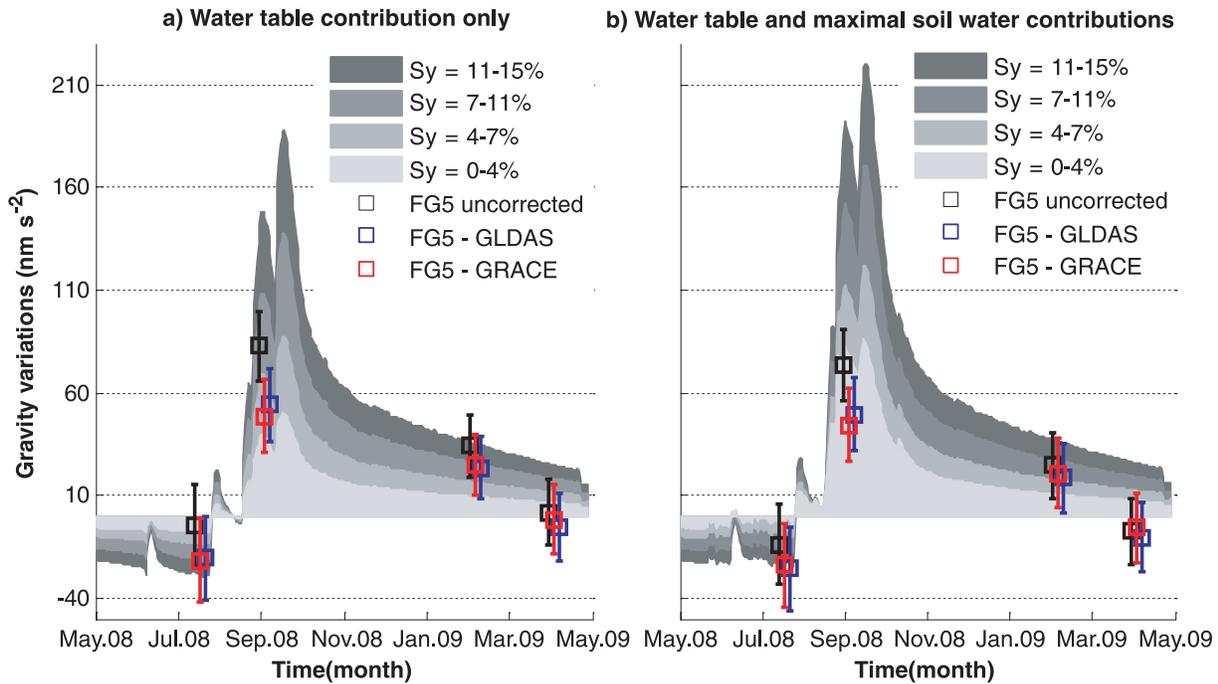


Figure 5. Comparison of the simulated and observed gravity variations at Wankama site. The specific yield of the aquifer is indicated by S_y . The squares are the FG5 observations either uncorrected (black) or corrected for the large-scale hydrological contribution using GRGS solutions of GRACE satellite data (red), or GLDAS hydrological model (blue). For visibility purpose, the different values for each FG5 measurement are slightly shifted in time when considering GRACE, GLDAS or no large-scale correction. (a) considers only the water table contribution and (b) the sum of the water table and maximal soil moisture contributions (using the soil water content measured at the fallow site).

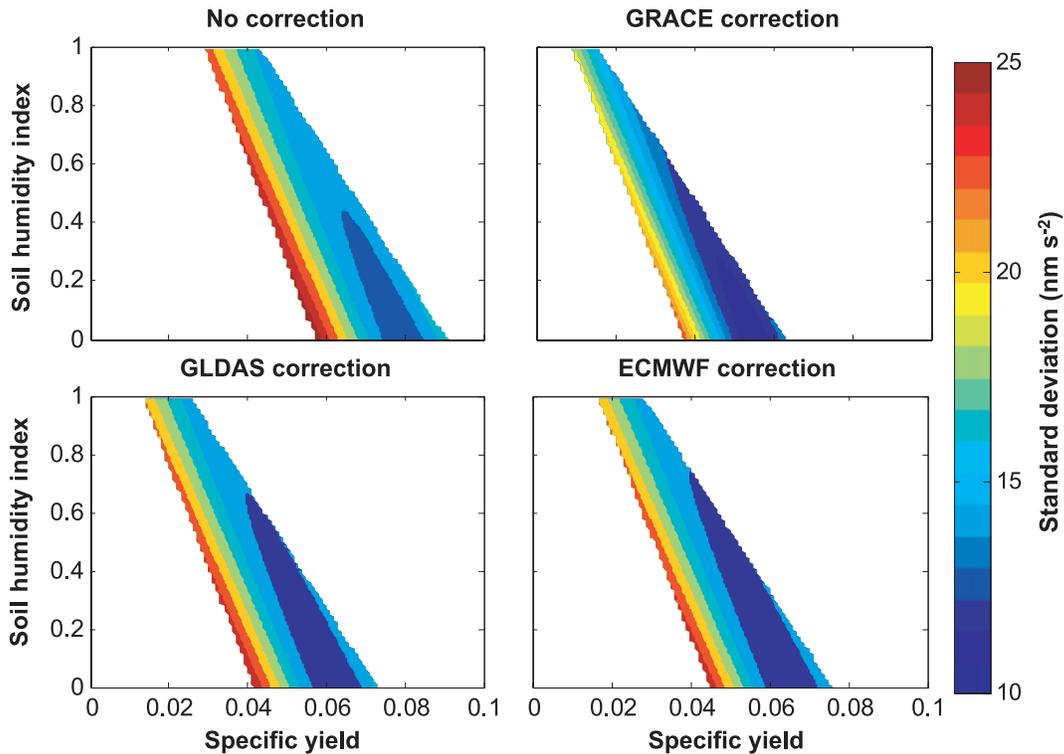


Figure 6. Range of parameters for which the local water storage simulations are comprised within FG5 measurements error bars. The soil humidity index is a scale factor applied to the soil water contribution measured at the fallow site. The standard deviation of the difference between the gravity measurements and simulations is indicated for each couple of parameters. Four different corrections of large scale hydrological effects are considered, the term *no correction* referring to FG5 observations uncorrected for large scale hydrological effects, but corrected as usual for temporal effects (solid earth tides, ocean loading, air pressure, polar motion).

in 1993 at least. During the first month of the dry season, the water table rapidly decreases (Fig. 2c) but some water remains in the unsaturated zone due to capillarity effects. During the end of the dry season, the drop of the water table is slower but the water stored in the fluctuation zone by capillarity continuously decreases. This retention and release of water in the unsaturated part of the fluctuation zone could explain why the gravity decrease measured from February to April is higher than the modelled gravity decrease (Fig. 5).

(3) The local water storage modelling assumes uniform aquifer porosity, a simplified aquifer geometry, and homogeneous layers of soil moisture (details in Section 5.1).

(4) The correction of large-scale hydrological effects depends on the reliability of GRACE satellite data and global hydrological models to recover water storage at scales of several hundreds of kilometres (details section 5.2).

(5) The uncertainty of time lapse gravimetric measurements ranges from 21 to 26 nm s^{-2} , which represents a quarter to a third of the signal induced by local hydrology.

The quality of the adjustment between the local water storage model simulations and the ground gravity measurements is estimated by the standard deviation of their differences. The minimal standard deviation (11 nm s^{-2}) is achieved for S_y values and soil moisture index ranging in intervals of [5.0–6.0 per cent] and [0.0–0.3], respectively, when considering GRACE correction for large-scale hydrological effects. Slightly higher S_y values ([5.6–6.8 per cent] or [6.0–7.0 per cent], respectively) are reached for a standard deviation of 12 nm s^{-2} when considering GLDAS or ECMWF corrections. One can see that the lowest standard deviations are obtained for a soil humidity index below 0.8 (Fig. 6), suggesting that the amplitude of the soil water storage variations is less than the one measured at the fallow site. When measurements stay uncorrected for large-scale hydrological effects, the minimal (14 nm s^{-2}) standard deviation is achieved for a specific yield ranging from 8.2 to 9.2 per cent. The average standard deviation is improved by 13 per cent, when correcting the ground gravity measurements for GRACE estimate of the large-scale hydrological effects (and by respectively 5 and 7 per cent for GLDAS and ECMWF corrections). The opti-

mum (standard deviation $< 15 \text{ nm s}^{-2}$) S_y values range from 1.8 to 6.2 per cent for the assumptions of (i) a soil moisture contribution limited by the measurements at the fallow site and (ii) a reliable GRACE correction of large scale hydrological effects.

6.3 Independent estimate of the groundwater content with MRS

The measured MRS signal and its inversion are shown in Fig. 7 for a representative sounding. Each of the 10 soundings was inverted in the same way. The mean MRS water content is about 8–10 per cent and slightly differs from the soundings performed in 2005 December (12.0 per cent, Boucher *et al.* 2009b) suggesting slight lateral heterogeneities of aquifer porosity (MRS locations in Fig. 1b). The difficulty to fit all the data when assuming constant water content for the entire aquifer (Fig. 7) suggests the presence of vertical heterogeneities in the aquifer. When using a model with 8.5 per cent of water content, the amplitudes for high value of pulses are underestimated and when using a model with 9.5 per cent of water content, the amplitudes for low value of pulses are overestimated. The fit of data is greatly improved when considering that the water content is lower in the top of the aquifer than in the bottom. This difference of water content can be explained by the geological heterogeneity of the Continental Terminal aquifer, which consists in an alternation of more or less clayed beds of small extension (Greigert & Bernert 1979; Lang *et al.* 1990). The analysis of each of the 10 MR soundings reveals a water content in the top of the aquifer (where fluctuations occur) of 6.7 ± 1 per cent.

Pumping tests performed in the Continental Terminal aquifer show that the MRS water content was always higher than the measured specific yield (Boucher *et al.* 2009b). This information was interpreted as MRS being sensitive to capillary water unlike pumping tests. The same reason can explain that the specific yield ([1.8–6.2 per cent]) estimated from gravity variation is less than the MRS water content measured in the top of the aquifer (down to 30 m from the soil surface). It is worth noting, that the S_y values estimated from the repeated gravity surveys are representative of the upper part of the aquifer, seasonally saturated and desaturated. The deeper

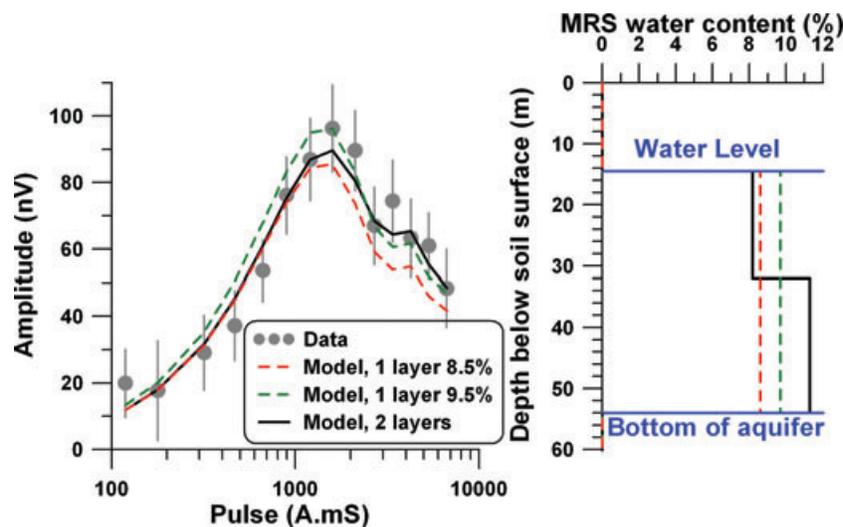


Figure 7. Typical MRS results (2009 February 5) showing the comparison of measured and modelled signals (in nV) for three different models of water content varying with depth in the aquifer.

part of the aquifer does not contribute to gravimetric changes as it remains saturated for the entire year.

7 CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

The GHYRAF experiment permitted to carry out the first absolute gravity monitoring in West Africa. Main results can be summarized as follows:

(1) Time lapse gravimetric measurements are significantly influenced both by local and large-scale signals of the West African monsoon. The large-scale contribution must hence be removed from the gravity measurements before investigating local water storage variations. GRACE satellite can effectively be used to estimate the gravity variations induced by large-scale hydrology and surface loading. This effect is found to be comparable and even slightly (about 10 nm s^{-2}) larger than the simulations of the GLDAS and ECMWF hydrological models.

(2) In spite of the small to medium amplitude of the recorded gravity signal, the specific yield of the unconfined aquifer can be retrieved to an optimum value ranging from 1.8 to 6.2 per cent. These values rely on a probable range of soil moisture distribution (estimated after measurements with capacity probes) and on GRACE assessment of the large-scale (several 100 km) water storage variability.

(3) The specific yield inferred from gravity surveys is consistent with the water content retrieved with MRS. The consistency between both geophysical methods shows their potential to validate and calibrate local hydrogeological models of water storage changes. Because resonance magnetic soundings integrates the whole saturated thickness of the aquifer, it is less sensitive than the gravity surveys to the water table fluctuations, and is usually mainly used to estimate spatial changes in the water content.

A refinement of the local hydrological modelling would be necessary to improve our knowledge of the water storage variability at the catchment scale. The neutron probes installed at the beginning of the rainy season in 2009 will help to quantify changes of the water content in the whole thickness of the unsaturated zone. A densification of gravimetric measurements was carried out with two microgravimeters during the 2009 monsoon period. The results from these two experiments will be concurrently analysed with the purposes of (i) better constraining the intraseasonal water balance, (ii) exploring spatial heterogeneities of the water storage and (iii) detecting processes governing focused recharge in semiarid SW Niger.

ACKNOWLEDGMENTS

This project is funded by the French Agence Nationale de la Recherche (ANR) during 4 yr (2008–2011). It is also partly granted by the Centre National d' Etudes Spatiales (CNES). Jean-Paul Boy is currently visiting NASA Goddard Space Flight Center, with a Marie Curie International Outgoing Fellowship (N° PEOF-GA-2008-221753). The GLDAS data used in this study were acquired as part of the mission of NASA's Earth Science Division and archived and distributed by the Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC). Hydrological surveys are part of the regional AMMA-CATCH hydrological and meteorological observatory on West Africa, funded by French ministry of research (<http://www.amma-catch.org>). We thank the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) in Niger for the strong logistic and

manpower support. We also warmly acknowledge the Ministry of Hydraulics and the Department of Geology of the University Abdou Moumouni in Niamey (Niger) for their assistance.

REFERENCES

- Amalvict, M., Hinderer, J., Makinen, J., Rosat, S. & Rogister, Y., 2004. Long-term and seasonal gravity changes at the Strasbourg station and their relation to crustal deformation and hydrology, *J Geodyn.*, **38**, 343–353.
- Bevis, M., Alsdorf, D., Kendrick, E., Fortes, L.P., Forsberg, B., Smalley, R. & Becker, J., 2005. Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL023491.
- Blewitt, G., Lavallee, D., Clarke, P. & Nurutdinov, K., 2001. A new global mode of Earth deformation: seasonal cycle detected, *Science*, **294**, 2342–2345.
- Boucher, M., Favreau, G., Descloitres, M., Vouillamoz, J.M., Massuel, S., Nazoumou, Y., Cappelaere, B. & Legchenko, A., 2009a. Contribution of geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semiarid Niger: an overview, *C. R. Geosci.*, **341**, 800–809.
- Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.M., Nazoumou, Y. & Legchenko, A., 2009b. Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger), *Hydrogeology J.*, **17**, 1805–1815.
- Bower, D.R. & Courtier, N., 1998. Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian Absolute Gravity Site, *Phys. Earth planet. Inter.*, **106**, 353–369.
- Boy, J.P. & Hinderer, J., 2006. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data, *J. Geodyn.*, **41**, 227–233.
- Boy, J.P., Hinderer, J. & de Linage, C., 2010. Retrieval of large-scale hydrological signals in Africa from GRACE time-variable gravity fields, *Pure appl. Geophys.*, submitted.
- Bruinsma, S., Lemoine, J.M., Biancale, R. & Vales, N., 2010. CNES/GRGS 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation, *Adv. Space Res.*, **45**, 587–601.
- Cappelaere, B., 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, *J. Hydrol.*, **375**, 34–51.
- Christiansen L., Leiria S., He X., Andersen O.B. & Bauer-Gottwein P., 2009. Spatial and temporal gravity data used for hydrological model calibration: field study of a recharge event in the Okavango Delta, Botswana, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **89**(53), Fall Meet. Suppl., Abstract H43J-03.
- Creutzfeldt, B., Guntner, A., Thoss, H., Merz, B. & Wziontek, H., 2010. 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**, doi:10.1029/2009WR008359.
- Crowley, J.W., Mitrovica, J.X., Bailey, R.C., Tamisiea, M.E. & Davis, J.L., 2006. Land water storage within the Congo Basin inferred from GRACE satellite gravity data, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2006GL027070.
- 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**, 986–994.
- de Linage, C., Hinderer, J. & Boy, J.P., 2009. Variability of the gravity-to-height ratio due to surface loads, *Pure appl. Geophys.*, **166**, 1217–1245.
- Desconnets, J.C., Taupin, J.D., Lebel, T. & Leduc, C., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel central super-site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems, *J. Hydrol.*, **189**, 155–178.
- Farrell W.E., 1972. Deformation of the Earth by surface loads, *Rev. geophys. Space Phys.*, **10**(3), 761–797.
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N. & Leduc, C., 2009. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: a review, *Water Resour. Res.*, **45**, doi:10.1029/2007WR006785.

- 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**, doi:10.1029/2007WR006096.
- Gendre, T., 2010. Évaluation de différents modèles numériques de terrain du site de Wankama (Niger) pour la restitution des stocks d'eau souterrains et superficiels, *Master of Sciences*, INSA de Strasbourg, France, 64 pp.
- Greigert, J. & Bernert, G., 1979. Atlas des eaux souterraines du Niger; état des connaissances (mai 1978). Tome 1, fascicule 5: les nappes du Continental terminal du synclinal de Dogondoutchi, Rapport BRGM 79/AGE/Q01, Orléans.
- Han, S.C., Kim, H.J., Yeo, I.Y., Yeh, P., Oki, T., Seo, K.W., Alsdorf, D. & Luthcke, S.B., 2009. Dynamics of surface water storage in the Amazon inferred from measurements of inter-satellite distance change, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, doi:10.1029/2009GL037910.
- Hasan, S., Troch, P.A., Bogaart, P.W. & Kroner, C., 2008. Evaluating catchment-scale hydrological modeling by means of terrestrial gravity observations, *Water Resour. Res.*, **44**, doi:10.1029/2007WR006321.
- Hinderer, J., Andersen, O., Lemoine, F., Crossley, D. & Boy, J.P., 2006. Seasonal changes in the European gravity field from GRACE: a comparison with superconducting gravimeters and hydrology model predictions, *J. Geodyn.*, **41**, 59–68.
- Hinderer, J., et al., 2009. The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: description and first results, *J. Geodyn.*, **48**, 172–181.
- Hoffmann, J., Zebker, H.A., Galloway, D.L. & Amelung, F., 2001. Seasonal subsidence and rebound in Las Vegas Valley, Nevada, observed by synthetic aperture radar interferometry, *Water Resour. Res.*, **37**, 1551–1566.
- Jacob, T., 2009. Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie karstique, *PhD thesis*, Université Montpellier 2.
- 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**, 105–117.
- 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.
- Krause, P., Naujoks, M., Fink, M. & Kroner, C., 2009. The impact of soil moisture changes on gravity residuals obtained with a superconducting gravimeter, *J. Hydrol.*, **373**, 151–163.
- Kroner, C., 2001. Hydrological effects on gravity data of the Geodynamic Observatory Moxa, *J. Geod. Soc. Japan*, **47**(1), 353–358.
- Kroner, C. & Jahr, T., 2006. Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory, *J. Geodyn.*, **41**, 268–275.
- Lambert, A. & Beaumont, C., 1977. Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements—implications for gravitational detection of tectonic movements, *J. geophys. Res.*, **82**, 297–306.
- Lang, J., et al., 1990. The continental terminal in West Africa, *J. Afr. Earth Sci.*, **10**, 79–99.
- Lebel, T., et al., 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: an overview, *J. Hydrol.*, **375**, 3–13.
- Leblanc, M.J., Tregoning, P., Ramillien, G., Tweed, S.O. & Fakes, A., 2009. Basin-scale, integrated observations of the early 21st century multiyear drought in southeast Australia, *Water Resour. Res.*, **45**, doi:10.1029/2008WR007333.
- Leduc, C., Bromley, J. & Schroeter, P., 1997. Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger), *J. Hydrol.*, **189**, 123–138.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P., 2001. Long-term rise in a sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger, *J. Hydrol.*, **243**, 43–54.
- Legchenko, A., Baltassat, J.M., Beauce, A. & Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists, *J. appl. Geophys.*, **50**, 21–46.
- Legchenko, A., Baltassat, J.M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H. & Vouillamoz, J.M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization, *Ground Water*, **42**, 363–373.
- Leiria, 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.
- L'hôte Y. & Mahé G., 1996. Afrique de l'ouest et centrale: carte des précipitations moyennes annuelles au 1/6000000ème (période 1954–1989), *Collection des Cartes ORSTOM*, ORSTOM éd., Paris, France.
- 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.P., 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.
- Lubczynski, M. & Roy, J., 2005. MRS contribution to hydrogeological system parametrization, *Near Surf. Geophys.*, **3**, 131–139.
- Martin-Rosales, W. & Leduc, C., 2003. Variability of the dynamics of temporary pools in a semiarid endoreic system (southwestern Niger), *Hydrol. Mediterr. Semiarid Reg.*, 174–178.
- 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, *PhD thesis*, Université Montpellier 2.
- Massuel, S., Favreau, G., Descloitres, M., Le Troquer, Y., Albouy, Y. & Cappelaere, B., 2006. Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling, *Catena*, **67**, 105–118.
- Nagy D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, **31**, 362–371.
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C. & Jahr, T., 2008. Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters, *J. Geodyn.*, **82**, 543–553.
- Niebauer T., 2007. gravimetric methods—absolute gravimeter: instruments concepts and implementation, in *Treatise on Geophysics*, chapter 3.03, pp. 43–64, ed. Herring, T., Elsevier, Amsterdam.
- Niebauer, T.M., Sasagawa, G.S., Faller, J.E., Hilt, R. & Klotz, F., 1995. A new generation of absolute gravimeters, *Metrologia*, **32**, 159–180.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B.E., Seguis, L. & Maia, A., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening, *J. Hydrol.*, **279**, 224–243.
- Pool, D.R., 2008. The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona, *Geophysics*, **73**, WA49–WA59.
- Pool, D.R. & Eychaner, J.H., 1995. Measurements of aquifer-storage change and specific yield using gravity surveys, *Ground Water*, **33**, 425–432.
- Ramier, D., et al., 2009. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel-1. Energy and water, *J. Hydrol.*, **375**(1,2), 204–216.
- Ramillien, G., Frappart, F., Cazenave, A. & Guntner, A., 2005. Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids, *Earth planet. Sci. Lett.*, **235**, 283–301.204–216.
- Rodell, M., et al., 2004. The global land data assimilation system, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 381–394.
- Schmidt, R., et al., 2006. GRACE observations of changes in continental water storage, *Global planet. Change*, **50**, 112–126.
- Schwiderski, E.W., 1980. Ocean tides.2. A hydrodynamical interpolation model, *Marine Geod.*, **3**, 219–255.
- Seguis, L., Cappelaere, B., Milési, G., Peugeot, C., Massuel, S. & Favreau, G., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment, *Hydrol. Process.*, **18**, 3401–3413.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F. & Watkins, M.M., 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, **305**, 503–505.
- Uppala, S.M., et al., 2005. The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- 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**, doi:10.1029/2006JB004405.
- Vouillamoz, J.M., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y. & Legchenko, A., 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger, *J. appl. Geophys.*, **64**, 99–108.
- Wenzel, H.G., 1996. The Nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30, *Bulletin d' Information des Marées Terrestres*, **124**: 9425–9439.
- Zerbini, S., Richter, B., Negusini, M., Romagnoli, C., Simon, D., Domenichini, F. & Schwahn, W., 2001. Height and gravity variations by continuous GPS, gravity and environmental parameter observations in the southern Po Plain, near Bologna, Italy, *Earth planet. Sci. Lett.*, **192**, 267–279.

5.3. Pour aller plus loin...

Cet article de recherche illustre l'intérêt d'allier la gravimétrie à l'hydrologie pour l'étude des ressources en eau sahéliennes. De fait, les mesures de gravimétrie absolue sont sensibles aux variations de masses d'eau sur toute l'épaisseur de la colonne de sol, à des échelles spatiales variant de la parcelle au continent. Le caractère multi-échelle de la mesure gravimétrique est commenté dans la section 5.3.1. La méthode RMP est utilisée dans cette étude comme un moyen de validation des résultats obtenus par gravimétrie. Les différences entre ces deux méthodes sont discutées en détail dans la section 5.3.2. Enfin l'analyse conjointe de mesures hydrologiques et gravimétriques est complétée par une année de mesure supplémentaire dans la section 5.3.3.

5.3.1. La gravimétrie : une méthode intégrant les signaux hydrologiques à diverses échelles spatiales

Les processus hydrologiques occupent une large gamme d'échelles spatiales et temporelles: les transferts hydrologiques en zone non saturée se font en quelques heures sur des distances inférieures au mètre alors que les fronts de précipitations peuvent s'étendre sur plusieurs milliers de km et quelques dizaines de jours (figure 5.1). En revanche, l'échelle d'observation de ces processus est souvent limitée par des contraintes techniques de mesure et de logistique. La notion d'échelle d'observation fait appel à trois paramètres clés (Blöschl et Sivapalan, 1995): la couverture des mesures (l'étendue du réseau d'observation), leur résolution (liée au pas d'échantillonnage), ainsi que leur représentativité spatiale (assimilée au volume d'échantillonnage) et temporelle. Excepté les mesures de débits, représentatives de la variabilité hydrologique sur l'ensemble d'un bassin versant, les mesures hydrologiques *in situ* sont généralement caractérisées par un faible volume d'échantillonnage.

Les mesures gravimétriques présentent le rare avantage d'être à la fois sensibles aux variations des masses d'eau aux échelles locale et continentale. La contribution hydrologique locale est généralement dominante (excepté dans les déserts), mais la part des variations gravimétriques associées aux variations de masse d'eau à l'échelle du globe n'est pas négligeable. Ainsi pour étudier la variabilité hydrologique locale, les effets de grande longueur d'ondes doivent nécessairement être corrigés des mesures, et vice versa (Longuevergne et al, 2009).

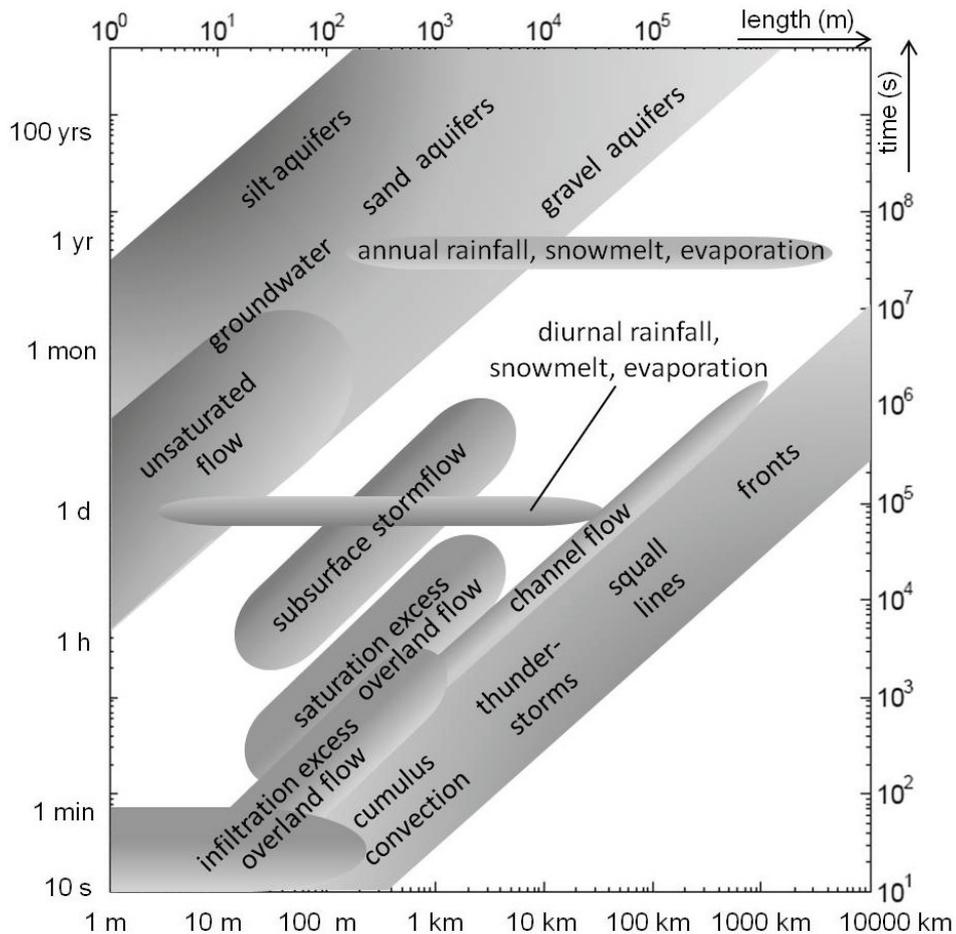


Figure 5. 1 Échelles spatiales et temporelles associées à différents processus hydrologiques (modifié d'après Blöschl et Sivapalan, 1995)

Deux questions sont fréquemment posées sur la manière d'isoler la contribution de grande longueur d'onde des variations du champ de pesanteur résultant de la mission GRACE :

- (1) « Pourquoi ne pas utiliser les mesures in situ pour estimer la contribution *locale* retirée des données GRACE ? »

Les variations du champ de pesanteur dérivées des satellites GRACE ont une résolution spatiale de l'ordre de 400 km. Ces données sont sensibles à la variation moyenne des stocks d'eau dans le pixel de résolution satellitaire ($\sim 400 \times 400$ km) et aux redistributions des masses d'eau à l'échelle continentale. Pour isoler la contribution de grande longueur d'onde, il faut donc retrancher du signal gravimétrique total l'effet d'attraction newtonienne généré par les variations de stock dans le pixel d'observation (voir section 4.3). Cet effet peut être calculé, car nous connaissons les variations de hauteur d'eau équivalente dans le pixel d'observation. Les variations de gravité dues aux variations des stocks d'eau mesurées sur le bassin versant de Wankama ne peuvent en aucun cas être déduites des mesures GRACE, et réciproquement.

(2) « Comment peut-on considérer cette contribution comme *locale* sachant que la résolution spatiale de la mesure atteint les 400 km ? »

Le signal gravimétrique détecté par les satellites GRACE est séparé en une contribution locale, due à l'attraction newtonienne des variations de masses d'eau détectées dans le pixel d'observation, et une contribution de grande longueur d'onde, due aux effets combinés de l'attraction newtonienne et de la surcharge élastique générées par les redistributions des masses d'eau à l'échelle continentale. Le terme « contribution locale » dénote dans ce cas un abus de langage car les satellites GRACE ne discernent pas la variation locale du champ de pesanteur mais une variation moyenne sur une zone de 400×400 km². Le terme exact à employer devrait être « contribution due à l'attraction newtonienne des masses d'eau présentes dans le pixel d'observation ».

5.3.2. Comparaison de la gravimétrie à la résonance magnétique protonique

Dans l'article présenté en section 5.2, la gravimétrie et la méthode RMP sont utilisées afin d'estimer le contenu en eau de l'aquifère à l'échelle locale. Toutefois, si des résultats comparables sont obtenus avec les deux méthodes, celles-ci diffèrent par leurs sensibilités spatiales et temporelles. De plus, ces méthodes n'imagent pas exactement le même contenu en eau de l'aquifère. Ces différences sont explicitées dans les paragraphes suivants, afin de mieux comprendre les apports et limites respectives de ces deux méthodes pour la caractérisation des stocks d'eaux locaux.

5.3.2.1. Des différences de sensibilités face aux variations spatiales et temporelles du contenu en eau du sous-sol

Les mesures de gravimétrie absolue, répétées à un rythme saisonnier, sont sensibles aux variations temporelles des réserves d'eau du sous-sol, superficielles (humidité du sol) et souterraines (aquifère). Seule la zone de fluctuation, saturée et désaturée au cours de la montée et du retrait de la nappe, participe au signal gravimétrique généré par l'aquifère. Les valeurs de porosité de drainage estimées par gravimétrie tiennent compte de la possibilité que l'humidité du sol et le niveau de la nappe varient de concert et modifient simultanément la gravité mesurée en surface.

Le signal RMP est directement sensible au contenu en eau de l'aquifère (section 3.3). La profondeur d'investigation du sous sol, pouvant atteindre une centaine de mètres, est contrôlée par l'amplitude et la durée de l'impulsion électrique émise. Afin de limiter les problèmes d'équivalence lors de l'inversion du signal RMP, le niveau de la nappe est déterminée à partir des enregistrements piézométriques, et la profondeur de l'aquiclude (~52 m) est estimée par des sondages TDEM couplés à des observations géologiques *in situ*. De la sorte, l'inversion des sondages RMP permet d'estimer la distribution verticale du contenu en eau de l'aquifère sur toute son épaisseur.

Lors de la comparaison des porosités de drainage estimées par gravimétrie (2 – 6 %) et des teneurs en eau RMP (6.7 ± 1 %), il y a donc d'abord une question de résolution verticale: la gravimétrie intègre verticalement un volume plus faible et plus superficiel (les quelques m de battement de la nappe) que les sondages RMP (~ 30 m, l'ensemble de la zone saturée). L'aquifère du Continental Terminal est une structure hétérogène, constituée d'une alternance de lentilles de composition plus ou moins sableuse ou argileuse (Greigert & Bernert 1979; Lang et al. 1990; Favreau 2000; Massuel 2005). L'écart observé entre les porosités de drainage estimées par gravimétrie et les teneurs en eau RMP pourrait être expliqué par l'hétérogénéité verticale de la porosité de l'aquifère.

De plus, l'inversion des données RMP proposée en section 5.2 est unidimensionnelle: le contenu en eau varie uniquement sur la verticale et ce pour l'ensemble des 10 sondages réalisés au niveau de la case de mesure gravimétrique. Toutefois plusieurs modèles de distribution de la teneur en eau peuvent expliquer un même jeu de données. La prise en compte de teneurs en eau plus ou moins fortes à proximité du site de mesure peut modifier significativement les valeurs obtenues précédemment (Boucher *et al.*, 2011). Ainsi 12 sondages RMP ont été réalisés en février 2010 (Henri, 2010) en complément des 5 sondages réalisés en 2008, afin d'estimer les variations spatiales du contenu en eau de l'aquifère au voisinage de la mare (Figure 5.2). D'après les résultats de l'inversion pour un modèle d'aquifère à une couche, la teneur en eau RMP est estimée à 10% aux alentours du site de mesure gravimétrique, mais présente de fortes hétérogénéités latérales sur la zone d'étude (variations de 7 à 18 %).

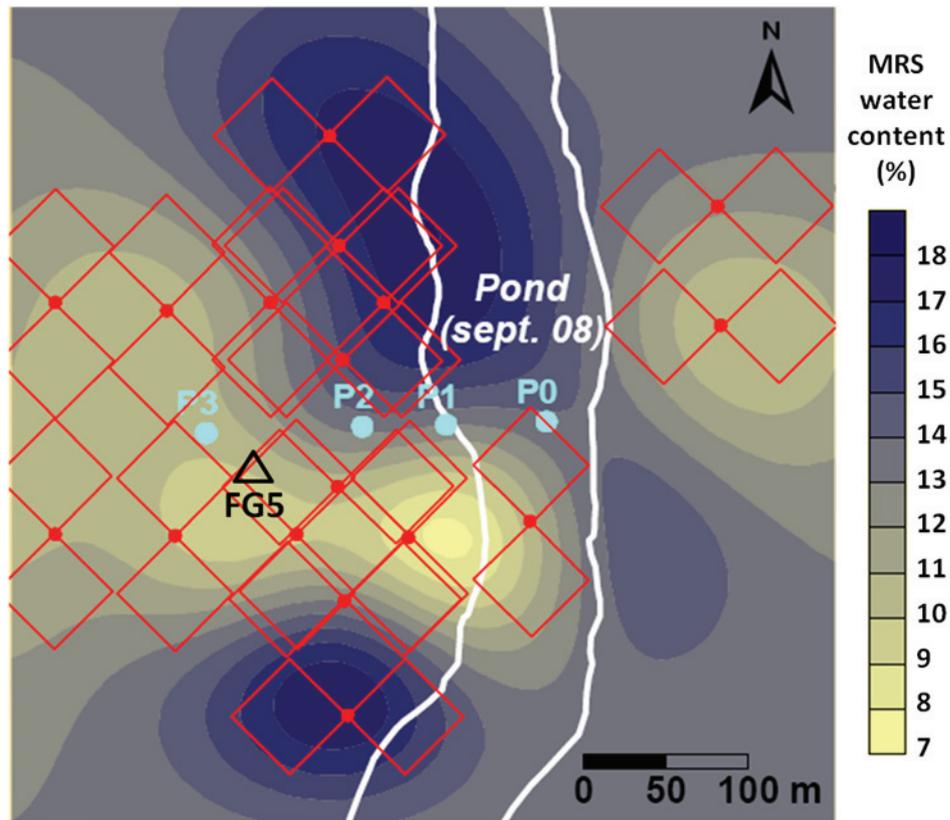


Figure 5. 2 Cartographie de la teneur en eau RMP, déterminée à partir de 12 sondages complémentaires effectués en février 2010 (d'après une communication personnelle de M. Boucher)

5.3.2.2. Les différentes porosités d'un aquifère

Pour mieux comprendre les différences entre la porosité de drainage estimée par gravimétrie et le contenu en eau estimé par RMP, un bref rappel sur les propriétés hydrogéologiques d'un aquifère s'impose. Ces questions sont détaillées dans de nombreux ouvrages, tels que les manuscrits de thèse de Vouillamoz, 2003 ou Boucher, 2007. Les porosités d'un aquifère mesurent le stockage de l'eau au sein des interstices, fissures et fractures constituant le volume poreux de la roche. La porosité totale d'un aquifère est le rapport de l'ensemble du volume poreux sur le volume de roche considéré. Elle est égale à la teneur en eau lorsque le milieu est saturé. Cette porosité peut être close si les pores ne communiquent pas entre eux, ou ouverte dans le cas opposé. Seule la porosité ouverte permet à l'eau de circuler au sein de la matrice rocheuse. Au sein de la porosité ouverte, on peut distinguer l'eau liée, retenue à la surface des pores par attraction moléculaire, de l'eau libre qui pourra se déplacer au sein de l'aquifère rocheux (Figure 5.3). La fraction de l'eau pouvant circuler au sein de l'aquifère sous l'action d'un gradient de charge est définie comme la porosité cinématique (appelée effective porosity par les anglophones).

La gravimétrie permet d'estimer la variation de teneur en eau de l'aquifère entre la saison sèche et la saison humide. La quantité d'eau mise en jeu par le réservoir aquifère correspond alors à la porosité de drainage, égale au volume d'eau pouvant être drainé sous l'action de la pesanteur. Si la végétation est importante, il faudra également tenir compte de la fraction de l'eau capillaire prélevée par les plantes dans l'aquifère. La porosité de drainage (appelée *specific yield* par les anglophones) diffère du volume d'eau participant réellement à l'écoulement en zone saturée. Par exemple, l'eau capillaire présente dans la zone de fluctuation de la nappe ne peut être drainée sous l'effet de la gravité mais sera mise en mouvement lors de l'écoulement. Dans le cas d'aquifères libres, comme le Continental Terminal, la porosité cinématique est généralement supérieure à la porosité de drainage: la différence correspond à l'eau mise en mouvement sous l'action d'un gradient de charge, mais qui ne participe pas à l'écoulement sous l'effet isolé de la gravité.

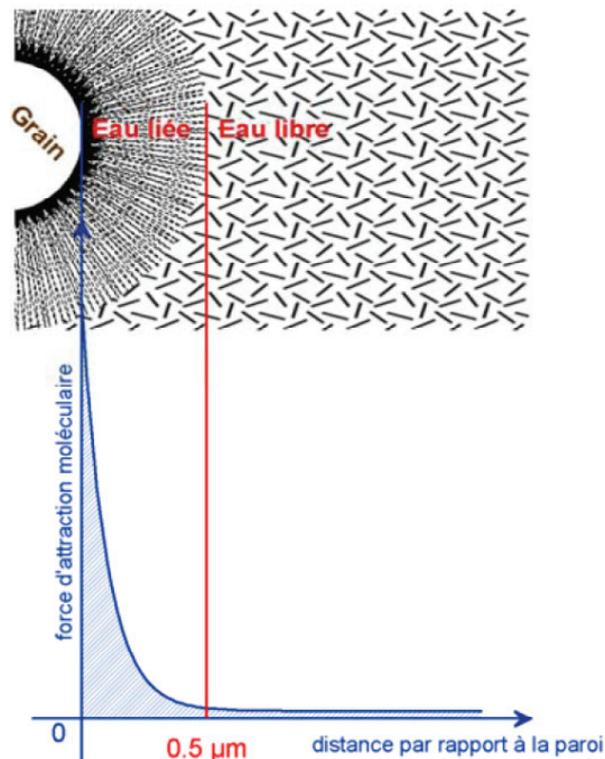


Figure 5.3 Structure d'une couche d'eau liée au contact d'une particule solide (d'après de Marsily, 1981). La distance fixée arbitrairement à $0.5 \mu\text{m}$ peut varier d'un milieu à un autre. Elle correspond à la distance à partir de laquelle les forces d'attraction moléculaires deviennent négligeables et permettent à l'eau de circuler.

La teneur en eau estimée par RMP est encore mal définie à l'heure actuelle. En principe, l'ensemble des molécules d'eau du terrain exploré devrait être excité par l'injection d'impulsions électriques et participer au champ magnétique de relaxation émis. Toutefois l'enregistrement du signal RMP ne peut se faire qu'après un délai instrumental de quelques dizaines de millisecondes. Les temps de relaxation les plus courts sont émis par les molécules d'eau les plus

proches des grains solides, constituant une fraction de l'eau liée. La teneur en eau RMP correspondrait donc à l'eau libre de l'aquifère et est souvent considérée comme une bonne approximation de la porosité cinématique (Lubczynski et Roy, 2005 ; Lachassagne *et al.* 2005; Vouillamoz *et al.* 2008). De nombreux sondages RMP ainsi que des essais de pompages ont été réalisés dans l'aquifère du Continental Terminal, afin de mieux comprendre les paramètres hydrogéophysique évalués par RMP (Boucher, et al 2009a). Dans ce contexte régional, il a été montré que les teneurs en eau RMP sont corrélées (coefficient de corrélation $R = 96\%$) et toujours supérieures aux valeurs de porosités de drainage estimées par essai de pompage (en noir sur la Figure 5.4). La méthode RMP est donc sensible à une fraction de la teneur en eau de l'aquifère plus importante que les essais de pompage.

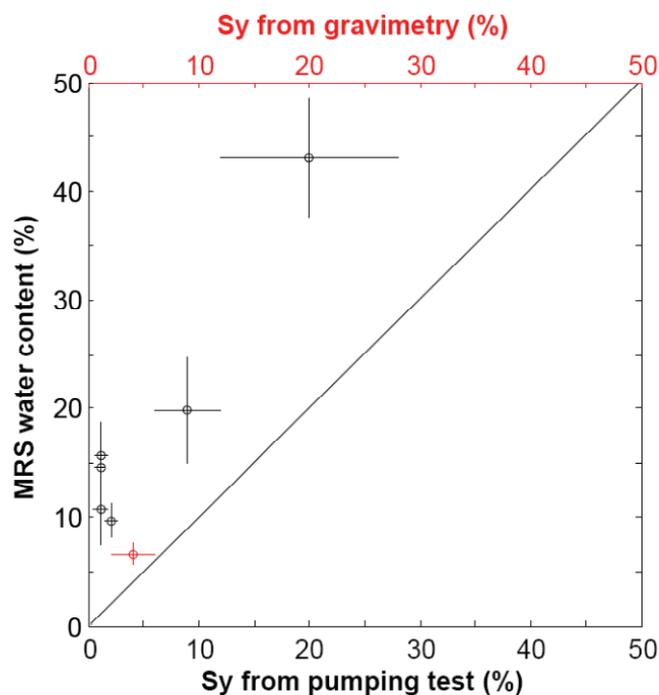


Figure 5.4 Estimations des porosités de l'aquifère Continental Terminal par différentes méthodes géophysiques (modifié d'après Boucher *et al.* 2009a)

La teneur en eau décelée par RMP devrait par conséquent être également supérieure à la porosité de drainage estimée par gravimétrie. Cette hypothèse est confirmée par les mesures de terrain réalisées à Wankama (en rouge sur la Figure 5.4). L'écart entre les teneurs en eau décelées par gravimétrie et RMP peut également s'expliquer par la différence de résolution verticale des deux méthodes, discutée précédemment. Les mesures réalisées dans cette région du Continental Terminal semblent indiquer que la porosité de drainage estimée par gravimétrie (2 - 6%) soit supérieure à celles estimées par essai de pompage (0.5 - 2 %). Les mesures n'ont toutefois pas été effectuées sur le même site, ce qui peut largement expliquer les différences observées. Les estimations de porosité de drainage faites par essai de pompage sont de plus

sujettes à de nombreuses incertitudes, liées par exemple au temps accordé à la mesure ou aux simplifications analytiques faites lors de l'inversion du signal (Healy & Cook, 2002). En effet la quantité d'eau pouvant être drainée dépend de la durée pendant laquelle on draine. L'essai de pompage correspond une mesure à court terme (horaire à journalier), la gravimétrie à une mesure à moyen terme (saisonnier à annuel), et la méthode RMP à une mesure à long terme (pluriannuel à séculaire). L'estimation d'un temps de drainage séculaire pour la méthode RMP est un peu approximative. En fait les mesures de teneurs en eau RMP dans l'aquifère du CT (5 – 23 %) sont du même ordre de grandeur que la différence entre la porosité totale (25 – 36 %, Favreau 2000) et la teneur en eau résiduelle dans la zone non saturée profonde (4 – 24 %, Massuel *et al.*, 2006). Comme plusieurs siècles de climat très sec se sont écoulés pour arriver à de telles teneurs en eau résiduelles, nous pouvons considérer que la teneur en eau RMP correspond à un drainage séculaire (communication personnelle, M. Boucher).

Il est intéressant de noter que malgré leurs différences, les mesures de gravimétrie et de RMP permettent d'obtenir des informations cohérentes avec nos attentes théoriques sur les paramètres hydrogéologiques de l'aquifère du Continental Terminal. Les propriétés de ces deux méthodes géophysiques sont rappelées dans la figure 5.5. La gravimétrie nous renseigne sur les variations saisonnières des stocks d'eau, assimilables à la porosité de drainage dans la zone de fluctuation de l'aquifère lorsque les variations d'humidité dans la zone non saturée sont négligeables (ou corrigées). Les mesures RMP indiquent la teneur en eau libre sur toute l'épaisseur de l'aquifère, correspondant à une valeur proche de la porosité cinématique. La méthode RMP est adaptée à la détection de variations spatiales du contenu en eau de l'aquifère, alors que la gravimétrie absolue permet de suivre la variabilité des stocks d'eau dans le temps. De récentes études montrent toutefois que la méthode RMP est capable de déceler des variations temporelles de la teneur en eau de l'aquifère, lorsque celles-ci représentent un volume non négligeable devant le volume d'eau contenu dans toute l'épaisseur de l'aquifère (Boucher *et al.*, 2011). La gravimétrie reste cependant beaucoup plus sensible que la méthode RMP aux variations temporelles des stocks d'eau.

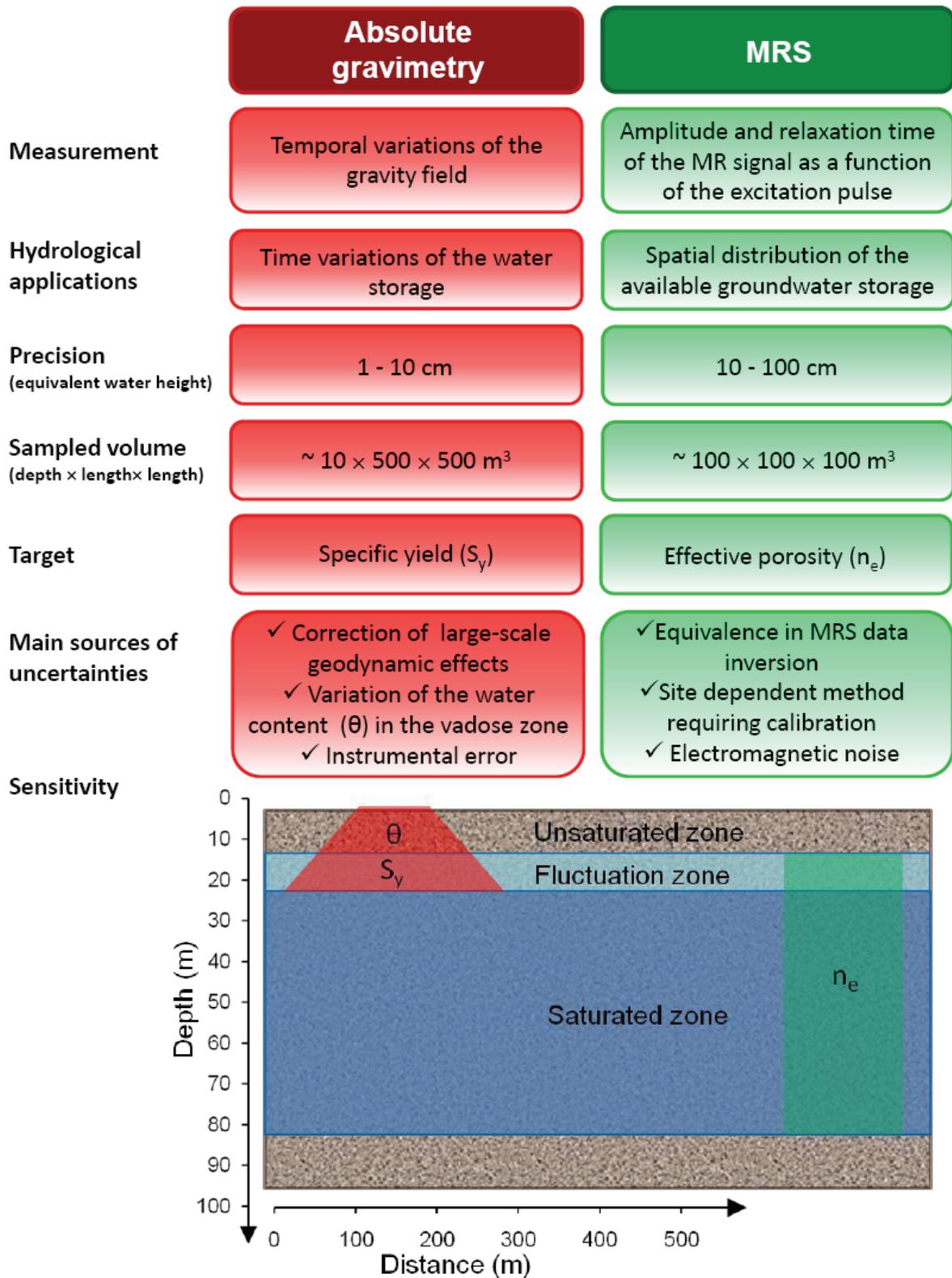


Figure 5.5 Propriétés des mesures de gravimétrie absolues et de RMP pour la caractérisation des stocks d'eau souterrains. Les chiffres indiqués sont uniquement donnés à titre d'ordre de grandeur. Nous rappelons que les termes MRS (Magnetic Resonance Sounding), S_y (specific yield) et n_e (effective porosity) sont les traductions anglophones des termes RMP (Résonance Magnétique Protonique), Φ_a (porosité de drainage) et Φ_e (porosité cinématique).

5.3.3. Comparaison de mesures gravimétriques et hydrologiques sur deux cycles annuels

Les variations temporelles de la gravité ont été mesurées à Wankama jusqu'en juillet 2010. Les valeurs corrigées des effets de marée solide, de surcharge océanique, de pression atmosphérique et du mouvement du pôle ont été reportées dans le tableau 5.1.

Date	Residual gravity value	Standard deviation	Residual gravity changes	Standard deviation
17/07/2008	9782506027,0	19,8		
04/09/2008	9782506114,3	17,1	87,3	26,2
05/02/2009	9782506065,6	14,0	-48,7	22,1
05/04/2009	9782506034,2	16,1	-31,4	21,3
14/07/2009	9782506092,5	20,2	58,3	25,8
15/09/2009	9782506128,8	15,2	36,3	25,3
22/09/2009	9782506119,8	17,7	-9,0	23,3
21/01/2010	9782506048,1	22,1	-71,7	28,3
09/07/2010	9782506023,3	17,8	-24,8	28,4

Tableau 5.1 Valeurs de la gravité mesurées à Wankama (nm s^{-2})

La valeur de la gravité mesurée en juillet 2009 paraît excessivement haute, comparée aux valeurs mesurées en juillet 2008 (+ 65 nm s^{-2}) et juillet 2010 (+ 69 nm s^{-2}). Cette mesure a été réalisée lors d'un orage particulièrement violent (20 mm en 30 min au pluviomètre le plus proche), ayant inondé les alentours de la case de mesure. Il est possible que les conditions de mesures difficiles liées à l'orage aient affecté la mesure du 14 juillet 2009.

Les variations de gravité peuvent ensuite être mises en relation avec les variations des stocks d'eau locaux mesurées de 2008 à 2010 sur le site de Wankama. Celles-ci sont présentées dans la figure 5.6. L'année 2009 (460 mm au pluviomètre localisé sur le plateau) a été nettement moins pluvieuse que l'année 2008 (611 mm au même pluviomètre). Par conséquent, des niveaux d'eau plus faibles ont été atteints dans la mare et la nappe. Le stockage d'eau dans les 3 premiers mètres de sol a également été réduit en 2009 aux stations mil et jachère. Les dates de mesures gravimétriques ont été planifiées afin de capter le maximum de signal en provenance de la nappe. Les mesures réalisées en juillet précèdent la montée de la nappe, tandis que celles

réalisées en septembre visent la crue maximale de la nappe, atteinte à quelques jours d'intervalle. Les mesures d'humidité du sol réalisées aux stations mil et jachère indiquent que malgré l'arrivée des premières pluies, le stock d'eau du sol est encore faible en juillet et croit progressivement au cours de la saison des pluies. Le maximum de signal lié au stockage d'eau dans le sol est mesuré en septembre. La mare quant à elle commence à se remplir dès les premières pluies de forte intensité, et contient déjà un niveau d'eau appréciable lors des mesures gravimétriques de juillet.

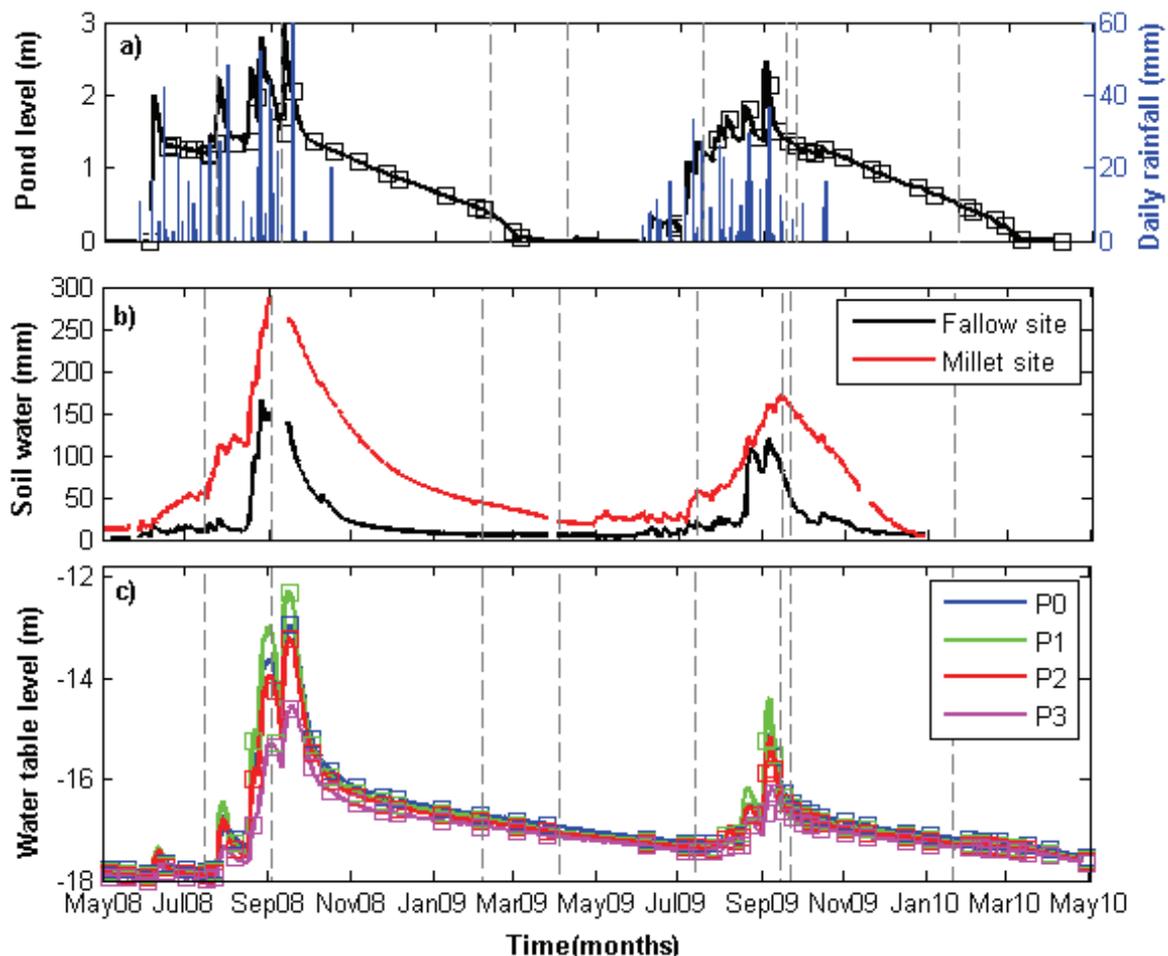


Figure 5.6 Observations des variations temporelles des stocks d'eau locaux sur deux cycles annuels. Les traits tiretés verticaux correspondent aux dates de mesure de gravimétrie absolue. Les valeurs des mesures hydrologiques réalisées manuellement sont indiquées par des figurés carrés. a) Variations du niveau d'eau dans la mare associées à la pluviométrie journalière mesurée à la station située sur le plateau. b) Variations des stocks d'eau dans les 3 premiers mètres du sol estimées à partir de mesures par sondes capacitives aux stations mil et jachère. c) Variations du niveau de la nappe aux 4 piézomètres exprimées en m par rapport à l'altitude du capteur de gravimétrie absolue.

Ces observations hydrologiques ont permis de calculer les variations de gravité associées à l'évolution des stocks d'eaux locaux, selon le modèle présenté dans la section 5.2. Nous rappelons que les variations de gravité dues au battement de la nappe sont proportionnelles à la porosité de drainage de l'aquifère, supposée constante dans la zone de fluctuation. Le niveau de

la nappe est supposé symétrique par rapport à la mare et constant dans la direction Nord-Sud (direction de l'orientation de la mare). Les variations d'humidité du sol sont modélisées par des couches parallèles à la topographie dont le contenu en eau varie selon les mesures prises au site de jachère. Ces variations d'humidité sont pondérées par un facteur compris entre 0 et 1. Le signal gravimétrique associé au stockage d'eau dans le sol peut ainsi être calculé pour un sol constamment sec (Figure 5.7.a) ou pour un sol dont le contenu en eau varie selon les mesures réalisées au site de jachère (Figure 5.7.b).

Les variations de gravité ainsi calculées sont comparées aux mesures de gravimétrie absolue corrigées ou non des effets associés aux redistributions de masses d'eau à l'échelle continentale (Figure 5.7). Excepté la mesure de juillet 2009, les variations de gravité mesurées et corrigées des effets de grande longueur d'onde sont cohérentes avec les variations des stocks d'eau locaux. Les observations gravimétriques reflètent bien la recharge rapide de la nappe pendant la saison des pluies et sa décrue plus lente pendant la saison sèche. Toutefois, des porosités de drainage plus élevées (5 – 15 %) que celles estimées sur le premier cycle annuel (2 – 6 %) doivent être avancées pour expliquer les mesures de septembre 2009. Le pic de gravité mesuré en septembre 2009 est effet supérieur ($+15 \text{ nm s}^{-2}$) au pic de septembre 2008, en dépit d'une année moins pluvieuse et d'une recharge de la nappe plus faible. Cet écart pourrait s'expliquer par le fait que les mesures de gravité ont été réalisées après la crue maximale de la nappe en septembre 2009, alors qu'elles avaient été effectuées avant en 2008. Le stockage d'eau dans la zone de fluctuation de la nappe est en effet méconnu et n'est pas pris en compte dans cette étude. De plus, un écart de 15 nm s^{-2} reste dans l'ordre de grandeur des incertitudes de mesure. Les mesures gravimétrie absolue répétées à un rythme saisonnier peuvent difficilement être utilisées pour discuter d'effets dont l'amplitude est si faible.

Plusieurs pistes ont été explorées pour tenter d'expliquer la mesure anormalement haute de juillet 2009 :

- (1) La mesure gravimétrique a pu être affectée par les conditions difficiles de mesure liée à l'orage survenu à ce même moment. La présence de vent et de poussière ont pu perturber la mesure. L'eau de ruissellement s'accumulant autour du site de mesure a pu générer une augmentation de la gravité : une lame d'eau précipitée de 27.4 mm a été enregistrée pendant la mesure gravimétrique au pluviomètre situé sur le plateau. Toutefois une accumulation d'eau de quelques centimètres ne peut expliquer une différence de 60 nm s^{-2} entre les modèles et les mesures de gravité. Une couche d'eau

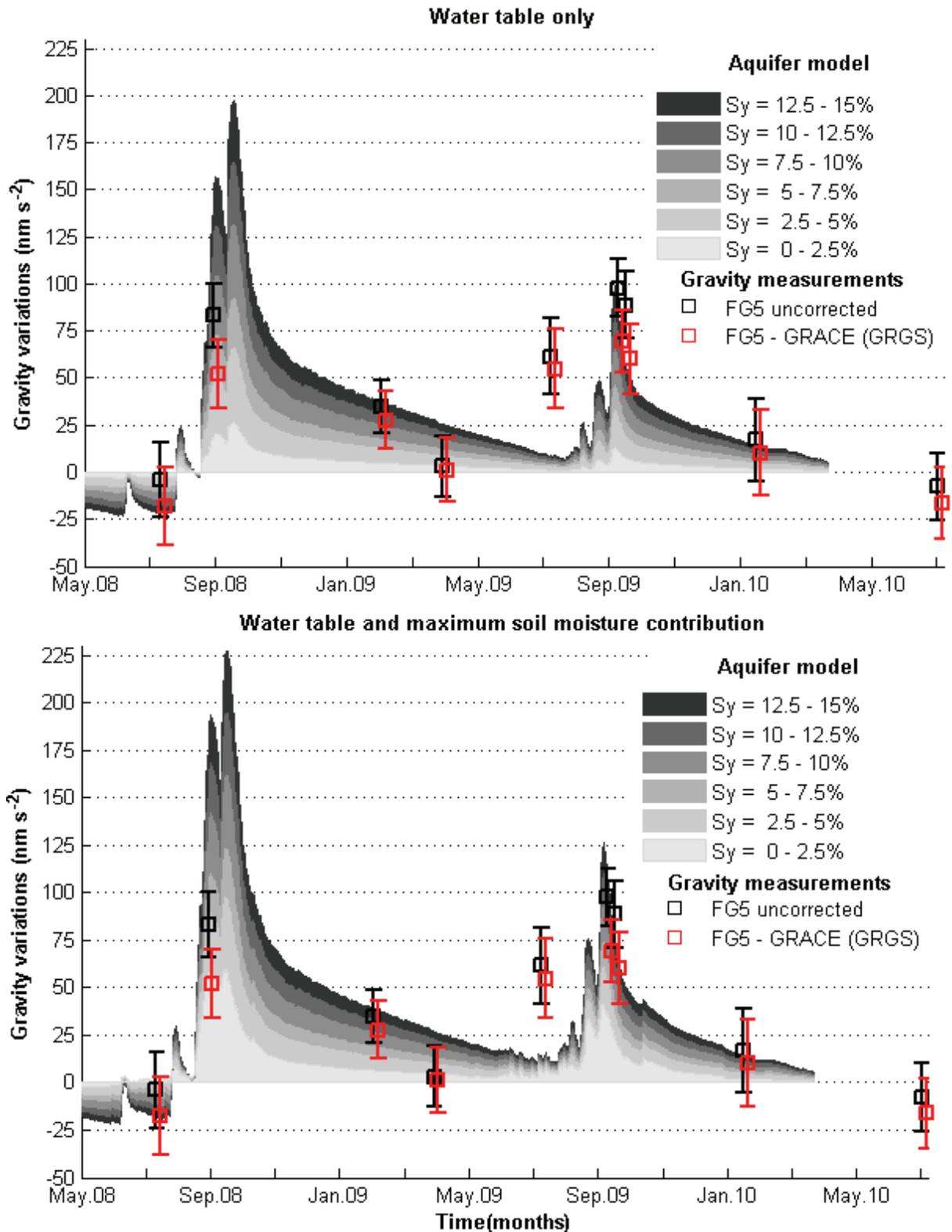


Figure 5.7 Comparaison des modèles et mesures des variations de gravité dues aux variations des stocks d'eau à Wankama. Le modèle indiqué dans la figure (a) tient uniquement compte des variations du niveau de la nappe, alors que celui indiqué dans la figure (b) inclut également des variations du contenu en eau du sol selon les mesures réalisées au site de jachère. La porosité de drainage de l'aquifère est désignée par S_y . Les mesures de gravimétrie absolue sont indiquées en noir lorsqu'elles ne sont pas corrigées des effets hydrologiques de grande longueur d'onde et en rouge lorsqu'elles sont corrigées de ces effets à partir des solutions GRACE du GRGS. Pour des raisons de visibilité, les valeurs de gravimétrie absolue non corrigées ont été légèrement décalées dans le temps (- 4 jours). Les mesures de piézométrie et d'humidité du sol ne sont plus disponibles à partir de mai 2010.

plane et infinie génère une variation de seulement 4.2 nm s^{-2} par cm d'épaisseur (effet de plateau : section 4.1). De plus si l'on considère une couche d'eau superficielle, seules les masses d'eau proches du gravimètre participent au signal gravimétrique (« effet d'ombrelle »: section 4.2). En tenant compte de la hauteur instrumentale, 70 % du signal gravimétrique généré par une lame d'eau répartie uniformément à la surface du sol est compris dans un rayon de 1.5 m autour du gravimètre. A priori l'eau de ruissellement s'est accumulée en dehors de cette surface protégée par la case de mesure. Son effet sur la gravité serait par conséquent minime ($\sim 30\%$ de l'effet de plateau, soit 1.26 nm s^{-2} par cm d'eau).

- (2) Les variations de pression atmosphérique affectent également la gravité du fait de l'attraction newtonienne et de la surcharge élastique. Les mesures de gravimétrie absolues sont corrigées des variations de pression par des mesures barométriques *in situ*, en utilisant une admittance de $-3 \text{ nm s}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$. Aucun écart significatif par rapport à cette admittance n'a été décelé lors du calcul des variations de gravité générées par les variations de pressions atmosphérique à grande échelle estimées à partir du modèle ECMWF (Boy & Hinderer, 2006).
- (3) On ne peut écarter la possibilité d'une erreur instrumentale. Des écarts de plusieurs dizaines de nm s^{-2} ont déjà été observés sur des mesures de gravimétrie absolue par rapport à une référence connue (intercomparaison de gravimètres, lignes de calibration). De plus, le système d'acquisition du gravimètre a été changé juste avant la mesure de juillet 2009. Le remplacement du système d'acquisition n'est toutefois pas censé influencer les mesures gravimétriques. Des mesures de test ont été réalisées sur d'autres gravimètres dans des conditions favorables (observatoire gravimétrique de Géosciences Montpellier) avant et après le changement de système d'acquisition du même type et n'ont indiqué aucune variation significative ($\sim 10 \text{ nm s}^{-2}$) des valeurs de gravité mesurées (communication personnelle, N. Le Moigne). Les valeurs de gravité mesurées dans le cadre du programme GHYRAF semblent à nouveau correctes à partir de septembre 2009 sans qu'aucune modification n'ait été apportée au gravimètre ou au protocole de mesure.
- (4) Les modèles hydrologiques locaux utilisés pour calculer les variations de gravité sont loin de prendre en compte toute la complexité des processus hydrologiques affectant le stockage d'eau dans la subsurface. Par exemple, le stockage d'eau dans la zone de fluctuation après la décrue de la nappe n'est pas intégré au modèle. Les variations

d'humidité du sol dans les premiers mètres de sol sont également méconnues: des écarts significatifs par rapports aux stocks d'eau mesurés aux sites de mil et jachère pourraient être observés au niveau de la case de mesure de gravimétrie. Les premières pluies ont pu avoir un fort impact sur l'humidité de surface et générer de fortes hétérogénéités spatiales du contenu en eau dans les couches de sol les plus superficielles. Ce dernier phénomène est à contrebalancer avec l'effet des monuments de mesure (case et pilier), qui ont tendance à réduire l'effet des variations de masses superficielles sur les mesures de la gravité (section 4.2).

5.4. Synthèse

Deux années de mesure de gravimétrie absolue ont permis de quantifier les influences à petites et grandes échelles de la mousson ouest-africaine sur la gravité. La variabilité saisonnière du signal gravimétrique est ainsi évaluée entre 80 et 100 nm s⁻² sur les deux années de mesures réalisées à Wankama.

Les mesures du satellite GRACE s'avèrent être un outil précieux pour calculer les variations de gravité liées aux redistributions des masses d'eau à l'échelle continentale. Les variations du champ de pesanteur détectées par la mission GRACE sont dissociées en une contribution de grande longueur d'onde, due aux processus de déformation de la croûte sous l'action des masses d'eau et à l'attraction de masses d'eau distantes, et une contribution dite locale, due à l'attraction newtonienne des masses d'eau présentes dans le pixel d'observation. L'amplitude annuelle des effets de grande longueur d'onde est estimée entre 20 et 35 nm s⁻² pour le pixel de résolution incluant le site de Wankama sur la période allant de 2002 jusqu'à 2010.

Les variations de gravité liée à l'hydrologie locale peuvent être déduites du signal gravimétrique mesuré au sol en retranchant la contribution de grande longueur d'onde estimée à partir des mesures satellitaires GRACE. Le signal gravimétrique résiduel est comparé aux variations de gravité modélisées à l'aide de mesures hydrologiques *in situ*. Il est alors possible d'accéder à la porosité de drainage de l'aquifère, estimée entre 2 et 6% sur la première année de mesure. L'intervalle de valeurs proposé tient compte de l'incertitude sur les mesures gravimétriques corrigées des effets de grande longueur d'onde et de l'incertitude liée à la présence d'eau dans les premiers mètres de sol. Des valeurs de porosités de drainage plus importantes (~ 10 %) permettent d'expliquer les mesures gravimétriques réalisées en septembre 2009. L'évaluation de la porosité de drainage faite sur la deuxième année de mesure est toutefois moins fiable que

celle faite sur la première année: le signal lié au battement de la nappe est plus faible en 2009 qu'en 2008, tandis que l'incertitude sur les mesures gravimétriques est plus forte.

Les porosités de drainage estimées par gravimétrie sont légèrement inférieures aux teneurs en eau de l'aquifère estimées de façon indépendante par RMP (7 à 10 % en considérant l'incertitude). Ce résultat peut s'expliquer car les deux méthodes n'imaginent pas le même volume d'eau dans l'aquifère. La gravimétrie permet d'estimer la porosité de drainage dans la zone de fluctuation, tandis que la teneur en eau RMP est considérée comme une bonne approximation de la porosité cinématique sur toute l'épaisseur de l'aquifère. De nombreuses études indiquent que dans la plupart des contextes géologiques la porosité de drainage doit être inférieure à la porosité cinématique (e.g. Vouillamoz, 2003; Lubczynski et Roy, 2005; Lachassagne, *et al.* 2005). L'accord entre les valeurs de porosités estimées par gravimétrie et RMP est de la sorte cohérent avec nos attentes théoriques, ainsi qu'avec les valeurs de porosités estimées par essai de pompage dans le même contexte régional (Boucher *et al.* 2009 a et b).

Sur les 9 mesures de gravimétrie absolue réalisées, celle de juillet 2009 peine toutefois à être expliquée en terme de variabilité hydrologique. Différentes raisons peuvent être invoquées pour expliquer cette mesure anormalement haute pour un début de saison des pluies : la valeur de la gravité mesurée peut être erronée, avoir été affectée par un bruit environnemental, ou encore indiquer un réel signal hydrologique dont l'origine est mal identifiée. Cette mesure particulière met en évidence les faiblesses de notre stratégie d'observation: s'il est possible de contraindre la variabilité saisonnière des stocks d'eau avec 4 mesures de gravimétrie absolue par an, ce n'est plus le cas lorsqu'une de ces mesures est défectueuse. Sur un jeu de données si restreint, il est difficile de déterminer si la mesure est erronée ou représentative de processus hydrologiques qui n'ont pas été mesurés de façon complémentaire sur le réseau instrumental du site de Wankama.

Pour lever l'incertitude associée au faible nombre de mesures, une densification des mesures gravimétriques a été entreprise sur la saison des pluies 2009 à l'aide de microgravimètres de terrain. A cette occasion, près de 1000 points de mesures gravimétriques ont été réalisés de début juillet à fin septembre 2009. Durant cette même période, un effort particulier a également été porté pour la mesure de l'humidité du sol : 7 tubes d'accès de sonde à neutrons ont été installés et mesurés presque toutes les semaines. Le chapitre 6 « Densification des mesures sur une saison des pluies » décrit les différentes mesures réalisées et permet de mettre en évidence l'apport de la microgravimétrie pour l'étude de la variabilité intrasaisonnière des stocks d'eau à l'échelle locale (< 1 km).

Chapitre 6

Densification des mesures sur une saison des pluies

Ce chapitre est dédié à la présentation des résultats de la campagne de microgravimétrie réalisée lors de la période de mousson en 2009. Il s'organise en cinq parties. Tout d'abord, nous exposons les principaux enjeux scientifiques justifiant la réalisation de mesures de gravimétrie relative à Wankama. Puis nous décrivons le réseau instrumental, le protocole de mesure employé et enfin le traitement appliqué aux données acquises. Dans une troisième partie, nous présentons les variations spatiales et temporelles de la gravité obtenues, ainsi que le bilan des erreurs pouvant être associé à ces données. Enfin nous proposons d'interpréter le signal gravimétrique acquis en termes de variations des stocks d'eau dans la mare, la nappe et la zone non saturée. Ce chapitre est clos par une synthèse mettant en évidence les apports et les limites d'une telle campagne de mesure.

6.1. Enjeux scientifiques

Les mesures de microgravimétrie, répétées dans le temps, permettent d'imager les variations spatiales et temporelles de la pesanteur sur des réseaux de stations d'étendue kilométrique. Les avantages liés à l'acquisition d'un jeu de données distribué spatialement et temporellement sont doubles. D'une part, les mesures de microgravimétrie permettent d'étudier la représentativité spatiale des mesures de gravimétrie ponctuelles (absolues ou supraconductrices). Le signal hydrologique peut être perçu comme un bruit environnemental affectant les mesures, masquant les signaux ténus dus à la rotation de la Terre ou aux transferts de masse profonds. Comme les processus hydrologiques sont extrêmement variables à de courtes échelles spatiales et temporelles, la quantification de ces effets perturbateurs nécessite des mesures distribuées au voisinage du site d'observation et répétées dans le temps.

D'autre part les mesures de microgravimétrie peuvent procurer un outil complémentaire pour la validation et la calibration de modèles hydrogéologiques. En effet une mauvaise documentation du régime hydrologique et de ses variations est une source d'erreur majeure dans les modèles, d'autant plus importante aux petites échelles spatiales (Peugeot *et al.*, 2003; Cappelaere *et al.*, 2003; Massuel, 2005; Massuel *et al.*, 2011). Les mesures de gravimétrie relative apportent une information supplémentaire sur les variations spatiales et temporelles des stocks d'eau, intégrées sur l'ensemble de la colonne de sol, de la surface aux aquifères. Pour des raisons logistiques, l'apport d'un tel jeu de données est particulièrement attractif en Afrique sahélienne : les mesures hydrodynamiques disponibles dans cette région sont rares et difficiles à acquérir. Dans ce cadre, les Observatoires de Recherche en Environnement (ORE) AMMA-CATCH permettent de collecter un ensemble de données hydrologiques unique en Afrique de l'Ouest.

L'objectif principal de ce chapitre de thèse est de montrer que les mesures de gravimétrie relative permettent de détecter des variations spatiales de la gravité de quelques dizaines de nm s^{-2} liées à l'hydrologie. Nous aborderons les problèmes d'acquisition des données (conditions de mesures difficiles), de traitement du signal (faible rapport signal sur bruit), de représentation et d'exploitation des données (signification des mesures). Nous compléterons le jeu de données gravimétriques acquis par un ensemble de données hydrodynamiques, permettant d'interpréter l'effet des variations de stock dans les différents réservoirs hydrologiques (mare, zone non saturée, nappe). Nous montrerons que la zone non saturée semble être la principale responsable de la variabilité spatiale du signal gravimétrique mesuré aux environs de la mare temporaire de Wankama.

6.2. Matériel & Méthodes

La campagne de microgravimétrie réalisée en 2009 a été réalisée sur le site pilote de Wankama, soigneusement décrit dans le chapitre 2. De plus, le principe de fonctionnement de chaque instrument cité est détaillé dans le chapitre 3. Par conséquent, nous présenterons ici uniquement le matériel et les méthodes de mesures employés pour la campagne de mesure en 2009. Le carnet de terrain utilisé pour réaliser les mesures pendant la mission est placé en Annexe A.

6.2.1. Réseau instrumental

6.2.1.1. Microgravimétrie

Un réseau microgravimétrique comportant 16 stations a été implanté sur le bassin versant de Wankama (Figure 2.12). Les stations de mesures 2 à 5 et 10 à 15 ont été équipées de piliers en béton de dimensions $0.3 \text{ m} \times 0.3 \text{ m} \times 0.5 \text{ m}$. Les piliers des stations 1 et 6 sont de plus grande dimension ($1 \text{ m} \times 1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$), car ils sont également utilisés pour des mesures de gravimétrie absolue. La station 16, située sur la mare, est pourvue de deux plateformes métalliques (une pour le gravimètre et une pour l'opérateur) s'élevant à plus de 2.5 m au dessus de la surface du sol. Les mesures ont été réalisées avec deux gravimètres Scintrex CG5 Autograv du parc de gravimètres de l'INSU, les CG5#167 et #424 (<http://www.ipgp.fr/pages/030203.php>). Par la suite le terme CG5 peut être employé pour désigner un gravimètre relatif à ressort de type Scintrex CG5 Autograv. Les mesures sont divisées en 5 boucles, commencées et terminées à la station de gravimétrie absolue situé à proximité de la mare pour pouvoir évaluer la dérive (station de référence n°1). Le cheminement suivi lors de la mesure est tracé dans le tableau 6.1.

Appellations des stations: Dans le texte, le terme stations aval réfère aux stations situées à l’aval du bassin versant (station 2 à 5 et 10 à 15), excepté celle située sur la mare (station 16), qui est appelée station mare. Les stations plateau sont les stations de la boucle 2 situées à l’amont du versant de Wankama et son plateau (station 6 à 9). La station plateau est la station 6. La station de référence est la station 1, où ont été effectuées les mesures de gravimétrie absolue présentées dans le chapitre 5.

Numéro de boucle	Nom de boucle	Cheminement par les stations
1	Est-Ouest	1-2-3-4-5-1
2	Plateau	1-6-7-8-9-1
3	Sud	1-12-13-14-1
4	Nord	1-11-10-15-1
5	Mare	1-16-1

Tableau 6. 1 Descriptif des boucles de microgravimétrie.

6.2.1.2. Gravimétrie absolue

Des mesures de gravimétrie absolues ont été réalisées à la station de référence les 14 juillet, 15 et 22 septembre 2009. La mesure de gravimétrie absolue du 14 juillet 2009 est toutefois inexploitable (voir Chapitre 5, section 5.3.3). Une mesure de gravimétrie absolue a également été réalisée à la station plateau le 21 septembre 2009. Une comparaison entre mesures de gravimétrie absolue, relative et modèle des stocks d’eau locaux a été réalisée en Annexe B.

6.2.1.3. Mesures hydrodynamiques

Nous utilisons dans cette étude les mesures de pluviométrie, de pression atmosphérique et de température enregistrées toutes les minutes à la station Veg. Deg. Les mesures hydrodynamiques de limnimétrie, humidité du sol (par sondes capacitatives et sondes à neutron) et piézométrie sont utilisées pour caractériser la variabilité des stocks d’eau lors de la saison des pluies 2009. Les tubes d’accès des sondes à neutron ont été forés à proximité des piézomètres P0, P1, P2, P3 et des stations microgravimétriques 7, 8 et 9. Ces différents instruments de mesure sont détaillés dans la section 3.2.1.

6.2.1.4. GPS

Nous rappelons que la topographie du site est connue grâce à un levé DGPS de 2900 points réalisé sur le bassin versant de Wankama en février 2010. La position de chaque site instrumental a été déterminée avec précision (1 cm) par une mesure DGPS de 20 minutes.

6.2.2. Protocole de mesure microgravimétrique

Le principe de mesure du CG5 est décrit dans la section 3.1.1.2. Nous rappellerons simplement ici que les mesures de gravimétrie relative permettent d'obtenir les variations spatiales de la gravité entre deux stations, avec une précision variable en fonction du protocole de mesure employé.

Afin d'atteindre une précision de quelques dizaines de nm s^{-2} , le protocole suivant a été appliqué:

- i. La station de référence a toujours été réoccupée en moins de 4h. Cette condition est nécessaire pour préserver la linéarité de la dérive instrumentale.
- ii. La position du capteur instrumental est fixée pour chaque mesure. Le tripode est orienté au Nord, au centre du pilier de mesure matérialisé par un rivet ou un trou. La hauteur d'un des pieds du tripode est fixée par une bague en laiton. De la sorte, les mesures sont toujours réalisées à la même altitude.
- iii. Quatre mesures sont réalisées au total par station et par semaine : deux mesures sont effectuées sur deux jours consécutifs avec les deux gravimètres. Nous supposons qu'un intervalle de temps de 2 jours est trop court pour permettre de fortes variations de pesanteur. Par conséquent, les valeurs obtenues lors de ces répétitions doivent être proches.
- iv. Les CG5 sont réglés pour enregistrer 5 mesures consécutives de la gravité. Chaque mesure est la moyenne d'une série de mesures de 60 s, réalisées à une fréquence de 6 Hz. Les cycles de mesures sont répétés une à deux fois, s'ils ne respectant pas les conditions suivantes: dérive $< 10 \text{ nm s}^{-2} \text{ min}^{-1}$; écart entre les 5 valeurs de la gravité mesurées $< 50 \text{ nm s}^{-2}$; écart type $< 200 \text{ nm s}^{-2}$; |inclinaisons| $< 10 \text{ arcsec}$; variations de la température interne $< 0.2 \text{ mK}$. Au final, au minimum 20 mesures de la gravité sont enregistrées par site et par semaine: 5 mesures sont réalisées sur 2 jours consécutifs avec 2 instruments.
- v. Les vibrations induites par le vent peuvent être réduites en plaçant une corbeille renversée autour du gravimètre. L'instrument peut également être protégé du soleil par un parapluie. Aucune mesure n'est réalisée pendant les heures les plus chaudes de la journée (12 – 16 h, heure locale) pour éviter les effets de température.
- vi. Les instruments sont transportés avec vigilance, à la main si possible. Pour réaliser la boucle plateau, les instruments ont été transportés à l'arrière d'une voiture, dans les boîtes rembourrées en mousse manufacturées par Scintrex.

- vii. Lorsqu'ils ne sont pas utilisés sur le terrain, les appareils sont nivelés et laissés en cycle de mesure continue à la case d'accueil de l'IRD, située légèrement à l'extérieur du village de Wankama au sud de la route N25 (Figure 2.12).
- viii. Pendant la durée de la campagne (3 à 5 jours), les appareils sont maintenus sous tension à l'aide d'une dizaine de batteries de terrain propres aux CG5. Ces batteries sont rechargées lorsque l'appareil est au repos à l'aide d'une alimentation assurée par panneaux solaires. Ce système s'est révélé être inadapté pour maintenir les instruments sous tension entre deux campagnes. Les instruments ont donc été régulièrement (une fois par semaine) transportés de Wankama à Niamey, afin de recharger les batteries des instruments et des opérateurs. Aucune mesure n'est réalisée dans les 6 h suivant le transport.

Ce protocole de mesure est légèrement modifié pour la station mare. Le site instrumental est localisé sur la plateforme métallique supportant l'enregistreur limnimétrique, s'élevant à 2.53 m au dessus de la surface du sol. Le site est accessible en barque. Comme la structure métallique vibre facilement sous une perturbation extérieure, les mesures doivent être réalisées en l'absence totale de vent. L'opérateur a de plus la possibilité de régler l'instrument depuis une deuxième plateforme, placée à côté de la première. Le CG5 est réglé pour enregistrer 15 mesures de 60 s à une fréquence d'échantillonnage de 6 Hz. Le CG5 dispose de plus d'une option de « filtre sismique », permettant de limiter l'effet du bruit microsismique. Cette option est activée pour la station mare. La mesure de la boucle mare ne dure qu'une heure, comme elle contient uniquement la station mare et la station de référence.

6.2.3. Traitement des données

6.2.3.1. Corrections des effets géophysiques

Pour étudier les variations de gravité dues à l'hydrologie, les mesures doivent être corrigées des autres effets dynamiques affectant significativement la gravité sur une période de quelques heures (durée d'une boucle). Nous corrigeons les données CG5 de la marée solide (paramètres WDD du modèle Tsoft: Van Camp & Vauterin, 2005), de la surcharge océanique (modèle FES2004: Lyard *et al.*, 2006), et des variations de pression atmosphérique (mesures *in situ* & admittance de $-3 \text{ nm s}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$). Les effets liés à l'hydrologie globale (chapitres 4 & 5) et au mouvement du pôle (section 3.1.1.3) sont négligeables ($< 1 \text{ nm s}^{-2}$) sur une période de quelques heures.

6.2.3.2. Sélection des mesures

Pour réduire le niveau de bruit dans les mesures de microgravimétrie, seules les mesures jugées de bonne qualité sont conservées dans le jeu de données. Les mesures répondant aux caractéristiques suivantes sont systématiquement ôtées du jeu de données:

- i. la mesure dévie de plus de 50 nm s^{-2} par rapport à la valeur moyenne,
- ii. l'écart type de la mesure est supérieur à 200 nm s^{-2} (une mesure est la moyenne de 60 acquisitions sur lesquelles un écart type est calculé),
- iii. l'inclinaison de la mesure est supérieure à 10 arcsec ,
- iv. la température interne dévie de plus de 0.2 mK par rapport à la valeur moyenne,
- v. la dérive est de plus de 10 nm s^{-2} par minute.

Si 3 mesures successives ne peuvent être conservées, la station est retirée du jeu de donnée. Si ces critères de qualité ne sont pas respectés à la station de référence, la boucle est retirée du jeu de données. Un exemple de données CG5 est donné dans la figure 6.1. Nous indiquons les mesures conservées en vert et les mesures rejetées en rouge. Le nombre de boucles sélectionnées par station et par semaine est indiqué dans le tableau 6.2. Par la suite, si nous ne précisons pas explicitement le contraire, nous parlerons uniquement des données CG5 sélectionnées.

6.2.3.3. Calibration

Relier les tensions de contre-réaction mesurées à une valeur de gravité requiert une calibration intégrée par Scintrex dans le logiciel du gravimètre (section 3.1.1.2). Pour détecter des variations de la gravité de faible amplitude sur une longue période de temps, cette calibration doit être corrigée (e.g. Budetta & Carbone, 1997; Debeglia & Dupont, 2002). Les constantes de calibration des CG5 #167 et #424 ont donc été mises à jour avec une précision de 10^{-4} en juin 2009, sur la ligne d'étalonnage du mont Aigoual située dans la région de Montpellier (e.g. Jacob *et al.*, 2010).

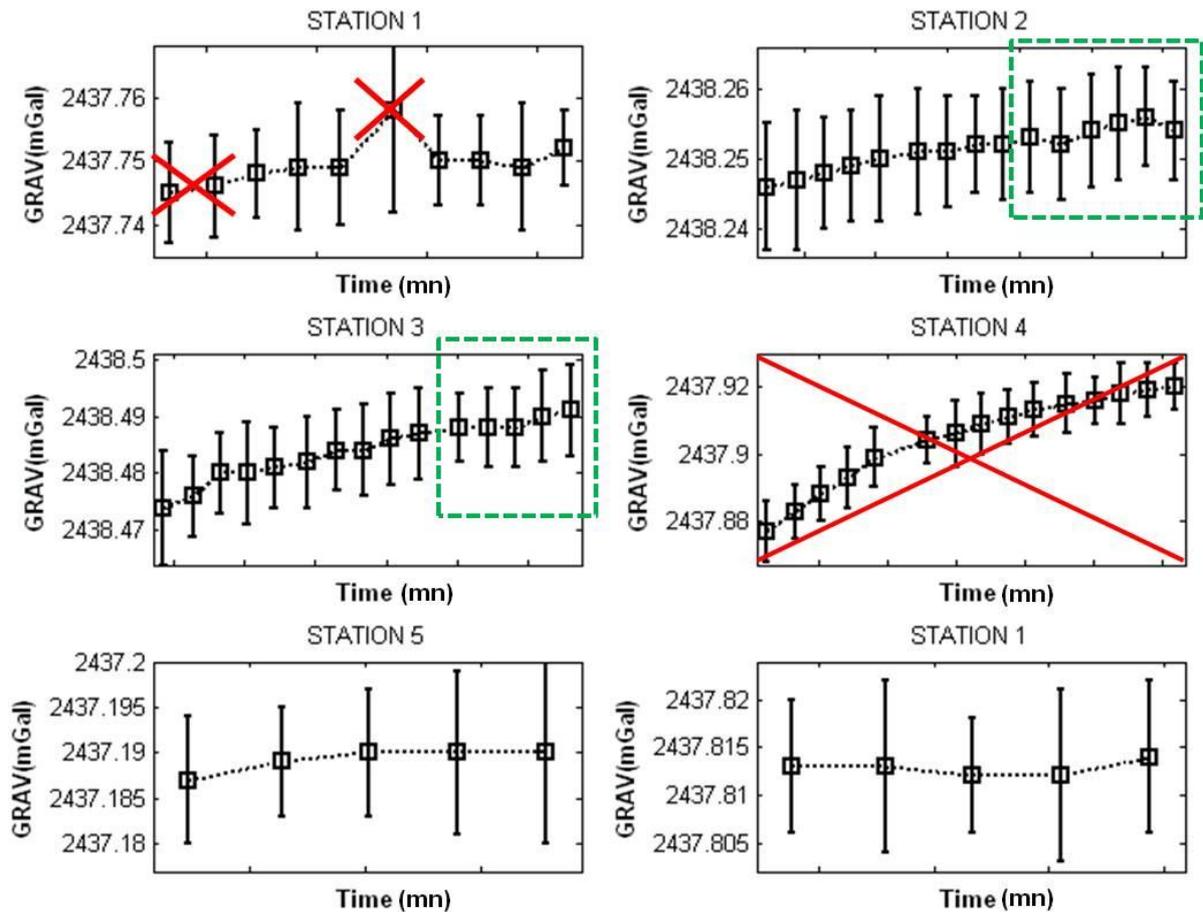


Figure 6.1 Exemple de sélection d'une boucle de mesures. Les mesures rejetées de la station 1 sont rayées en rouge, les mesures sélectionnées des stations 2 et 3 sont entourées d'un rectangle vert, la station 4 est rejetée de la boucle et les mesures des stations 5 et 1 sont conservées telles quelles. Nous rappelons qu'1 mGal égale 10^{-5} m s^{-2} soit 10^4 nm s^{-2} .

Campagne	Dates	Boucle 1 « Est-Ouest »	Boucle 2 « Plateau »	Boucle 3 « Sud »	Boucle 4 « Nord »	Boucle 5 « Mare »
1	7 - 10 Jul.	4	3	4	4	0
2	13 - 16 Jul.	3	3	3	4	3
3	20 - 23 Jul.	3	4	4	3	1
4	28 - 30 Jul.	3	4	4	4	2
5	3 - 7 Aug.	3	2	4	4	0
6	11 - 13 Aug.	4	4	4	3	0
7	17 - 20 Aug.	3	4	3	3	0
8	24 - 27 Aug.	4	4	3	4	2
9	2 - 4 Sep.	4	4	4	3	2
10	7 - 9 Sep.	3	4	4	4	1
11	14 - 17 Sep.	4	3	4	3	3
12	21 - 24 Sep.	4	3	3	4	3

Tableau 6. 2 Nombre de boucles sélectionnées par campagne.

6.2.3.4. Compensation de la dérive instrumentale

Les mesures de la gravité doivent ensuite être corrigées de la dérive instrumentale inhérente aux gravimètres relatifs à ressort. Dans cette étude, nous corrigeons les mesures de gravité d'une dérive linéaire dans le temps calculée par ajustement aux moindres carrés grâce au logiciel MCGRAVI (Beilin, 2006). La base théorique de la méthode d'inversion est donnée dans Hwang *et al.*, 2002. Le logiciel MCGRAVI dispose de différentes fonctionnalités permettant par exemple d'intégrer des mesures de gravimétrie absolue à l'inversion, d'ajouter une erreur quadratique sur les données ou encore de considérer une dérive en température. Les étapes suivies pour estimer les variations de gravité compensées de la dérive peuvent être résumées ainsi :

- i. Les mesures réalisées lors de chaque campagne sont traitées d'une dérive linéaire dans le temps, de façon à obtenir une valeur de la variation de gravité par rapport à la station de référence par site et par semaine. Une valeur relative de la gravité est donc le résultat de l'ajustement de plusieurs boucles de mesure (au maximum 4: voir tableau 6.2).
- ii. Dans notre cas, nous ne disposons que de deux mesures de gravimétrie absolue réalisées à la station de référence à quelques jours d'intervalle en septembre 2009. Cette fréquence de mesure ne nous permet pas d'estimer les variations de gravité à la station de référence. Nous fixons donc arbitrairement la valeur de la gravité à la station de référence à 0 pour chaque campagne de mesure. La valeur de la gravité à une station et un temps donnés n'a donc aucune signification géophysique. Seules les variations de gravité par rapport à la station de référence peuvent être interprétées.
- iii. Pour tenir compte d'erreurs systématiques, un écart type de 50 nm s^{-2} est ajouté quadratiquement sur les données avant l'inversion (e.g. Jacob *et al.*, 2010).
- iv. Comme pour notre site d'étude, la température externe varie d'environ 20°C par jour, il est justifié de se demander si une dérive en température doit être appliquée. Pour cela nous avons calculé les corrélations entre les variations de gravité mesurées et les variations de température interne. La figure 6.2 indique qu'il n'y a pas de corrélation entre les données CG5 et les variations de température interne de l'appareil. Nous n'appliquerons donc pas de dérive en température pour notre étude.

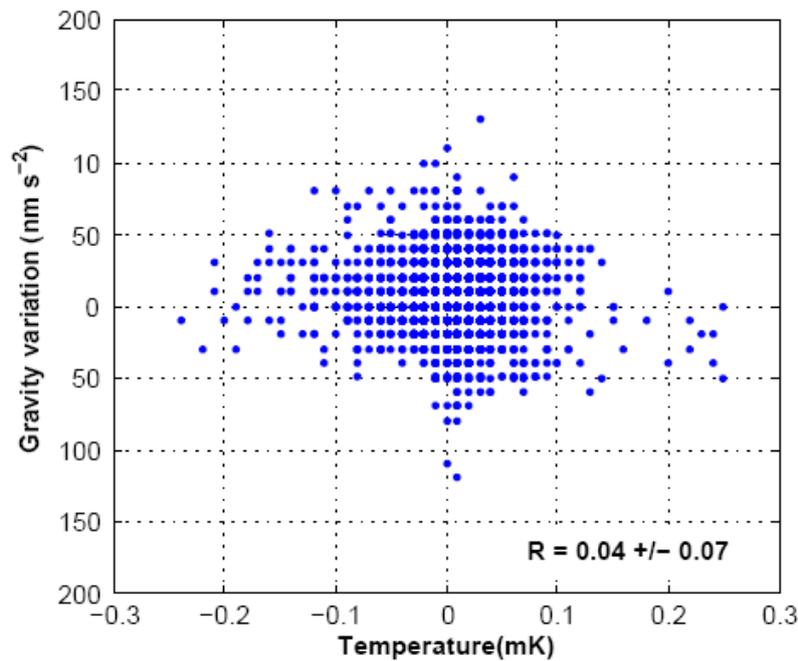


Figure 6.2 Corrélation des variations de gravité avec les variations de température interne. Chaque point représente une mesure de 60 s réalisée à une station donnée et un temps donné. L'ensemble des mesures réalisées sur les stations aval pendant la campagne de mesure est représenté.

Avec ce protocole de traitement, une valeur relative de la gravité est le résultat de l'ajustement de plusieurs boucles de mesure (au maximum 4: tableau 6.2). Ce choix suppose que les variations temporelles de la gravité sont négligeables entre deux répétitions d'une même boucle. Toutefois, des évènements pluvieux ont parfois été enregistrés entre deux répétitions. Nous avons donc considéré un traitement test, consistant à séparer les boucles d'une même campagne entre lesquelles il a plu. De la sorte deux valeurs relatives de la gravité sont obtenues pour deux jours de mesure séparés par un évènement pluvieux. La figure 6.3 compare les valeurs relatives de la gravité obtenues à la station 12 selon ces deux traitements. Il est notable que le traitement test augmente le niveau de bruit sur les mesures par rapport au traitement appliqué. En effet, avec le traitement test, l'inversion réalisée par MCGRAVI est contrainte par un nombre plus réduit d'observations. Les différences des variations de gravité estimées sur deux jours consécutifs avec le traitement test sont peu réalistes: il est peu probable qu'une pluie de 25 mm génère une baisse de plus de 200 nm s^{-2} entre les variations de gravité mesurées à 2 jours d'intervalle (J230 sur la figure 6.3).

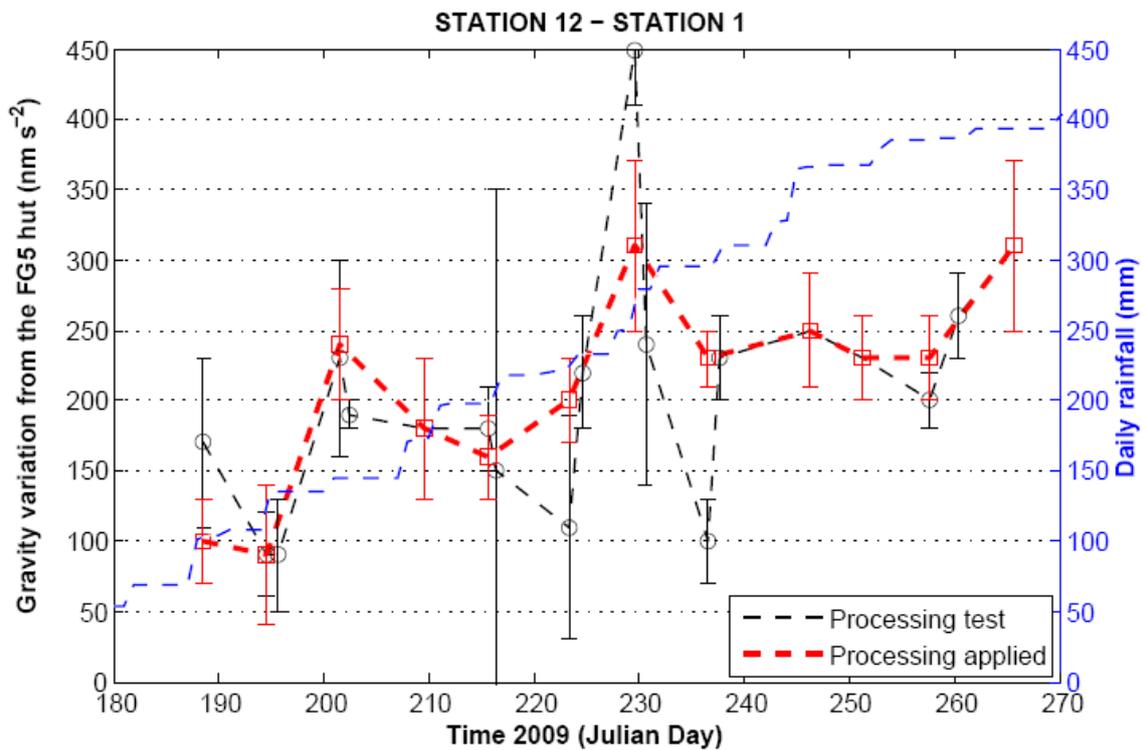


Figure 6.3 Comparaison des variations de gravité pour deux traitements différents : en noir deux valeurs de la gravité sont estimées par campagne lorsqu'il a plu entre les mesures, en rouge une seule valeur de la gravité est estimée par campagne de mesure.

Par la suite nous appliquerons donc le traitement permettant d'obtenir une valeur relative de la gravité par site et par campagne en considérant uniquement une dérive linéaire en temps.

6.2.4. Expression des variations spatiales et temporelles de la gravité

Nous rappelons que le traitement appliqué consiste en 3 étapes principales : (1) les données CG5 sont corrigées des effets des marées solides, de la surcharge océanique et des variations de pression atmosphérique, (2) les mesures jugées de mauvaise qualité sont retirées du jeu de données, (3) les mesures sont corrigées d'une dérive linéaire dans le temps.

Nous obtenons ainsi une variation de la gravité par rapport à la station de référence par site et par campagne de mesure. Ces variations spatiales sont principalement influencées par la topographie : les variations de la gravité entre les stations plateau et la station de référence sont négatives, car les stations plateau sont situées à une altitude plus élevée (Figure 6.5). Les valeurs relatives de la gravité pour les stations situées à des altitudes plus basses que la station de référence sont positives.

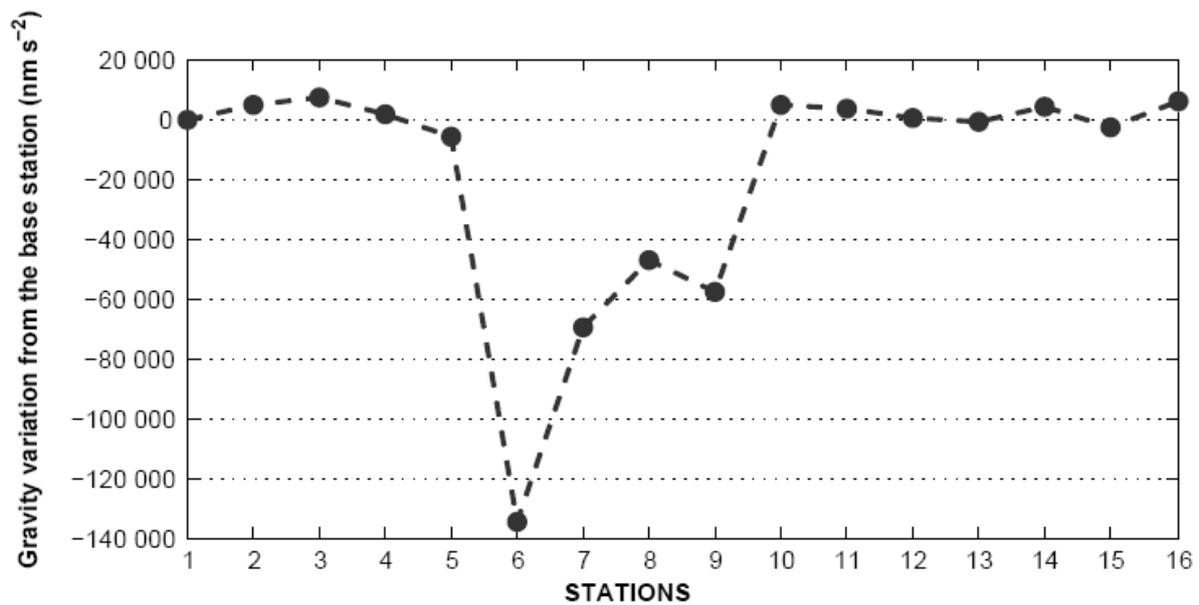


Figure 6.4 Variations spatiales de la gravité par rapport à la station de référence.

Pour obtenir une information sur les variations des stocks d'eau, nous devons considérer les variations temporelles de la gravité. Comme nous ne connaissons pas les variations temporelles de la gravité à la station de référence, nous introduisons les doubles différences de la gravité Dg . Celles-ci sont définies, conformément à l'équation 6.1, comme les variations temporelles des valeurs relatives de la gravité données à une station x par rapport à la station de référence x_0 :

$$Dg_{x-x_0}^{t-t_0} = (g_x - g_{x_0})_t - (g_x - g_{x_0})_{t_0} \quad (6.1)$$

, où g est la gravité, t le temps et t_0 le temps initial. Nous pouvons noter que la variation spatiale $(g_x - g_{x_0})_t$ est le résultat donné par l'ajustement de MCGRAVI pour la station x aux temps t (et réciproquement pour t_0). Ces doubles différences permettent de suivre l'évolution temporelle des valeurs de la gravité à une station donnée par rapport à la station de référence.

De la sorte toutes les variations de gravité sont exprimées par rapport à la station de référence. Pour s'affranchir de cette singularité, nous pouvons exprimer les doubles différences comme l'écart par rapport à la moyenne des doubles différences sur n stations:

$$Dg_{x-x_0}^{t-t_0} - \overline{Dg_{x-x_0}^{t-t_0}} = (g_x - g_{x_0})_t - (g_x - g_{x_0})_{t_0} - \sum_{xi=1}^n \frac{(g_{x_i} - g_{x_0})_t - (g_{x_i} - g_{x_0})_{t_0}}{n} \quad (6.2)$$

Les termes $(g_{x_0})_t$ et $(g_{x_0})_{t_0}$ s'annulent alors, donnant :

$$Dg_{x-x_0}^{t-t_0} - \overline{Dg_{x-x_0}^{t-t_0}} = (g_x)_t - (g_x)_{t_0} - \sum_{xi=1}^n \frac{(g_{x_i})_t - (g_{x_i})_{t_0}}{n} \quad (6.3)$$

Nous pouvons alors écrire l'écart par rapport à la moyenne des doubles différences $MDg_x^{t-t_0}$, tel que :

$$MDg_x^{t-t_0} = \left(g_x - \sum_{xi=1}^n \frac{g_{xi}}{n} \right)_t - \left(g_x - \sum_{xi=1}^n \frac{g_{xi}}{n} \right)_{t_0} \quad (6.4)$$

Nous pouvons noter que si n , x_0 et t_0 sont fixes, la moyenne des doubles différences $\overline{Dg_{x-x_0}^{t-t_0}}$ dépend seulement de t et est notée $\langle \Delta_t G \rangle$. L'avantage d'utiliser $MDg_x^{t-t_0}$ est de comparer chaque station à un état moyen du système, plutôt que par rapport à une station particulière. Cette variable procure une expression plus représentative des variations spatiales de la gravité sur la zone d'étude et sera utilisée pour cartographier les variations de gravité sur le réseau aval. Une comparaison des cartes réalisées avec les valeurs de gravité exprimées comme des doubles différences ou des écarts par rapport à la moyenne est proposée dans la section 6.3 *Résultats*. Les clés d'interprétation sont données dans la section 6.4 *Interprétation*.

6.3. Résultats

Les répétitions hebdomadaires du réseau microgravimétrique ont permis d'acquérir 990 points de mesure de la gravité relative durant la saison des pluies 2009. Ce nombre signifie qu'en moyenne chaque site a été occupé 3.6 fois par semaine, excepté la station mare qui n'a pu être occupée qu' 1.4 fois par semaine en moyenne. Sur la durée de la campagne (du 7 juillet au 24 septembre 2009), chaque site a été occupé en moyenne 50 fois, excepté la station mare qui n'a été occupée que 17 fois. Nous présentons dans cette section une synthèse des observations de gravimétrie réalisées pendant cette mission.

6.3.1. Erreurs instrumentales

Les sources d'erreur possibles sur les mesures microgravimétriques sont nombreuses. Celles-ci peuvent avoir une origine humaine (l'instrument ne fonctionne pas sans son opérateur), environnementale (bruit microsismique, perturbations extérieures) ou instrumentale (liées au fonctionnement de l'appareil). Les erreurs instrumentales sont influencées entre autres par les variations de température interne, les effets de dérive non linéaires, et la qualité du nivellement. Les effets de la température sont *a priori* négligeables pour notre site d'étude, comme aucune corrélation n'a pu être trouvée entre les variations de température interne et les variations de gravité mesurées (coefficient de corrélation $R = 0.04$; Figure 6.2). Les erreurs liées au nivellement doivent être inférieures à 10 nm s^{-2} , car le nivellement de l'appareil a été réalisé avec soin, et les mesures dont l'inclinaison excède 10 arcsec ont été rejetées du jeu de données

(Merlet *et al.*, 2008). Une part importante de l'incertitude sur les mesures de gravimétrie relative est due à l'imprécision sur la correction de dérive (non linéarité, sauts de la gravité dus au transport). Cette imprécision peut être réduite par des réoccupations fréquentes d'une même station, un transport vigilant de l'appareil et la mise en mesure continue de l'appareil lorsque celui-ci est au repos. Une vue d'ensemble des sources d'erreurs contractées lors des mesures de gravimétrie relative a été récemment publiée par Christiansen *et al.*, (2011).

Nous évaluons dans cette section les erreurs sur les mesures grâce au logiciel MCGRAVI. Ce calcul d'erreur tient compte des erreurs instrumentales systématiques (seuil de 50 nm s^{-2} ajouté), de l'écart type durant la mesure, des écarts observés entre les différentes répétitions d'une même mesure, et de la qualité de l'ajustement des valeurs de gravité relative à la dérive. La figure 6.4.a indique les erreurs moyennes calculées par site du 7 juillet au 24 septembre 2009. L'incertitude moyenne pour les stations aval est comprise entre 30 et 50 nm s^{-2} . Ces erreurs sont remarquablement faibles compte tenu des conditions difficiles de mesure rencontrées à Wankama (climat, accès à l'électricité, éloignement du site d'étude). L'incertitude pour la station mare est plus importante ($\sim 65 \text{ nm s}^{-2}$), en raison de la difficulté de la mesure à cette station : la structure supportant le gravimètre est fortement sensible aux vibrations du vent et aux mouvements de l'eau dans la mare. L'erreur moyenne estimée pour les stations plateau est comprise entre 50 et 80 nm s^{-2} . Les instruments ont été transportés en voiture pour cette boucle, ce qui peut expliquer pourquoi l'incertitude moyenne est plus élevée. Les appareils peuvent en effet subir des chocs, perturbant le capteur instrumental lors du transport.

Pour évaluer la significativité du signal gravimétrique, un indice a été calculé comme le rapport de l'amplitude maximale du signal mesuré à une station pendant la saison des pluies sur l'incertitude moyenne calculée à cette station. Cet indice est maximal pour la station mare: l'amplitude maximale du signal gravimétrique y est 9.5 fois plus forte que l'incertitude moyenne (Figure 6.4.b). Ce rapport est compris entre 3 et 5 pour 8 des 10 stations aval. Nous considérons qu'un signal 3 à 5 fois plus fort que l'incertitude sur les mesures peut être considéré comme significatif. Pour les stations plateau, cet indice est faible parce que l'incertitude sur les mesures est forte. Les mesures gravimétriques réalisées sur le plateau ne peuvent pas être interprétés en terme de variabilité hydrologique, car elles sont trop bruitées (voir section 6.3.2 Variations temporelles). Cet indice de significativité est ~ 2 aux stations 3 et 5. Toutefois dans ce cas l'incertitude moyenne sur les mesures est faible, ce qui signifie qu'il n'y a pas ou peu ($\leq 100 \text{ nm s}^{-2}$) de signal gravimétrique à ces stations (Figure 6.6).

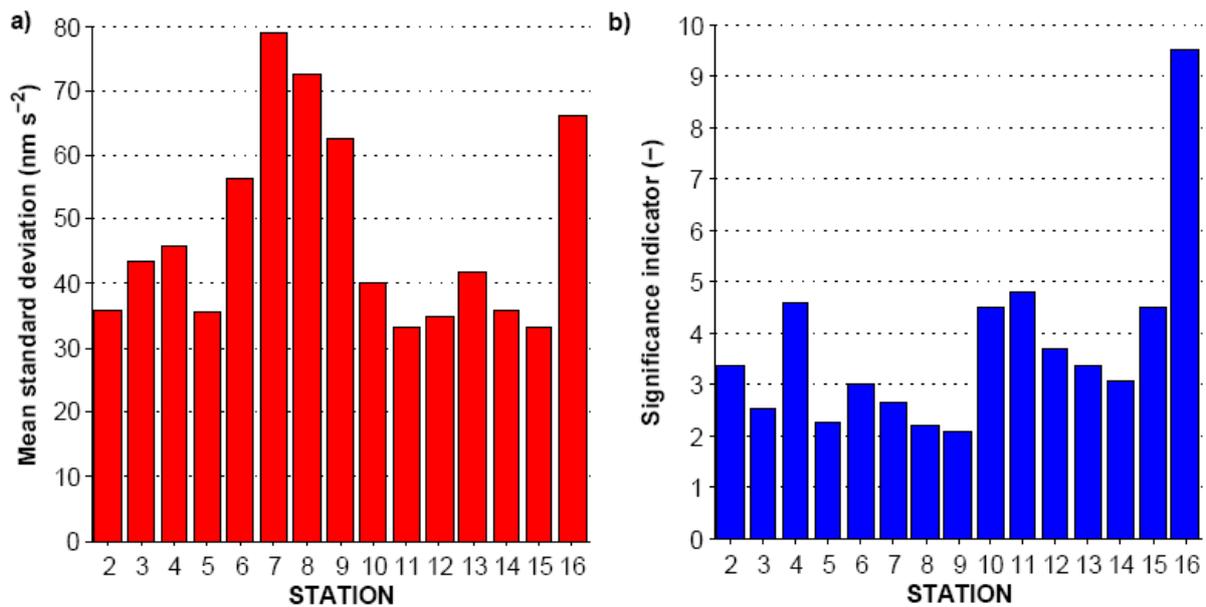


Figure 6.5 Incertitude sur les mesures et rapport signal sur bruit. a) Erreurs moyennes calculées par station sur l'ensemble de la campagne. b) Rapport de l'amplitude maximale du signal gravimétrique mesuré sur l'incertitude moyenne indiquée en a).

Il est important de retenir de ce bilan d'erreurs que :

- des précisions de l'ordre de 30 à 50 nm s⁻² sont obtenues pour les stations aval. Par conséquent, nous pouvons considérer qu'un signal est significatif dès 60 à 100 nm s⁻².
- une précision moyenne de 65 nm s⁻² est obtenue sur la mare. Le signal enregistré à cette station excède largement cette barre d'erreur.
- des précisions de l'ordre de 50 à 80 nm s⁻² sont obtenues pour les stations plateau, ne permettant pas de déceler un signal significatif dans les données.

Ces précisions sont estimées sur les valeurs relatives de la gravité estimées à chaque station (données issues directement de l'ajustement MCGRAVI). Les erreurs sur les doubles différences (Equation 6.1) peuvent être calculées comme la somme quadratique des erreurs à une station donnée aux temps t et t_0 . Or en opérant une double différence, on supprime les erreurs communes. Si l'on considère que les erreurs sont indépendantes, la somme quadratique peut donc être considérée comme une borne supérieure de l'erreur réalisée sur les doubles différences. Toutes les erreurs, comme celles effectuées sur les corrections de marées ou les corrections de pression atmosphérique par exemple, ne sont toutefois pas indépendantes.

Si l'on considère l'écart par rapport à la moyenne des doubles différences (Equation 6.4), le rapport signal sur bruit augmente car l'opération de moyenne équilibre légèrement le signal à chaque station. Nous calculons par la suite l'erreur sur $MDg_x^{t-t_0}$ comme la somme quadratique des erreurs à la station x et des erreurs moyennes aux 10 stations aval aux temps t et t_0 . Cette erreur peut également être considérée comme une borne supérieure.

6.3.2. Séries temporelles des variations de la gravité

Les mesures microgravimétriques permettent d'estimer les variations de la gravité à une station donnée par rapport à la station de référence ($g_x - g_{x0}$). Ces valeurs, directement issues de l'ajustement aux moindres carrés, sont indiquées dans les figures 6.6 à 6.9 pour chaque station de mesure sur l'ensemble de la saison des pluies en 2009. Les variations temporelles des valeurs relatives de la gravité sont comprises entre -150 et $+150 \text{ nm s}^{-2}$ pour la plupart des stations de mesures, excepté la station mare pour laquelle un signal de $630 \pm 145 \text{ nm s}^{-2}$ est enregistré.

Quelques commentaires peuvent être faits sur les figures 6.6 à 6.9 :

Figure 6.6: Nous ne pouvons pas observer de tendance claire sur les séries temporelles des stations 2 à 5 (boucle Est-Ouest). Les différences de gravité entre la station 3 et 1 semblent plus fortes sur les 4 dernières campagnes que sur les premières. Nous pouvons observer deux augmentations et diminutions successives du signal gravimétrique entre les station 4 et 1. Il n'y a pas de signal relatif apparent à la station 5.

Figure 6.7: Aucun signal clair n'excède les barres d'erreurs pour les stations de la boucle plateau. Ceci est vraisemblablement lié au transport de l'appareil en voiture.

Figure 6.8: Les différences de gravité entre les stations 10 à 12 et la station 1 ont tendance à s'accroître au fur et à mesure de l'avancée de la saison des pluies. Cette tendance est moins évidente pour la station 13.

Figure 6.9: Il n'y a pas de signal gravimétrique relatif évident à la station 14, excepté pour la dernière campagne où la différence de gravité est plus élevée. A la station 15, la différence de gravité baisse fortement durant les trois premières campagnes puis augmente progressivement en août et en septembre 2009. L'augmentation de la valeur relative de la gravité durant la saison des pluies est évidente ($+630 \text{ nm s}^{-2}$) à la station mare (station 16).

Comme nous pouvons le constater, il est difficile d'observer un signal clair pour la plupart des stations prises séparément. Dans la section 6.3.3, nous allons donc réaliser des cartes des variations de gravité, afin d'essayer de dégager des structures spatiales communes.

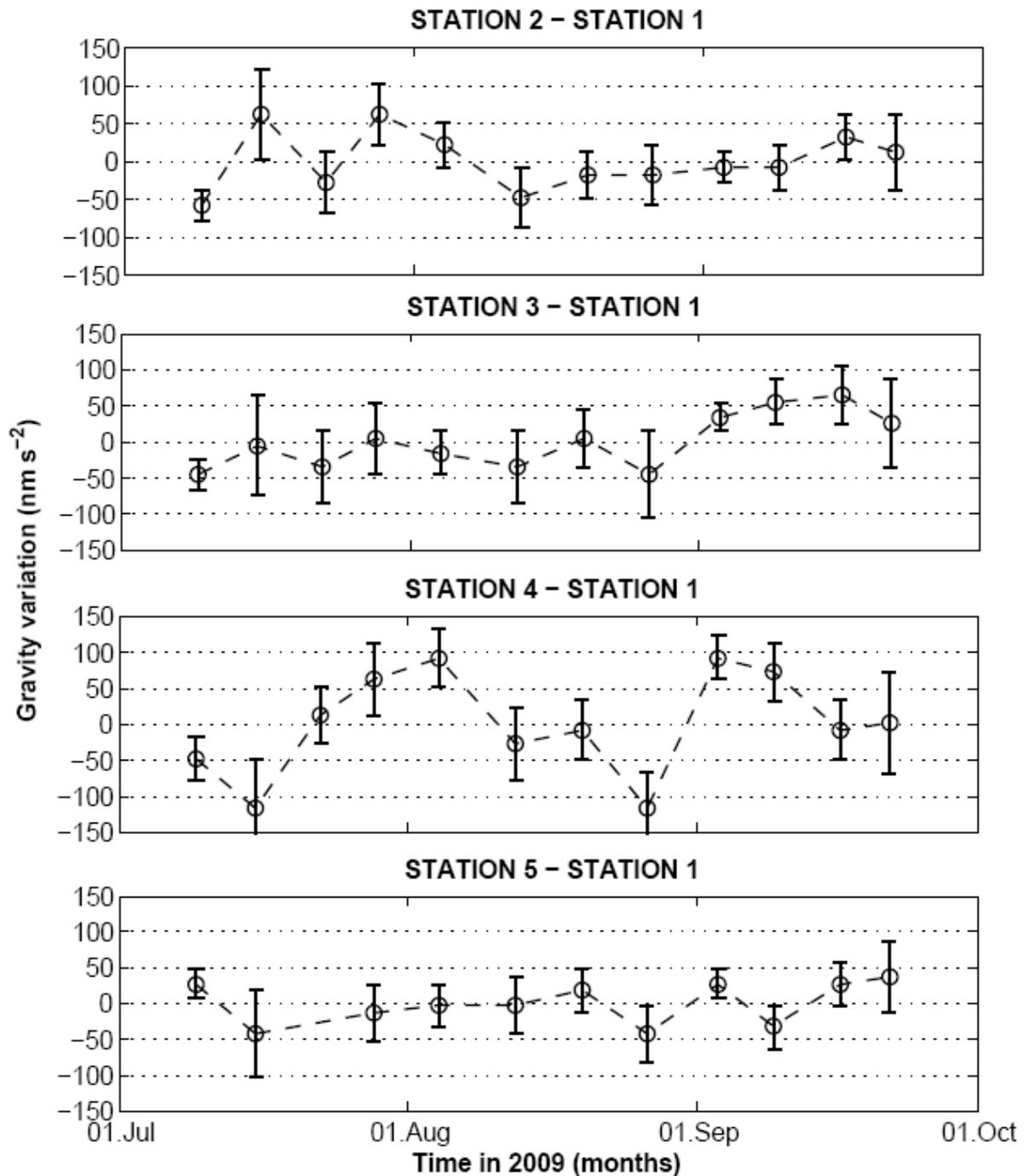


Figure 6.6 Doubles différences de la gravité aux stations 2, 5, 4 et 5. Les valeurs sont normalisées par rapport à la moyenne des différences de gravité à la station donnée par rapport à la station de référence. De la sorte la même échelle de valeurs centrée sur 0 peut être conservée pour toutes les stations.

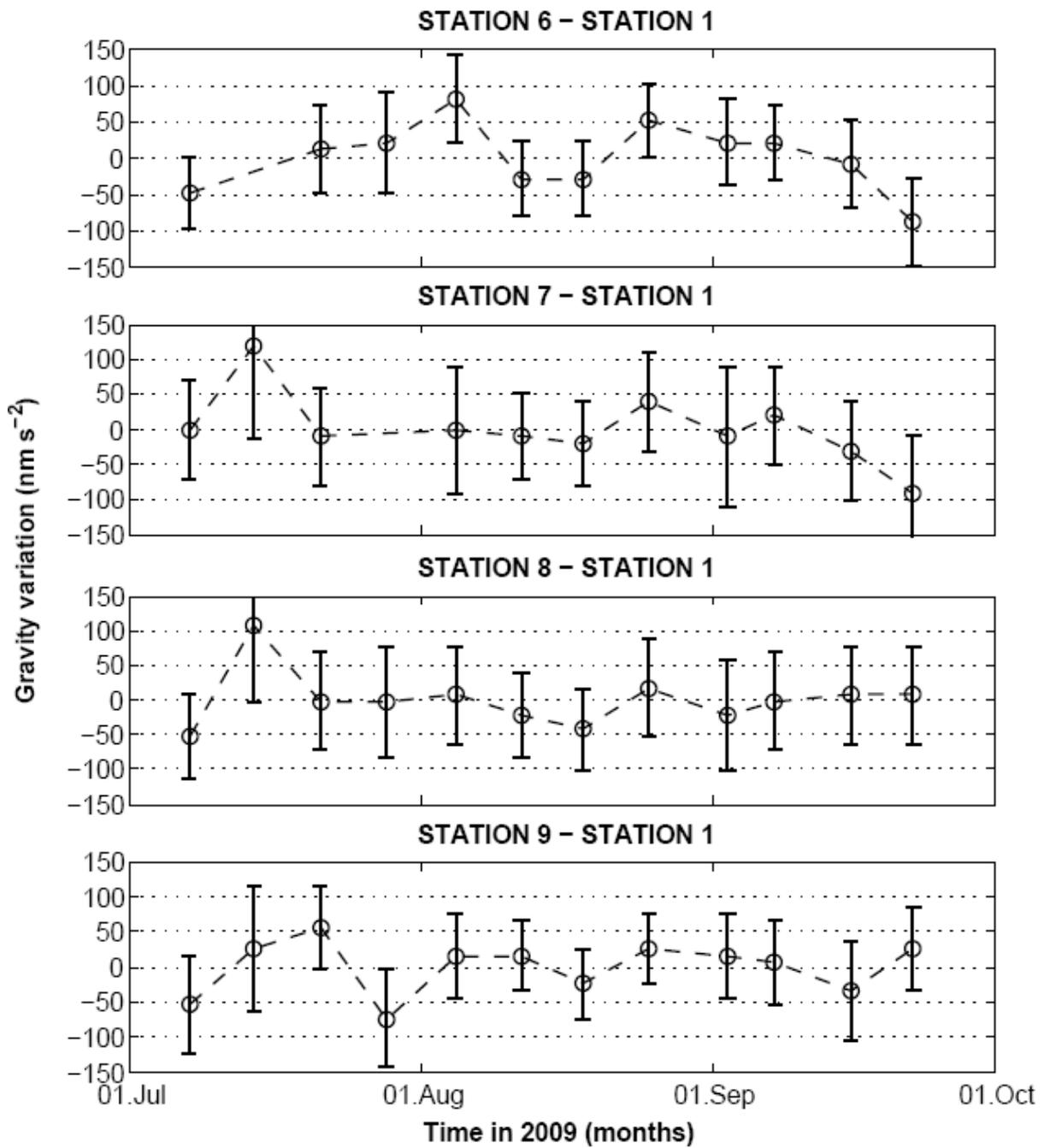


Figure 6.7 Doubles différences de la gravité aux stations 6, 7, 8 et 9. Les valeurs sont normalisées par rapport à la moyenne des différences de gravité à la station donnée par rapport à la station de référence. De la sorte la même échelle de valeurs centrée sur 0 peut être conservée pour toutes les stations

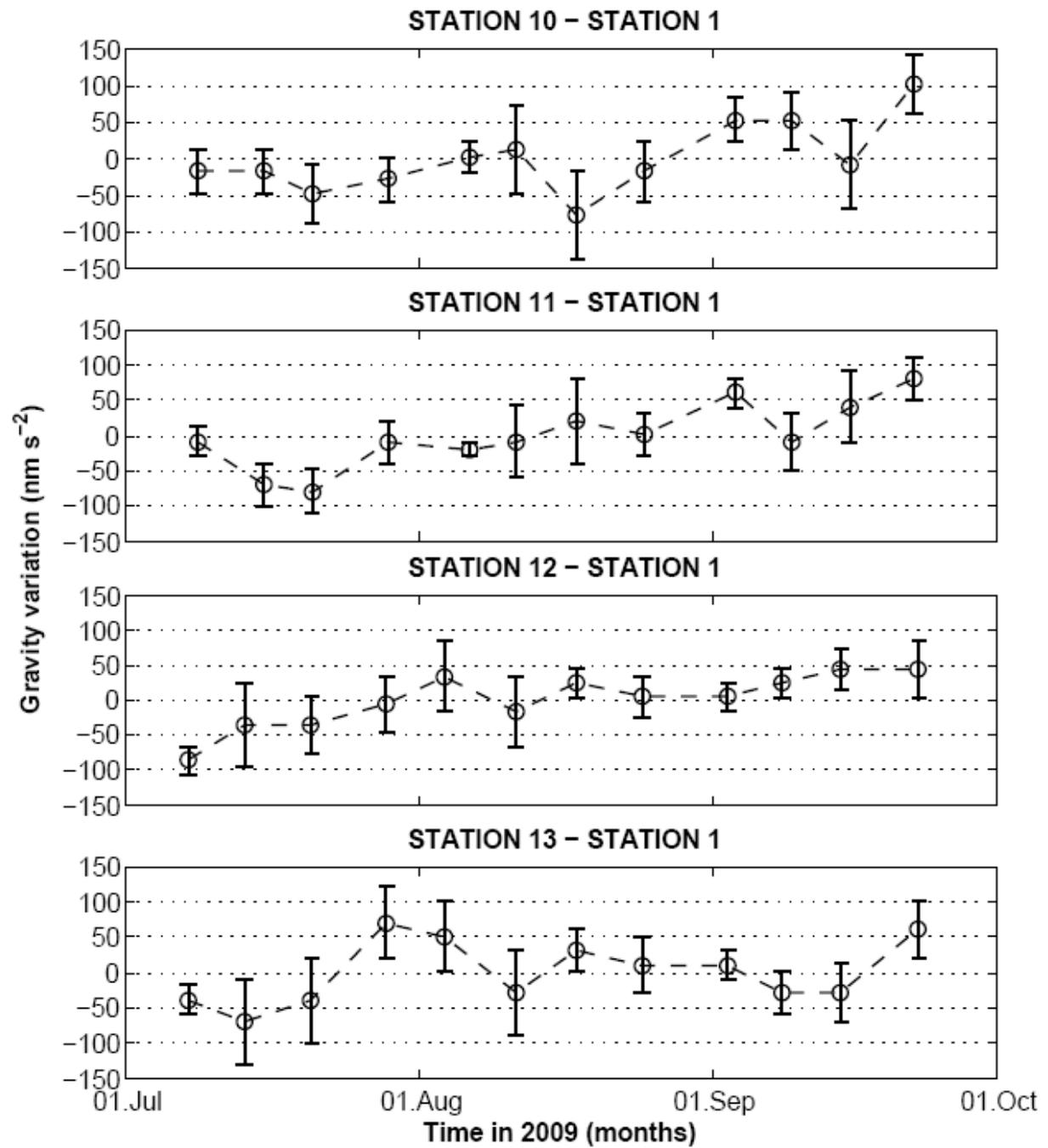


Figure 6.8 Doubles différences de la gravité aux stations 10, 11, 12 et 13. Les valeurs sont normalisées par rapport à la moyenne des différences de gravité à la station donnée par rapport à la station de référence. De la sorte la même échelle de valeurs centrée sur 0 peut être conservée pour toutes les stations

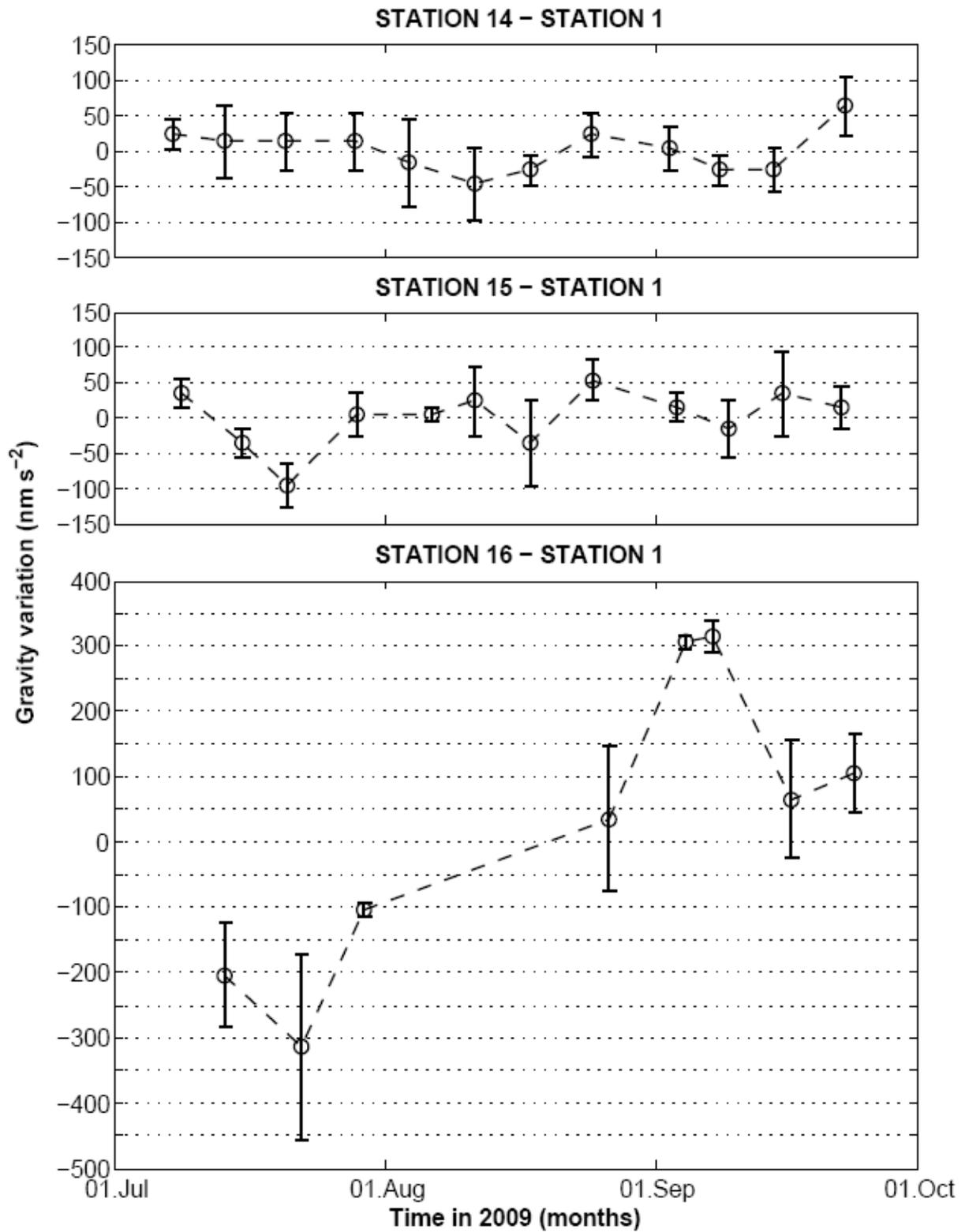


Figure 6.9 Doubles différences de la gravité aux stations 14, 15 et 16. Les valeurs sont normalisées par rapport à la moyenne des différences de gravité à la station donnée par rapport à la station de référence. De la sorte la même échelle de valeurs centrée sur 0 peut être conservée pour les stations 14 et 15.

6.3.3. Cartes des variations dynamiques de la gravité

Les doubles différences de gravité ont été calculées pour chaque station du réseau aval (Equation 6.1) et cartographiées dans la figure 6.10. Le phénomène le plus frappant sur cette figure est que les doubles différences de gravité augmentent de façon générale sur le réseau aval tout au long de la saison des pluies. Une double différence positive signifie que la gravité augmente plus vite sur les stations du réseau aval qu'à la station de référence. La double différence à la station de référence est bien sûr toujours nulle. La station de référence apparaît sur ces cartes comme une station extrêmement singulière par rapport aux autres stations du réseau aval. Pour s'affranchir de ce point particulier, nous pouvons exprimer les variations de la gravité comme les écarts par rapport à la moyenne des doubles différences.

Les écarts par rapport à la moyenne des doubles différences, calculés pour chaque station aval selon l'équation 6.2, ont été cartographiés dans la figure 6.11. Cette nouvelle figure rend les contrastes spatiaux et temporels du signal gravimétrique plus apparents. Les valeurs positives indiquent que la variation temporelle de la gravité à la station considérée est supérieure à la variation moyenne sur le réseau aval. Nous pouvons remarquer que le signal gravimétrique ainsi exprimé est toujours positif aux stations 12 et 2: la gravité augmente plus vite à ces stations que sur le reste du réseau. Un signal maximal de 130 nm s^{-2} est obtenu à la station 4 entre les campagnes 2 et 1. Au contraire, le signal gravimétrique enregistré aux stations 5, 15 et 14 est négatif pour la plupart des campagnes de mesures. Ces valeurs indiquent que la variation temporelle de la gravité est inférieure à la variation moyenne sur les 10 stations aval. Une valeur minimale de -120 nm s^{-2} est obtenue à la station 15 entre les campagnes 3 et 1.

La valeur de la moyenne des doubles différences $\langle \Delta_t G \rangle$ est de plus indiquée sur chaque carte de la figure 6.11. Nous pouvons remarquer que cette valeur augmente au fur et à mesure des campagnes, indiquant que la gravité augmente en moyenne plus vite aux stations aval qu'à la station de référence. Si nous rajoutions cette valeur à chaque station pour chaque campagne, nous retrouverions la figure 6.10. L'intérêt de la figure 6.11 est de mettre en évidence la variabilité spatiale et temporelle du signal gravimétrique mesuré.

Des variations de la gravité de plusieurs dizaines de nm s^{-2} peuvent ainsi être détectées sur la partie aval du bassin versant de Wankama. Ce résultat répond à l'un de premiers objectifs posés pour la mission, étant d'évaluer la capacité des gravimètres CG5 à détecter des variations de la gravité de quelques dizaines de nm s^{-2} au Niger. Ces cartes indiquent de plus une variabilité spatiale de la gravité significative à l'échelle locale, devant être prise en compte lors de l'exploitation de données ponctuelles.

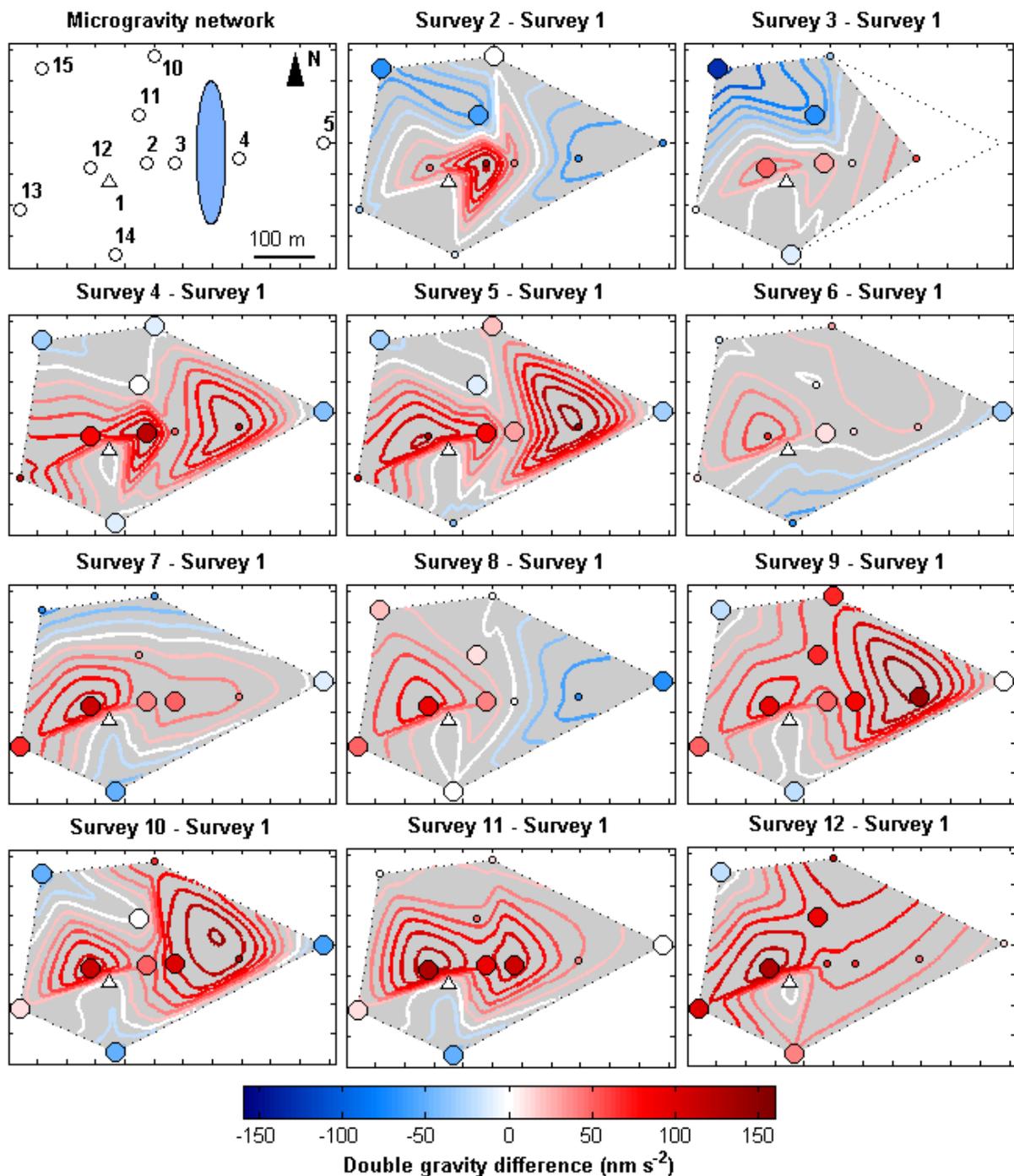


Figure 6.10 Cartes hebdomadaires des doubles différences de gravité. Des valeurs positives indiquent que les variations temporelles de la gravité à la station considérée sont plus fortes qu'à la station de référence. Les disques de grand et petit rayon sont les stations pour lesquelles l'incertitude sur les doubles différences est inférieure à 50 et 70 nm s^{-2} respectivement. Les lignes de contour ont été calculées tous les 20 nm s^{-2} en utilisant une interpolation cubique. Les indentations sur les côtés des sous-figures représentent un pas de 50 m.

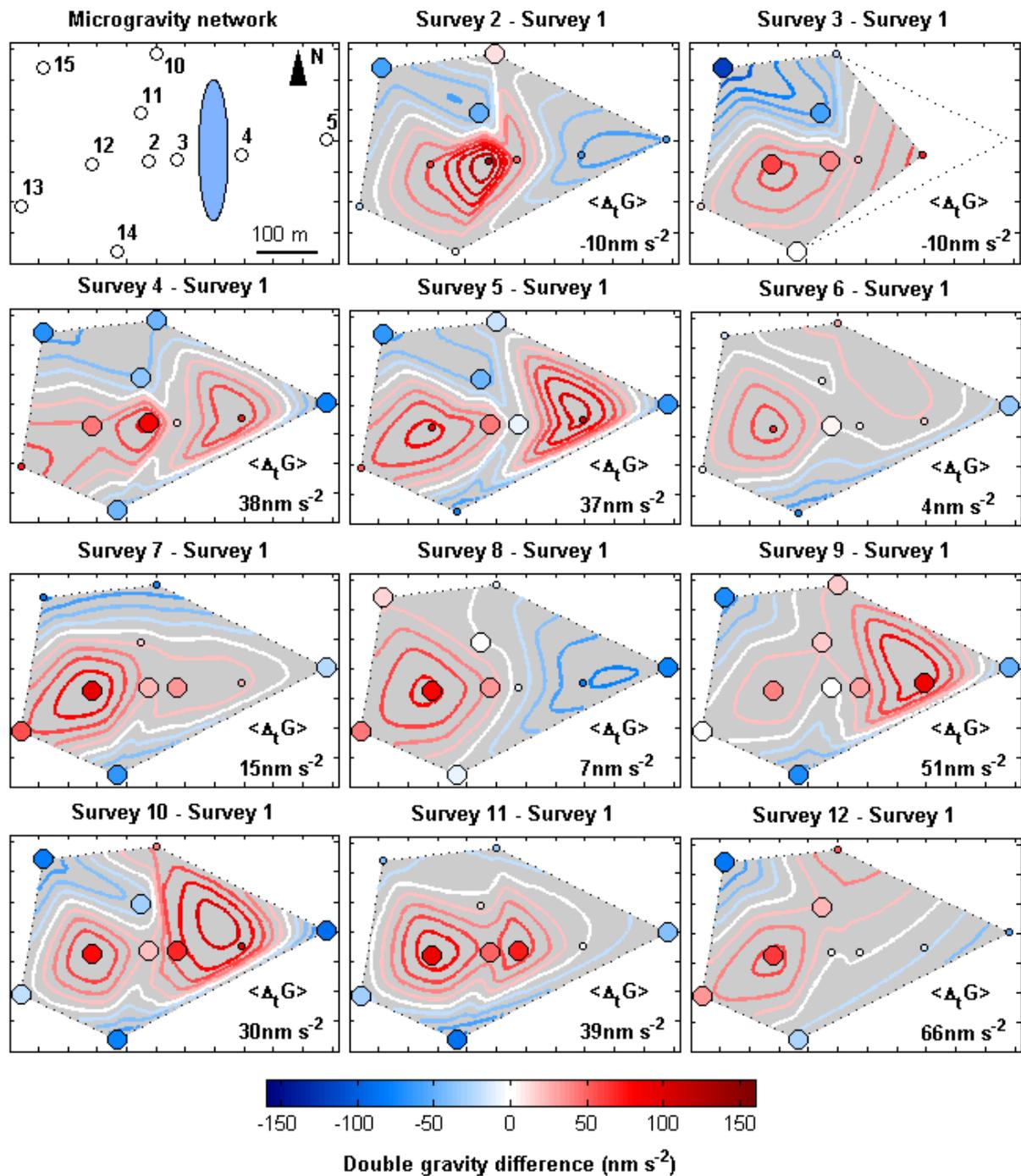


Figure 6.11 Cartes hebdomadaires des écarts par rapport à la moyenne des doubles différences de gravité. Des valeurs positives indiquent que les variations temporelles de la gravité à la station considérée sont plus fortes que la variation moyenne sur les 10 stations aval ($\langle \Delta_t G \rangle$). Les disques de grand et petit rayon sont les stations pour lesquelles l'incertitude sur l'écart par rapport à la moyenne des doubles différences est inférieure à 50 et 70 nm s⁻² respectivement. Les lignes de contour ont été calculées tous les 20 nm s⁻² en utilisant une interpolation cubique. Les indentations sur les côtés des sous-figures représentent un pas de 50 m.

6.4. Interprétation

L'hypothèse de base permettant d'interpréter le signal gravimétrique est de considérer que les variations temporelles de la gravité, corrigées des effets géophysiques connus, sont dues aux variations de stocks d'eau. Les processus par lesquels les redistributions des masses d'eau agissent sur la gravité sont décrits dans le chapitre 4. Ici, nous considérerons uniquement les effets hydrologiques locaux, car les mesures de gravimétrie relatives sont sensibles aux variations de la gravité entre deux stations peu distantes l'une de l'autre (< 3 km). Les variations communes aux deux stations, comprenant les effets hydrologiques globaux, s'annulent.

Les doubles différences de gravité peuvent alors être interprétées de la façon suivante: une valeur positive signifie que la variation temporelle de la gravité est plus importante à la station considérée qu'à la station de référence; par conséquent le stockage d'eau dans la subsurface y est plus important. Réciproquement, une valeur négative indique que le stockage est plus faible à la station considérée qu'à la station de référence. La même logique s'applique pour les écarts par rapport à la moyenne des doubles différences : une valeur positive indique que la variation temporelle de la gravité à la station considérée est supérieure à la variation temporelle moyenne sur le réseau aval. Par conséquent une valeur positive indique que le stockage est plus fort à la station considérée que le stockage moyen sur les 10 stations du réseau aval, et inversement pour une valeur négative.

Les signaux gravimétriques enregistrés pendant la saison des pluies en 2009 seront interprétés dans les sections suivantes comme la somme des signaux issus de la mare, de la nappe et de la zone non saturée. Les mesures gravimétriques intègrent en effet les variations de masse sur la verticale : de la surface à l'aquifère. La figure 6.12 représente l'évolution des stocks d'eau mesurés dans ces différents réservoirs lors de la mousson en 2009 à Wankama. L'année 2009 a été assez peu pluvieuse : une hauteur d'eau précipitée de 460 mm est enregistrée au pluviomètre du plateau. La mare commence à se remplir début juillet, dès les premières pluies de forte intensité. Son niveau est maximal début septembre, et est suivi de peu par une crue de la nappe de 3 m d'amplitude. Un dôme piézométrique de faible déclivité se forme: le gradient hydraulique est de 0.5 % entre P1 et P3 au maximum de la crue, le 7 septembre 2009. Le stockage d'eau dans les 3 premiers mètres de la zone non saturée a également été mesuré en 2009 aux stations mil et jachère. Nous pouvons noter que le stockage de l'eau dans les premiers mètres de la zone non saturée est très différent pour ces deux stations.

Les sections suivantes sont dédiées à l'évaluation des contributions de la mare, de la nappe et de la zone non saturée au signal gravimétrique mesuré en 2009.

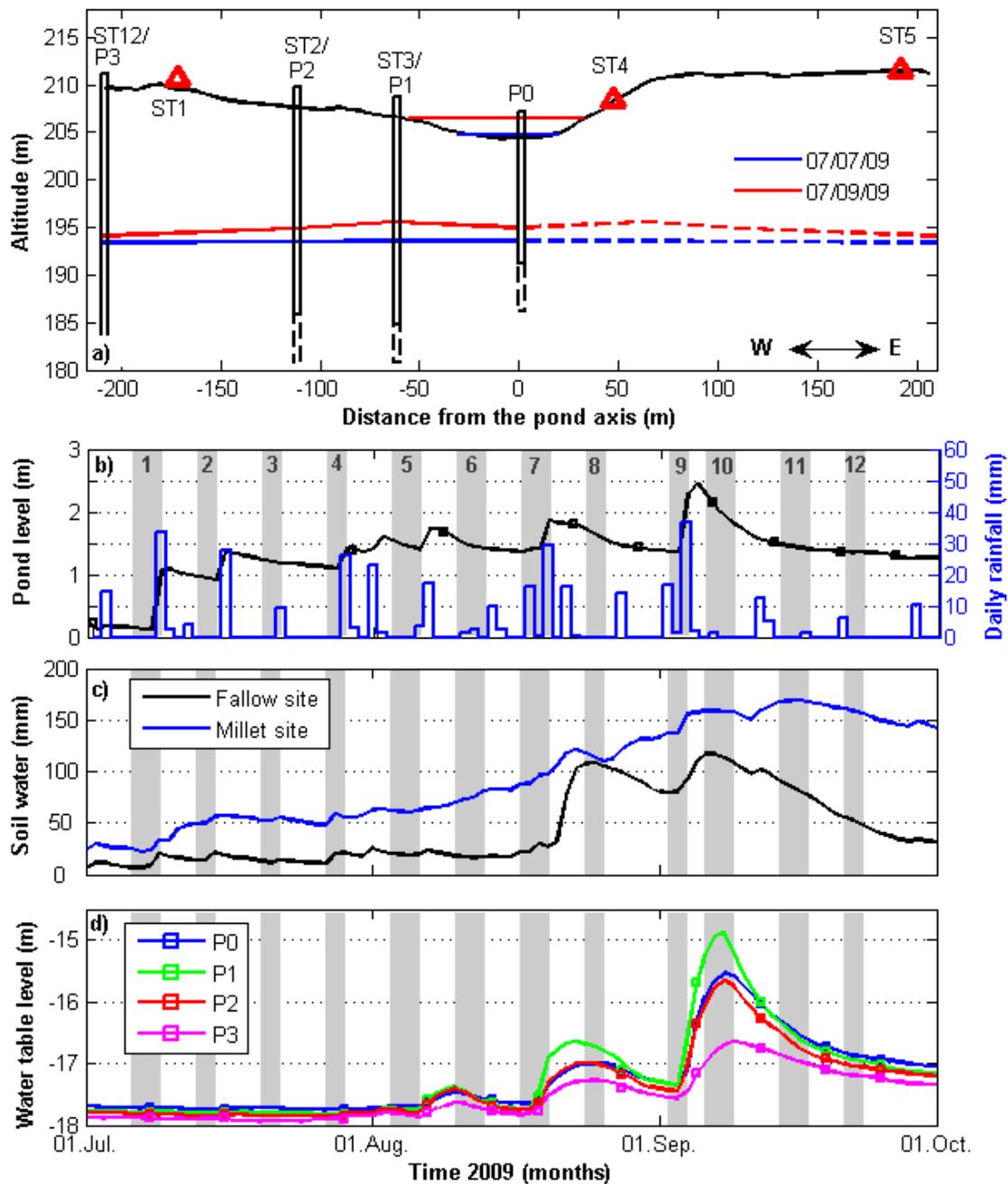


Figure 6.12 Mesures hydrodynamiques durant la saison des pluies 2009. Les périodes de mesure sont indiquées par des bandes grisées. Le numéro de campagne est indiqué dans la figure b. a) Coupe du profil piézométrique indiquant les niveaux d'eau dans la mare et la nappe au début de la mission microgravimétrique et lors de la crue maximale de la nappe. Les stations microgravimétriques sont indiquées par des triangles rouges et les piézomètres par des tubages. Les stations P1, P2 et P3 sont localisées avec les stations microgravimétriques 3, 2 et 12. b) Variations temporelles du niveau d'eau dans la mare et précipitations journalières à la station Veg. Deg. Les carrés représentent les lectures directes du niveau d'eau dans la mare. c) Variations temporelles des stocks d'eau du sol (0 - 3 m) aux stations mil et jachère. d) Variations temporelles du niveau de la nappe enregistrées aux 4 piézomètres. Le niveau d'eau indiqué correspond à la profondeur de la nappe par rapport à l'altitude de la station de référence.

6.4.1. Contribution de la mare

Nous estimons la contribution de la mare grâce au modèle présenté dans le chapitre 4, tenant compte de la bathymétrie de la mare et des variations du niveau d'eau enregistrées à la station limnimétrique. Le signal gravimétrique le plus fort causé par le remplissage de la mare est bien sûr généré au dessus de la surface de l'eau (Figure 4.6). La figure 6.13 présente une comparaison des doubles différences de gravité mesurées et modélisées à la station mare.

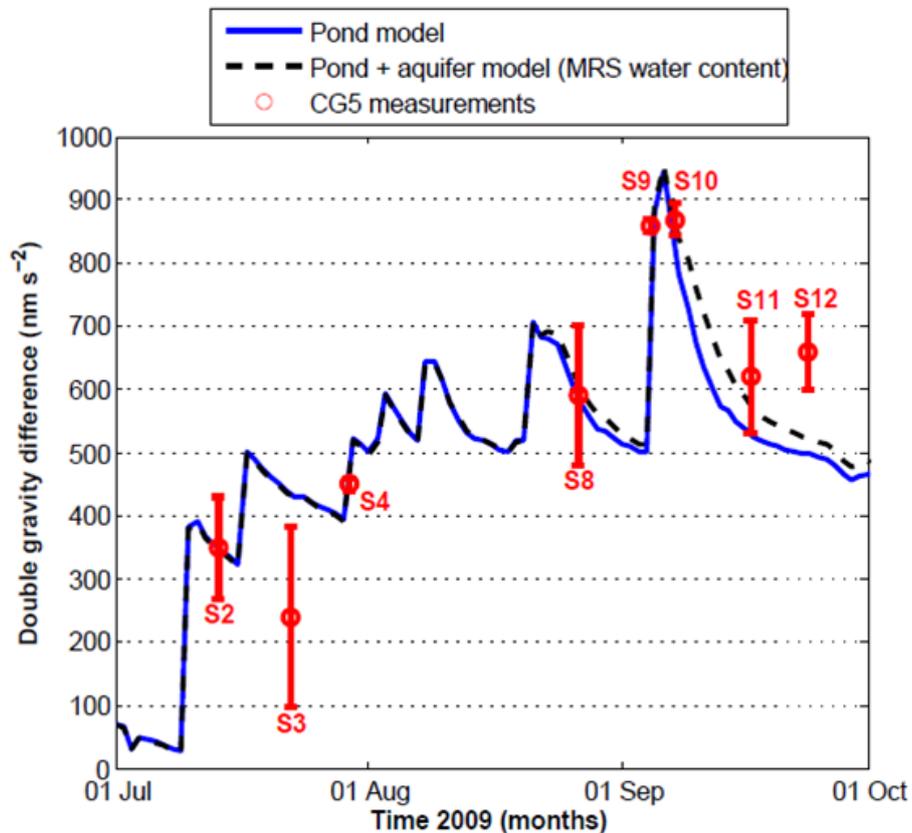


Figure 6.13 Comparaison des doubles différences de gravité mesurées et modélisées à la station mare, selon deux modèles différents prenant en compte uniquement les variations du niveau d'eau dans la mare (bleu) ou également les fluctuations de la nappe (noir). Le numéro X de chaque campagne est indiqué par SX, à côté de chaque mesure. La barre d'erreur est égale à 10 nm s^{-2} pour les campagnes 4 et 9.

L'amplitude maximale du signal gravimétrique mesuré atteint $630 \pm 145 \text{ nm s}^{-2}$ entre les campagnes 3 et 10, lorsque le niveau de la mare augmente de 1.2 à 2.35 m (Figure 6.12.b). Comme les mesures étaient plus difficiles à réaliser à cette station, seules 8 valeurs relatives de la gravité ont pu être estimées sur les 12 campagnes. L'incertitude sur les mesures varie de 10 à 145 nm s^{-2} en fonction des campagnes, dépendant du nombre de répétitions ayant pu être réalisées et du bruit perçu pendant les mesures (présence de vent). Malgré ces difficultés, les mesures réalisées sont en bon accord avec les variations de gravité modélisées dues au remplissage de la mare. Le signal généré par la crue la plus importante de la mare est particulièrement bien détecté lors des campagnes 9 et 10. Des écarts de l'ordre de 100 nm s^{-2}

sont observés entre les valeurs mesurées et modélisées lors des campagnes 3, 11 et 12. Ceux-ci peuvent s'expliquer du fait des incertitudes de mesures (notamment pour la campagne 3) ou du fait du stockage d'eau dans la nappe et la zone non saturée. Ces effets seront discutés dans les sections suivantes.

Les variations de la gravité résultant d'un remplissage de la mare de + 3 m ont été modélisées pour l'ensemble des stations gravimétriques comprises dans un rayon de 500 m autour de la mare (Figure 6.14). Ces valeurs fournissent une limite supérieure à la contribution de la mare, dont la crue maximale a atteint 2.5 m en 2009 (Figure 6.12.b).

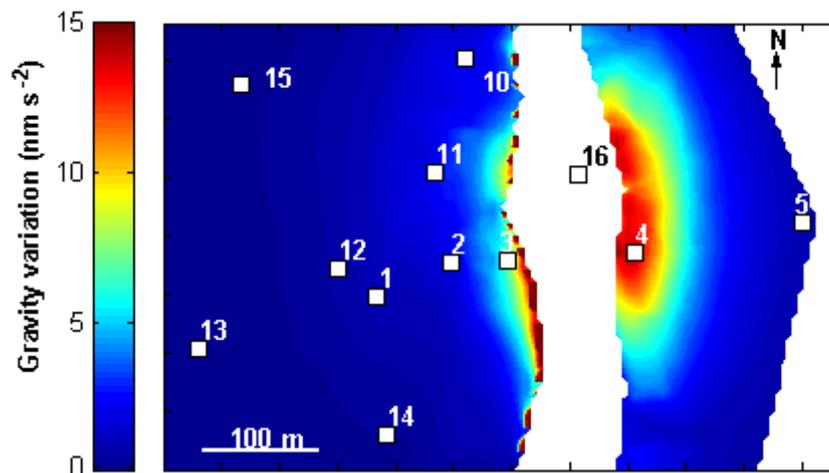


Figure 6.14 Valeurs modélisées des variations de gravité dues à une augmentation du niveau d'eau de 3 m dans la mare. Les stations microgravimétriques sont représentées par des carrés blancs. La surface couverte par l'eau de la mare est indiquée par un masque blanc. Les indentations présentes sur les côtés de la figure ont été placées tous les 50 m.

A l'extérieur des rives de la mare, les variations de gravité générées par le remplissage de la mare sont très faibles ($< 15 \text{ nm s}^{-2}$). La topographie est en effet très peu accentuée sur le bassin versant de Wankama : la différence d'altitude entre les stations gravimétriques et le niveau de l'eau est petite, la variation de gravité générée par attraction newtonienne est donc négligeable (voir chapitre 4). La station microgravimétrique la plus influencée par le remplissage de la mare est la station 4. Cette station est en effet située sur une pente plus forte ($\sim 10 \%$), à proximité de la rive est de la mare. Une augmentation du niveau d'eau de 3 m dans la mare génère une variation de 12 nm s^{-2} à cette station. Cet effet est négligeable devant l'incertitude moyenne estimée à 45 nm s^{-2} à la station 4. A l'exception de la station mare, l'effet des variations du niveau d'eau dans la mare ne peut donc pas être rendu responsable des variations de gravité mesurées sur le site de Wankama. Cet effet pourra être négligé par la suite.

6.4.2. Contribution de la nappe

La contribution de la nappe au signal gravimétrique peut être calculée pour chaque station à l'aide du modèle présenté dans le chapitre 4. Le toit de la nappe est dans ce cas supposé linéaire entre chaque piézomètre, symétrique par rapport à l'axe de la mare, et constant dans la direction Nord-Sud. Nous considérerons par la suite deux versions de ce modèle (Figure 6.16):

- Le modèle (a) suppose une porosité de drainage constante égale à 6 %, soit la porosité optimale estimée par gravimétrie absolue sur les cycles de mousson 2008 et 2009.
- Le modèle (b) suppose une distribution hétérogène de porosité, estimée à l'aide des sondages RMP effectués dans le cadre du stage de fin d'étude de C. Henri (2010).

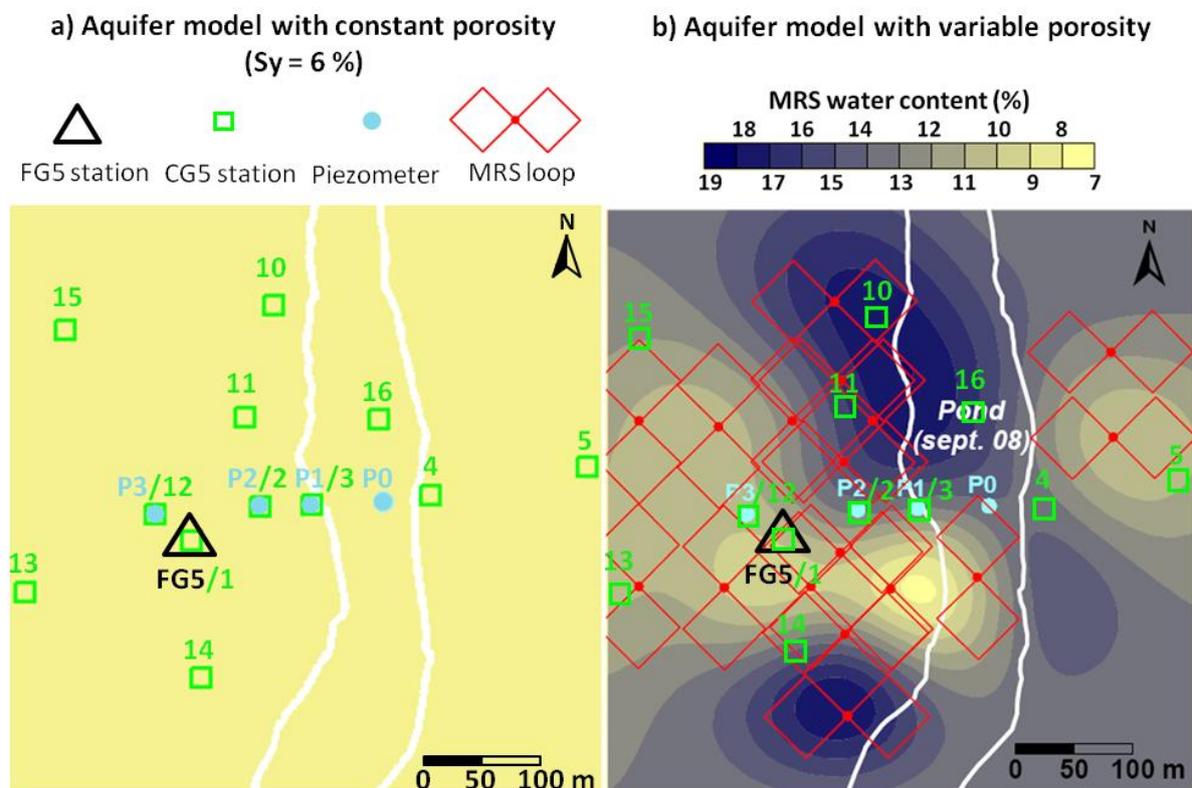


Figure 6.15 Représentations spatiales de deux modèles d'aquifère (a) à porosité constante ou (b) admettant des hétérogénéités de porosité. Les rives de la mare atteintes en septembre 2008 sont représentées en blanc.

Les variations temporelles de la gravité dues aux fluctuations de la nappe sont alors calculées selon ces deux modèles pour chaque station microgravimétrique. Les doubles différences de gravité sont estimées en retranchant la contribution estimée à la station de référence aux stations aval. Les doubles différences de la gravité sont évaluées pour chaque couple de stations selon les fluctuations du niveau de la nappe enregistrées lors de la mousson 2009 aux piézomètres P0, P1, P2 et P3 (Figure 6.16).

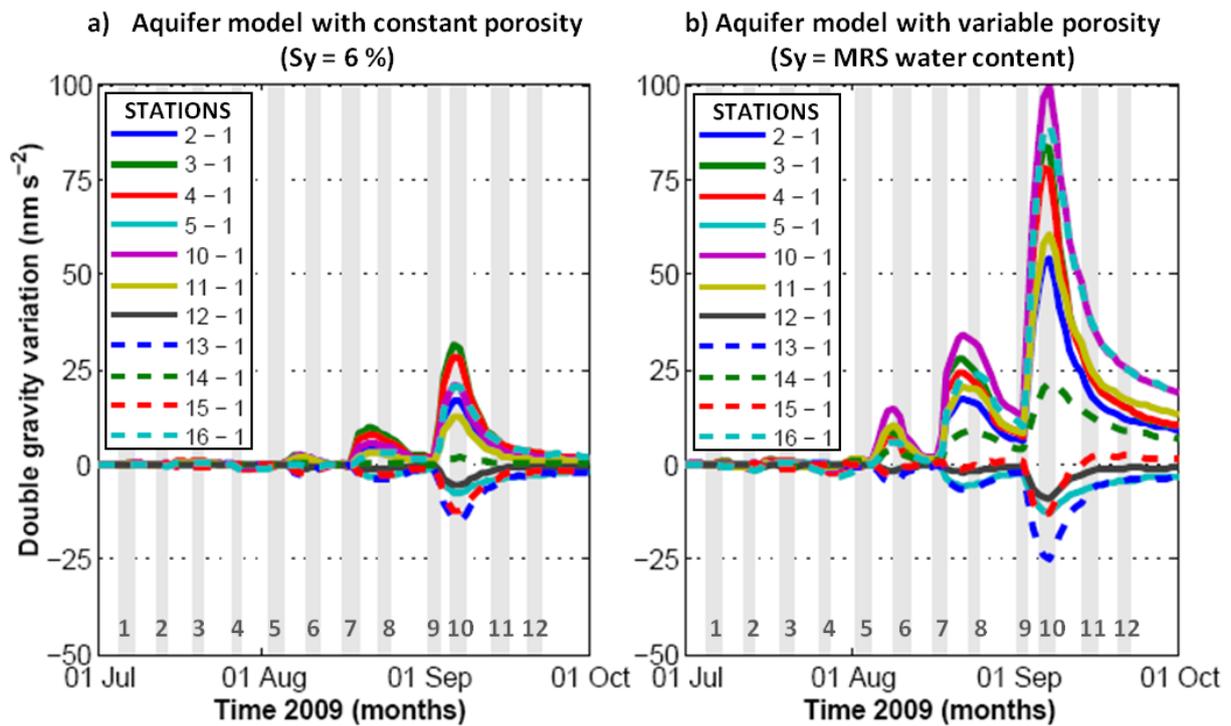


Figure 6.16 Variations temporelles des doubles différences de gravité dues aux battements de la nappe selon a) un modèle à porosité constante ($S_y = 6\%$) et b) un modèle admettant des hétérogénéités de porosité ($S_y =$ teneur en eau RMP). Les périodes des campagnes de mesure microgravimétriques sont indiquées par les bandes grises numérotées.

Selon le modèle (a), la contribution de la nappe au signal microgravimétrique est faible car uniquement fonction de la déclivité du dôme piézométrique. La montée de la nappe est plus forte au niveau des rives de la mare (station 3) qu'à la station de référence (1): les doubles différences de gravité sont donc positives. Au contraire pour les stations les plus éloignées des rives de la mare (par exemple la station 13), la nappe atteint des niveaux plus faibles qu'à la station de référence, les doubles différences de gravité sont donc négatives. La contribution de la nappe est maximale entre les stations 3 et 13 (45 nm s^{-2}) et minimale ($< 5 \text{ nm s}^{-2}$) entre les stations 14 et 1.

Selon le modèle (b), la contribution de la nappe au signal microgravimétrique est accentuée par les hétérogénéités de porosité de l'aquifère. Ainsi, le signal gravimétrique dû au battement de la nappe atteint 100 nm s^{-2} entre les stations 10 et 1, en raison des forts contrastes de porosité entre ces deux stations (Figure 6.15.b). Nous pouvons noter que le modèle (b) aura tendance à surestimer la réponse gravimétrique liée au battement de la nappe, car il surestime la porosité de drainage en l'égalisant aux teneurs en eau RMP (voir section 5.3.2.2).

Nous considérerons par la suite les doubles différences de gravité estimées à l'aide du modèle (a) comme une limite inférieure de la contribution de la nappe, et celui issu du modèle (b) comme une limite supérieure.

Les contributions modélisées pour la mare et la nappe sont ensuite comparées aux signaux gravimétriques mesurés lors de la saison des pluies 2009 (Figure 6.17). Sur cet histogramme, le signal gravimétrique maximal mesuré à chaque station est divisé en cinq parties contenant :

- la contribution maximale modélisée pour la mare
- la contribution maximale modélisée pour la nappe (selon les modèles de porosité a et b)
- la contribution liée à l'incertitude moyenne sur les mesures
- la contribution résiduelle, n'étant expliquée par aucune des contributions précédentes

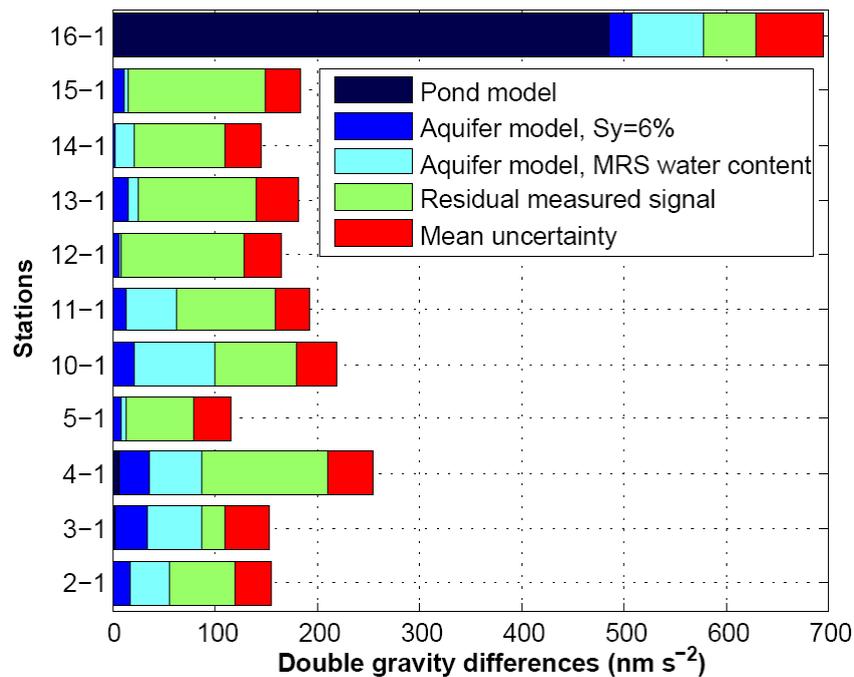


Figure 6.17 Contribution modélisée de la fluctuation de la nappe au signal gravimétrique mesuré. Les amplitudes maximales sont indiquées pour les signaux gravimétriques modélisés et mesurés.

Nous pouvons noter que pour la station mare (16), la majeure partie du signal gravimétrique mesuré est expliqué par les contributions modélisées de la mare et de la nappe. Le modèle de nappe à porosité hétérogène permet notamment de reproduire une partie du signal mesuré lors de la onzième campagne, n'étant pas expliquée par les fluctuations du niveau de la mare (Figure 6.13). Les écarts observés entre les valeurs modélisées et mesurées des doubles différences de gravité lors des campagnes 3 et 12 restent toutefois inexpliqués.

Pour de nombreuses stations du réseau aval (excepté la station 3), la contribution résiduelle au signal gravimétrique est la plus importante. La majeure partie du signal gravimétrique mesuré lors de la campagne 2009 ne peut s'expliquer ni par les fluctuations de la nappe (et ce quelque soit le modèle considéré), ni par les variations du niveau d'eau dans la mare. Les variations de stock dans la zone non saturée doivent donc être évoquées pour expliquer les variations spatiales et temporelles de la gravité mesurées au voisinage de la mare de Wankama (Figure 6.11).

6.4.3. Contribution de la zone non saturée

Afin d'estimer les variations d'humidité dans la zone non saturée durant la saison des pluies en 2009, des mesures hebdomadaires par sonde à neutron ont été réalisées à proximité des piézomètres et des stations mil et jachère (Figure 6.18).

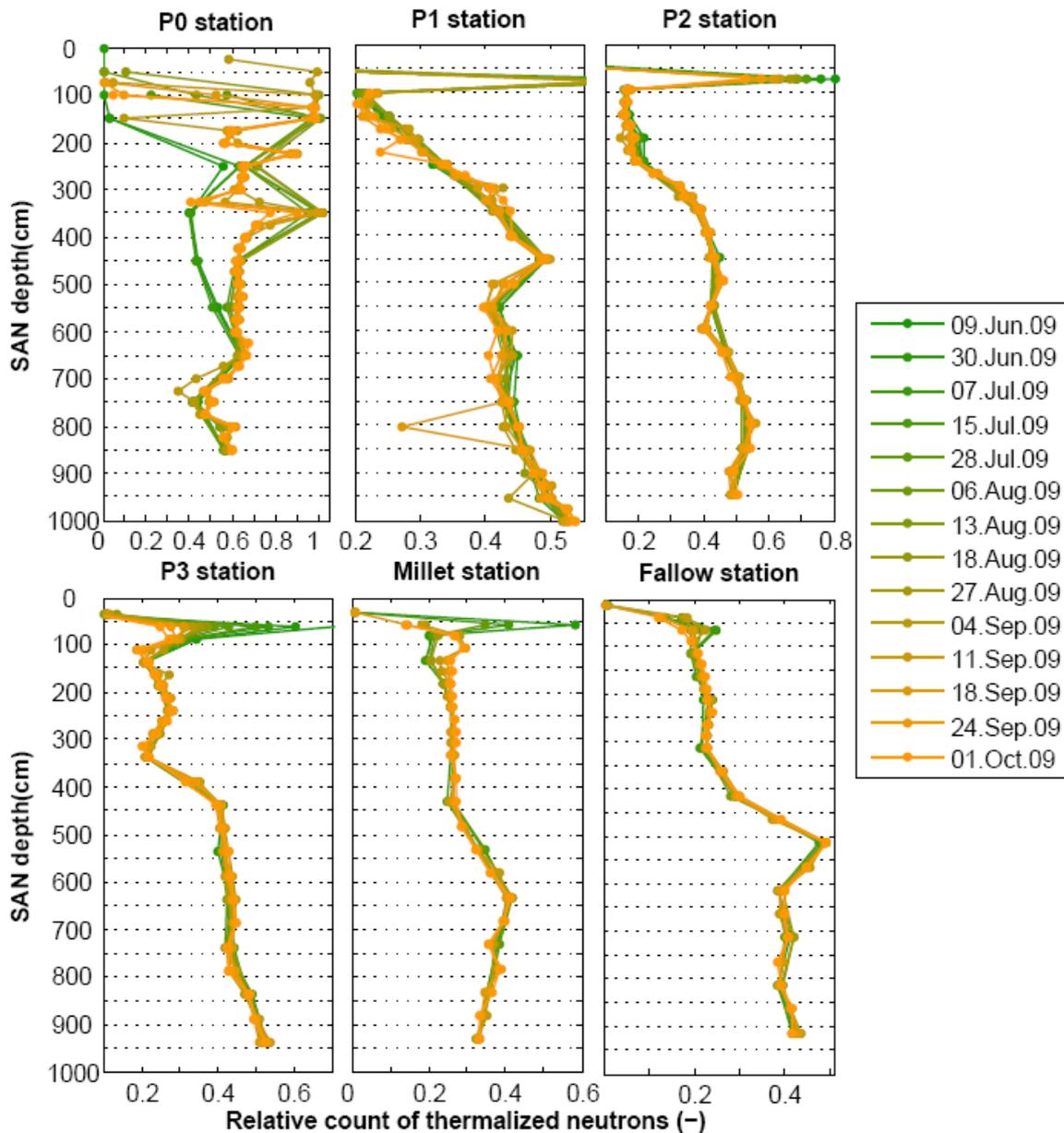


Figure 6.18 Comptages relatifs de neutrons thermiques durant la saison des pluies 2009. Nous rappelons que le comptage relatif est le comptage de neutrons thermiques par rapport au comptage standard réalisé dans l'eau (Chapitre 3). Plus le comptage relatif est élevé plus le nombre de molécules d'eau présent dans le volume examiné est grand. Ces comptages ne sont pas calibrés, et ne peuvent être utilisés de façon quantitative.

Les comptages relatifs réalisés par sondes à neutron indiquent des variations du contenu en eau très différentes en fonction des stations de mesure. Nous devons noter que la fréquence

relativement faible de mesure et l'absence de calibration ne permettent pas d'interpréter les comptages neutroniques de façon quantitative. Seules leurs variations temporelles apportent une information qualitative sur les variations d'humidité dans la zone non saturée. Il n'est toutefois pas évident de détecter un signal clair dans le bruit de mesure, excepté à la station P0. Cette difficulté illustre une fois de plus la difficulté de mesure des composantes du bilan hydrologique au Sahel.

Comme la quantification des variations d'humidité dans la zone non saturée ne peut être réalisée à l'aide des mesures par sonde à neutron, nous les évaluerons par correction du signal gravimétrique mesuré des effets de la mare et de la nappe modélisés dans les sections 6.4.1 et 6.4.2. Afin de ne pas sous estimer la contribution de la nappe, les corrections appliquées au signal gravimétrique pour ce réservoir sont issues du modèle à porosité hétérogène (Figure 6.15.b et 6.16.b). Les doubles différences de gravité obtenues sont exprimées comme l'écart par rapport à la moyenne des stations (équation 6.4) pour s'affranchir de la singularité de la station de référence. Afin d'avoir accès à des ordres de grandeur plus adaptés à l'évaluation des variations des stocks d'eau, nous convertissons les valeurs de gravité obtenues en hauteurs d'eau équivalente au moyen de l'approximation d'un plateau de Bouguer ($420 \text{ nm s}^{-2} = 1 \text{ m}$; voir section 4.2.1). Comme le relief est très peu accentué sur le bassin versant de Wankama, l'approximation d'un plateau de Bouguer est une bonne estimation de l'effet des stocks d'eau superficiels sur la gravité (voir section 4.2.2).

Les variations de hauteur d'eau résultantes sont présentées dans la figure 6.19. Les valeurs positives indiquent un stockage préférentiel par rapport au stockage moyen sur les 10 stations du réseau aval. Inversement, une valeur négative indique une zone où le stockage est plus faible que le stockage moyen. Sur l'ensemble de la campagne de mesure, les écarts par rapports au stockage moyen oscillent entre -285 et + 310 mm dans la zone d'étude. Les valeurs de stockage varient considérablement d'une station à une autre entre deux mêmes campagnes (écart type compris entre 88 et 150 mm). Grâce à ces cartes, nous pouvons repérer des zones de stockage transitoires sur le versant aval. Les stations 12 et 2 apparaissent comme des zones de stockage préférentielles. Au contraire, les stations 5, 14 et 15 semblent stocker moins d'eau en moyenne que le reste de la zone d'étude. Les variations des stocks d'eau imagées paraissent cohérentes temporellement et spatialement : nous pouvons par exemple visualiser une augmentation du stockage aux environs de la station 12 entre les campagnes 6 et 7, diminuant progressivement lors des campagnes 8 et 9, faisant penser à un phénomène de ressuyage (écoulement libre sous l'effet de la gravité). Des phénomènes transitoires apparaissent aux stations 10,11, et 4: des valeurs positives et négatives y sont détectées pendant la saison des pluies indiquant des processus successifs favorisant le stockage ou le drainage au cours de la saison des pluies.

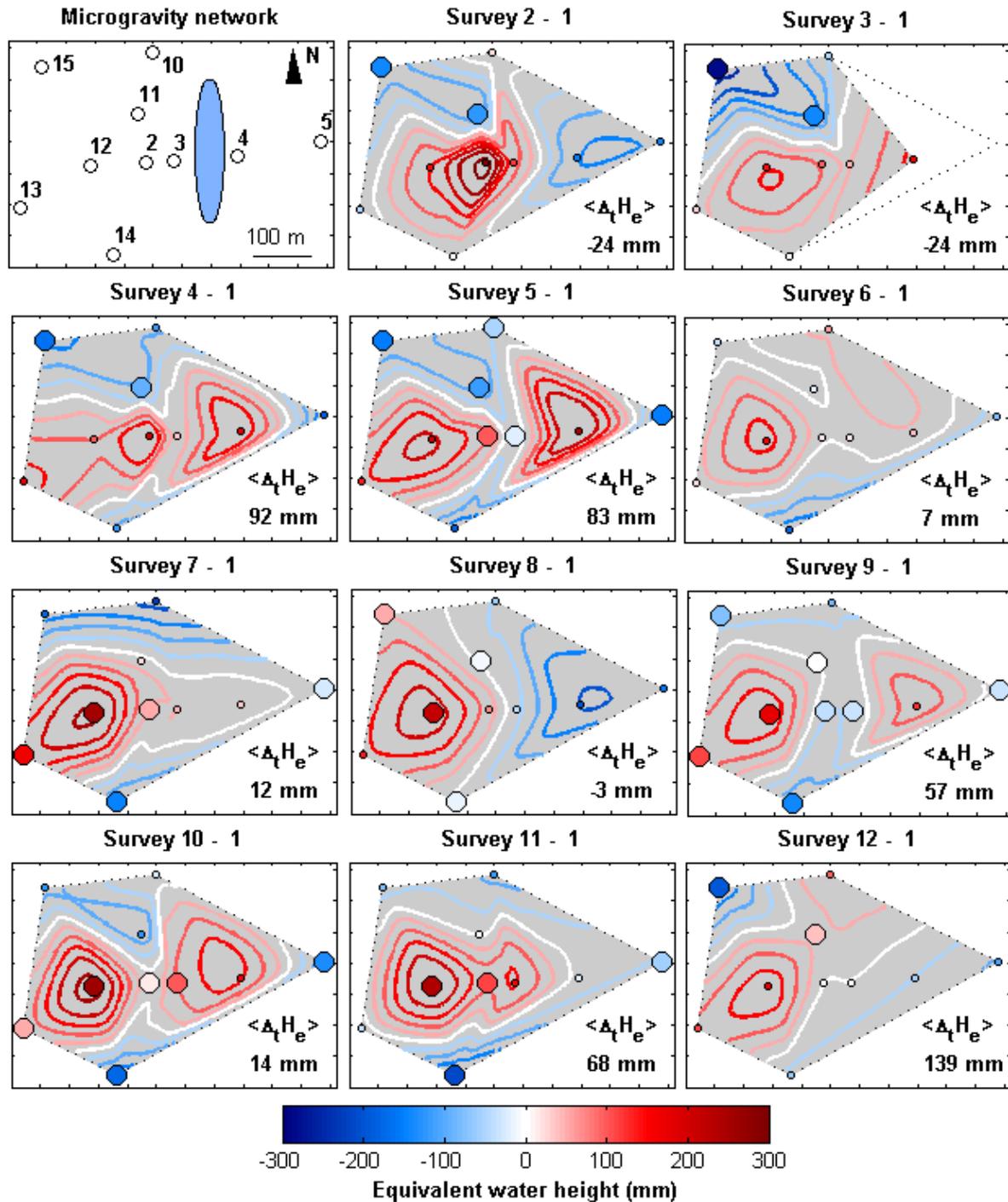


Figure 6.19 Cartes hebdomadaires des écarts de stockage par rapport à la moyenne dans la zone non saturée. La différence de stockage moyenne entre les 10 stations du réseau aval et la station de référence est indiquée pour chaque campagne par rapport à la campagne 1 ($\langle \Delta_t H_e \rangle$). Les variations de hauteur d'eau sont calculées par conversion du signal gravimétrique corrigé des effets de la mare et de la nappe selon les modèles présentés dans les sections 6.4.1 & 6.4.2 (modèle b, considérant la distribution hétérogène de porosité déterminée grâce aux sondages RMP). La conversion est réalisée en utilisant l'approximation d'un plateau de Bouguer ($1 \text{ m} = 420 \text{ nm s}^{-2}$). Les disques de grand et petit rayon sont les stations pour lesquelles l'incertitude est inférieure à 100 et 200 mm respectivement. Les lignes de contour ont été calculées tous les 50 mm en utilisant une interpolation cubique. Les indentations sur les côtés des sous-figures représentent un pas de 50 m.

Les variations de $\langle \Delta_t H_e \rangle$ indiquent la différence de stockage moyenne entre les stations aval et la station de référence au fur et à mesure de la saison des pluies. Cette variable nous renseigne sur le comportement particulier de la station de référence par rapport aux autres stations (Figure 6.20). Nous pouvons remarquer que le stockage moyen aux stations aval est presque toujours supérieur au stockage à la station de référence (valeurs positives pour les campagnes 4 à 12). De plus cette différence de stockage s'accroît au fur et à mesure de la saison des pluies.

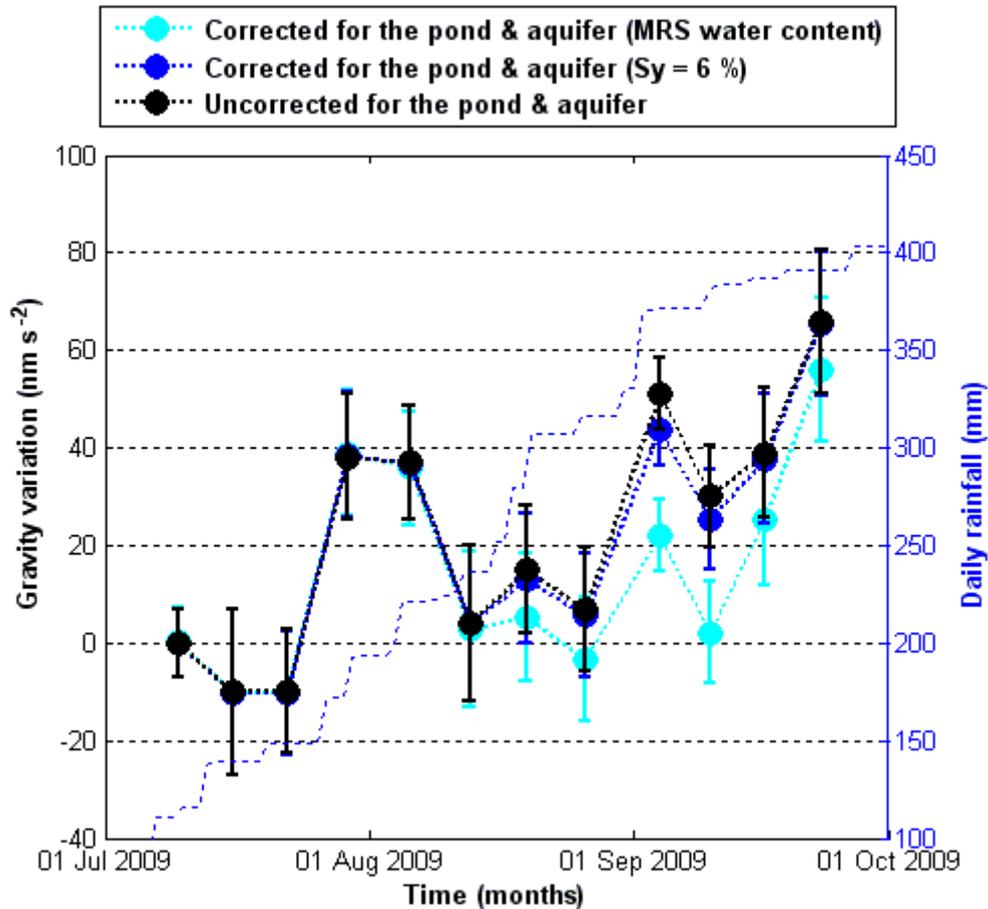


Figure 6.20 Evolution du stockage moyen aux stations aval par rapport à la station de référence. Les hauteurs d'eau équivalentes sont calculées par conversion des doubles différences de gravité grâce à l'approximation d'un plateau de Bouguer ($1 \text{ m} = 420 \text{ nm s}^{-2}$).

La capacité de stockage relativement faible à la station de référence pourrait s'expliquer par :

- la fluctuation de la nappe, plus faible à la station de référence qu'au niveau des rives de la mer. Ce phénomène peut être corrigé grâce au modèle de nappe admettant une porosité de drainage constante égale à 6 %. Cette hypothèse ne permet toutefois d'expliquer qu'une faible part de la différence de stockage entre la station de référence et les autres stations du réseau de mesure (tracés bleus: figure 6.20).
- une porosité de drainage plus faible au niveau de la station de référence. Cette hypothèse peut être considérée grâce au modèle de nappe considérant une distribution hétérogène de porosité issue des sondages RMP. Cette correction permet d'expliquer une partie de la différence de stockage entre la station de référence et les autres stations du réseau de

mesure (tracés cyans: figure 6.20). La différence moyenne de stockage entre la station de référence et les autres stations du réseau reste toutefois fortement positive (+ 350 mm) à la fin de la saison des pluies.

- une capacité d'infiltration plus faible à la station de référence du fait des conditions de surface (encroûtement du sol) et de la présence de la case gravimétrique (section 4.2.3). Cette dernière hypothèse est la seule permettant d'expliquer les fortes différences de stockage observées entre la station 12 et la station de référence (Figure 6.19 et 6.21), situées à une dizaine de mètres l'une de l'autre. Elle permet de plus d'expliquer l'accroissement de la différence de stockage au cours de la saison des pluies.

Finalement, la station de référence semble être une zone de stockage minimale pour la zone non saturée. Cette hypothèse nous permet de discuter des différences de stockage obtenues en diverses stations. La station 12 apparaît par exemple comme une zone de stockage privilégiée (Figure 6.21).

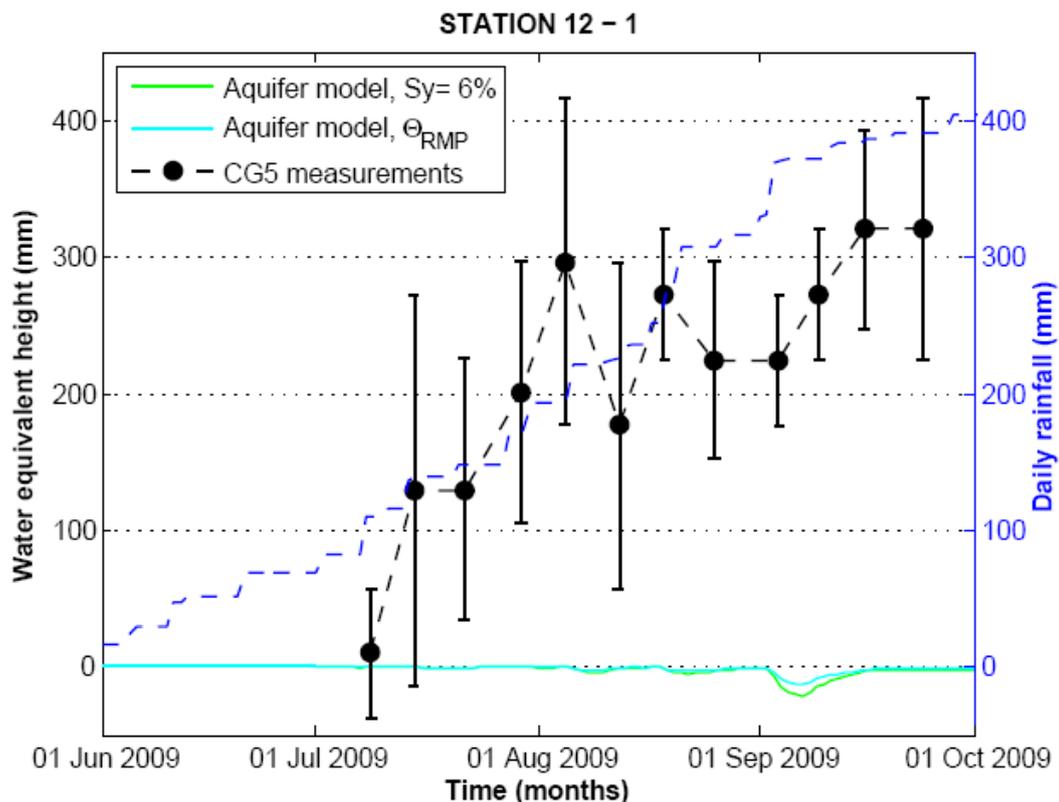


Figure 6.21 Différence de stockage entre la station 12 et la station de référence. Les hauteurs d'eau équivalentes sont calculées par conversion des doubles différences de gravité grâce à l'approximation d'un plateau de Bouguer ($1 \text{ m} = 420 \text{ nm s}^{-2}$).

Un accroissement du stockage de 300 mm par rapport à la station de référence doit être invoqué pour expliquer les mesures de gravimétrie relative réalisées à cette station. La station 12 est située à une dizaine de mètres de la case FG5, les deux stations sont séparées uniquement par une piste en terre battue. Les fluctuations de la nappe (tracés vert et cyan : figure 6.21) ne permettent pas d'expliquer la différence de stockage observé sur une distance si réduite.

Cette différence de stockage peut par contre être expliquée par la recharge de la zone non saturée à proximité d'une ravine (Figure 2.12.b). Après des événements pluvieux, les écoulements de surface produits par ruissellement Hortonien sont concentrés dans la ravine et libérés au voisinage de la station 12. Une végétation plus dense peut être observée sur photographie aérienne à proximité de la station 12 (Figure 2.12.c), témoignant de la présence d'une zone plus humide n'atteignant pas la station de référence.

Au niveau de la station mare, les processus de stockage dans la zone non saturée pourraient expliquer les écarts observés (de l'ordre de 100 à 150 nm s^{-2}) entre valeurs modélisées et mesurées des doubles différences de gravité (Figure 6.13). Les mesures par sonde à neutrons indiquent en effet des variations d'humidité significatives jusqu'à 6 m de profondeur. En considérant l'approximation d'un plateau de Bouguer, une variation d'humidité de 4 % répartie de façon homogène sur une épaisseur de 6 m suffirait à expliquer une variation de la gravité de 100 nm s^{-2} . Les écarts sur les deux dernières campagnes sont toutefois plus difficiles à expliquer en termes de dates. En effet, deux processus antagonistes influencent les variations de stock d'eau dans la zone non saturée à la station mare (Henri, 2010) :

- (1) La recharge progressive de la zone non saturée : la zone non saturée se met en charge dès les premières pluies (Figure 6.17). Au début de saison des pluies, seule une faible proportion de l'eau infiltrée sert à la recharge de la nappe, le reste est stocké dans la zone non saturée. Au fur et à mesure que la zone non saturée s'humidifie, une part de plus en plus importante de l'eau infiltrée sert à la recharge de la nappe. A la fin de la saison des pluies, seule une faible proportion de l'eau infiltrée est stockée dans la zone non saturée.
- (2) L'infiltration préférentielle sur les bords sableux: le fond de la mare est colmaté par des argiles, limitant l'infiltration d'eau vers la zone non saturée et la nappe. Les niveaux sableux bordant la mare sont inondés en milieu/fin de saison de pluies, permettant une augmentation de l'infiltration relativement tardivement dans la saison des pluies. En l'occurrence, les rives sableuse de la mare ont été inondées lors de sa crue maximale en septembre entre les campagnes de microgravimétrie 9 et 10.

Les processus de stockage vers la nappe sont relativement simples à comprendre, vu que les deux phénomènes concourent à augmenter sa recharge vers le milieu et la fin de la saison des pluies. Du point de vue de la zone non saturée, les processus sont plus complexes. Une proportion plus importante du volume d'eau infiltrée est stockée dans la zone non saturée au début de la saison des pluies, mais le volume d'eau infiltrée est plus faible.

L'interprétation du signal gravimétrique originaire de la zone non saturée n'est donc pas aisée en l'absence de mesure d'humidité complémentaire. Les sources d'hétérogénéité de stockage dans la zone non saturée sont nombreuses. Les processus de concentration et de redistribution de l'eau à la surface du sol peuvent être influencés par la topographie, le couvert végétal, l'état de la surface du sol ou encore la variabilité spatiale et temporelle des précipitations (Peugeot *et al.*, 2003). Les mesures de microgravimétrie apportent un premier ordre de grandeur (de - 300 à + 300 mm) aux variations dynamiques des stocks d'eau pouvant être observées à l'échelle locale intrasaisonnière. Les processus spécifiques régissant les transferts d'eau dans la zone non saturée ne peuvent toutefois pas être étudiés avec ces seules mesures. Nous pouvons mentionner par exemple les processus de ruissellement sur une pente, pouvant éventuellement influencer les stations 3 et 4 situées dans des zones un peu plus accentuées. De fortes variations du stockage sont enregistrées d'une semaine à l'autre à la station 4, faisant penser à une succession d'événements d'infiltration et de drainage. La présence d'une ravine semble impliquer un stockage plus important aux stations situées à son embouchure (stations 12 et 13). L'action de l'homme peut également influencer le stockage d'eau dans la zone non saturée par le travail des champs, ou le tracé de pistes sur le versant. Nous pouvons noter que les stations 15 et 5, situées dans des champs de mil, apparaissent toutes les deux comme des stations stockant peu d'eau par rapport aux autres stations aval. Cette indication n'a pas valeur de corrélation entre les deux observations.

Enfin si les processus hydrologiques sont complexes par leur nature (transformation des précipitations en ruissellement, infiltration et évapotranspiration), la compréhension des processus de stockage de l'eau au sein du bassin versant est limitée par les méthodes d'observations utilisées. L'absence de signal ressortant des mesures microgravimétriques prises au plateau, ou la difficulté d'interprétation des mesures effectuées par sonde à neutrons sont deux exemples des limites de détection instrumentale auxquels nous pouvons être confrontés. Nous pouvons également mentionner la mesure de gravimétrie absolue de juillet 2009, peinant à être expliquée en dépit de la diversité des solutions envisagées (Chapitre 5). Ces différents points mettent en avant le besoin d'installer des réseaux d'observations multidisciplinaires, disposant de mesures complémentaires permettant de mieux comprendre les variations de stock d'eau en Afrique de l'Ouest.

6.5. Conclusion du chapitre

Pour la première fois, des campagnes de gravimétrie relative ont été effectuées sur une base hebdomadaire, afin d'estimer les variations de stock d'eau à l'échelle intrasaisonnière en Afrique de l'Ouest. Le réseau de mesures a été établi sur le bassin versant de Wankama, situé en région semi-aride sahélienne, imposant des conditions difficiles pour l'obtention de mesures microgravimétriques de précision. Près de 1000 points de mesures ont été effectués de juillet à septembre 2009 sur un petit réseau (< 3 km) de 16 stations. En dépit des conditions de mesures difficiles, incluant l'absence d'accès à l'électricité et des variations journalières de la température de près de 20 °C, des précisions de l'ordre de 30 à 50 nm s⁻² ont été acquises lors de la campagne. Le transport des instruments à la main, la répétition des mesures avec deux gravimètres, ainsi qu'une sélection minutieuse des données se sont avérés nécessaires pour atteindre de telles précisions. Les mesures de gravité ainsi réalisées ont permis d'imager les variations des stocks d'eau à l'échelle locale avec une résolution hebdomadaire sur la majeure partie de la saison des pluies en 2009. Les résultats principaux peuvent être résumés comme suit:

- Les variations du niveau d'eau dans la mare influencent le signal gravimétrique mesuré à la station située sur la mare avec une amplitude de l'ordre de 500 nm s⁻². Les variations de gravité ne pouvant être expliquées par le remplissage de la mare sont du même ordre de grandeur (~ 100 nm s⁻²) que les incertitudes de mesure, plus élevées à cette station que sur le reste du réseau aval. En dehors de la surface de l'eau, l'effet du remplissage de la mare sur la gravité est négligeable.
- Les fluctuations de la nappe génèrent une perturbation du signal gravimétrique atteignant au maximum 100 nm s⁻² au voisinage de la mare. Pour la plupart des stations (excepté la station 3), la contribution de la nappe est minoritaire devant l'amplitude du signal gravimétrique mesuré.
- La variabilité du stock d'eau dans la zone non saturée, estimée après correction des effets de la mare et de la nappe, semble avoir un impact majeur sur les mesures microgravimétriques. L'hétérogénéité du stockage de l'eau dans la zone non saturée apparaît comme la source principale de variabilité spatiale du signal gravimétrique à l'échelle locale (variance ~ 280 nm² s⁻⁴).
- Les mesures de microgravimétrie permettent de détecter des zones de stockage transitoires à l'échelle locale intrasaisonnière. Le stockage d'eau dans la zone non saturée varie de +/- 300 mm d'une station à une autre au cours des différentes campagnes de mesure.

- La station de référence gravimétrique apparaît comme une zone de stockage faible par rapport aux autres stations de mesure. La présence d'une case et d'un pilier de mesure pourraient avoir une influence significative sur le signal gravimétrique dû aux variations d'humidité superficielle, confirmant les modèles proposés dans le chapitre 4.
- Un accroissement du stock d'eau (+ 300 mm) est détecté par microgravimétrie à l'embouchure d'une ravine. Cette augmentation de stock peut être expliquée par les processus de concentration et de libération des écoulements de surface au sein du réseau de drainage. Les zones d'épandage sont des points de recharge potentiels de l'aquifère local, jusqu'alors négligé dans les modèles hydrologiques locaux (Henri, 2010) et régionaux (Massuel et al., 2011). La quantification de cet apport hydrique constitue donc un avancement significatif vers la compréhension des processus hydrologiques.

L'ensemble des processus influençant la variabilité spatiale et temporelle du signal gravimétrique ne sont pas compris à l'heure actuelle. La caractérisation des transferts d'eau dans la subsurface nécessite un ensemble de mesures multidisciplinaires, et ne peuvent être expliqués à l'aide d'observations gravimétriques ou hydrodynamiques prises séparément. Bien que les signaux gravimétriques mesurés soient proches de la limite de détection instrumentale, ils apportent une information nouvelle, permettant de quantifier sommairement la variabilité des stocks d'eau à l'échelle locale. De telles mesures gagneraient à être complétées par des mesures de gravimétrie absolue régulières, ou par des mesures continues issues d'un gravimètre supraconducteur, afin de pouvoir estimer les variations temporelles des stocks d'eau en plus des variations spatiales.

Combinées à des mesures hydrodynamiques, les mesures de microgravimétrie forment un outil intéressant pour la calibration et la validation de modèles hydrologiques locaux (Peugeot *et al.*, 2003; Cappelaere *et al.*, 2003; Henri, 2010). Associées à des mesures de géophysique de subsurface (comme les sondages RMP), les données de microgravimétrie permettent d'apporter une information quantitative sur les variations de stock, nécessaire à la compréhension des processus de partition de l'eau entre la surface et l'aquifère. Ces deux méthodes géophysiques apportent des informations complémentaires sur les variations temporelles (gravimétrie), ainsi que spatiales (RMP) des stocks d'eau dans la zone non saturée et la zone saturée.

Enfin les mesures microgravimétriques permettent d'acquérir un jeu de données distribué spatialement et temporellement. De tels jeux de données sont nécessaires pour étudier la représentativité spatiale des mesures de gravimétrie absolues, utilisées pour effectuer des comparaisons de gravimétrie sol et spatiale.

Chapitre 7

Conclusion générale

La réponse hydrologique d'un système continental aux variations climatiques est extrêmement complexe du fait de la nature du système terrestre, transformant les précipitations en ruissellement, infiltration et évapotranspiration. La région sahélienne est, de plus, marquée par une forte variabilité des processus hydrologiques à de nombreuses échelles spatiales et temporelles. Les précipitations, survenant lors d'une courte saison des pluies sous forme de violents orages convectifs, génèrent des écoulements sporadiques collectés dans des mares temporaires, à partir desquelles des processus d'infiltration profonds vers la nappe prennent naissance. La caractérisation et la quantification des ressources en eau sont, de ce fait, extrêmement complexes car il n'existe pas de relation directe entre les précipitations et les variations des stocks d'eau.

Les mesures gravimétriques présentent le rare avantage d'être sensible aux variations de stock d'eau sur toute la colonne de sol, intégrées de la surface aux aquifères. Combinée à des mesures hydrodynamiques, cette donnée permet d'apporter de nouvelles indications sur le système hydrologique étudié. L'information obtenue dépend toutefois de la stratégie d'observation employée. Ainsi des mesures périodiques de gravimétrie absolue permettront de contraindre les variations temporelles des stocks d'eau sur un volume de quelques centaines de mètres cube, les données dérivées des satellites GRACE peuvent être utilisées pour estimer les effets des redistributions des masses d'eau à l'échelle du globe, et les mesures de gravimétrie relatives permettent d'accéder aux variations spatiales des stocks d'eau sur des réseaux d'étendue kilométriques. Ces trois dispositifs expérimentaux ont été mis en œuvre dans le cadre de cette thèse. Les principaux résultats obtenus peuvent être résumés comme suit.

Séparation des effets locaux et globaux

Les mesures de gravimétrie absolue effectuées quatre fois par an de juillet 2008 à juillet 2010 à Wankama ont permis de détecter un cycle saisonnier d'une amplitude de l'ordre de 100 nm s^{-2} , en lien avec la mousson ouest africaine. Ces données contiennent un signal hydrologique local ($< 10 \text{ km}$), dû à l'attraction newtonienne des masses d'eau présentes au voisinage du point d'observation, et un signal global (quelques centaines de km), dû aux processus combinés de l'attraction newtonienne et de la déformation élastique de la croûte terrestre. Avant d'étudier les processus hydrologiques à l'échelle locale, les mesures de gravimétrie doivent donc être corrigées de la contribution globale (e.g. Longuevergne *et al.*, 2009). Habituellement, cette correction est réalisée en utilisant un formalisme de convolution, associant les fonctions de Green aux distributions de masses d'eau prédites à l'échelle du globe par des modèles hydrométéorologiques. Nous montrons que les données de la mission GRACE permettent

également d'estimer la contribution hydrologique globale au signal gravimétrique. Pour notre site d'étude, les effets hydrologiques de grande longueur d'onde contribuent pour 20 à 35 nm s^{-2} (soit ~ 20 à 30 %) au signal gravimétrique total. Il s'avère que, sur notre première année de mesure, l'application d'une correction des effets hydrologiques globaux estimée selon les données GRACE permet de réduire significativement (13 %) l'écart type de la différence entre valeurs modélisées et mesurées du cycle gravimétrique local annuel. Cette comparaison ne peut être effectuée sur la deuxième année de mesure, la valeur de la gravité mesurée en juillet 2009 peinant à être expliquée par les processus hydrologiques locaux.

Comparaison de méthodes géophysiques

Plusieurs méthodes géophysiques et hydrodynamiques ont pu être comparées au cours de cette thèse. Les mesures de gravimétrie absolue permettent d'estimer les variations temporelles de la gravité, sensibles aux variations des stocks d'eau superficiels et souterrains dans un rayon de quelques centaines de mètres autour du gravimètre. Combinées à des mesures de piézométrie et d'humidité du sol, les mesures de gravimétrie absolue apportent une contrainte sur la porosité de drainage de l'aquifère dans la zone de fluctuation de la nappe. Nous estimons ainsi entre 2 et 6 % la valeur locale de la porosité de drainage de l'aquifère. Cette valeur peut être comparée aux teneurs en eau de l'aquifère estimées par sondages RMP entre 5 et 10 % au niveau de la case de mesure gravimétrique. Les différences entre les valeurs de porosité estimées par gravimétrie et RMP peuvent s'expliquer par des différences de résolution entre les deux méthodes, la RMP intégrant sur la verticale un volume bien plus large que la gravimétrie. De plus la gravimétrie est sensible à une fraction de la teneur en eau de l'aquifère plus faible (proche de la porosité de drainage) que celle perçue par la méthode RMP (proche de la porosité cinématique). Il n'existe pas encore, à l'heure actuelle, de relation permettant de lier la porosité de drainage à la porosité cinématique, ces deux valeurs étant dépendantes des propriétés du milieu étudié (Boucher *et al.*, 2009b). Enfin, les mesures gravimétriques et RMP sont chacune soumises à leur incertitudes propres, principalement reliées à la présence d'eau dans la zone non saturée pour la gravimétrie et à la méthode d'inversion du signal choisie pour la méthode RMP (il n'existe pas de solution unique).

Ce travail de thèse a également permis de mettre en évidence les différences de sensibilité entre les mesures de gravimétrie absolue et relative. Les gravimètres absolus peuvent être utilisés pour suivre les variations temporelles des stocks d'eau à une station donnée, alors que les gravimètres relatifs de terrain ne vont être sensibles qu'aux différences de stockage entre une station donnée et une station de référence. Ces différentes stratégies d'observations ont des

répercussions sur les objets hydrologiques imagés. Par exemple, la gravimétrie absolue est sensible à la montée de la nappe, pouvant être considérée comme relativement homogène à l'échelle locale, alors que la gravimétrie relative sera uniquement sensible aux variations de stocks spatialement hétérogènes, à priori plus superficiels. Cet effet est amplifié par l'instrumentation des sites de mesure. Les stations dédiées aux mesures de gravimétrie absolue doivent être équipés d'un pilier de grande dimension (1 m × 1 m × 1 m) et protégées des agressions extérieures (pluie, vent, poussière etc.) par une case. Ces deux constructions limitent l'effet des variations superficielles des stocks d'eau. Au contraire, les stations CG5 sont uniquement équipées d'un pilier de petite dimension (0.3m × 0.3 m × 0.5 m), ayant peu d'impact sur le signal hydrologique mesuré. Les mesures de gravimétrie relative effectuées sur un pilier adapté seront donc plus sensibles aux variations d'humidité dans le premier mètre de sol, que les mesures de gravimétrie absolue.

Variabilité aux échelles locale et intrasaisonnière

Enfin la campagne de mesure de microgravimétrie a permis d'estimer les variations spatio-temporelles de la gravité à l'échelle locale intrasaisonnière. Le dispositif expérimental mis en œuvre, bien que difficile à mettre et à maintenir en place sur une période de trois mois, a permis d'acquérir une image hebdomadaire des variations spatiales de la gravité sur un réseau d'une dizaine de stations couvrant une surface d'environ 500 × 350 m². Les variations de gravité obtenues sont toujours exprimées par rapport à une station de référence, étant dans ce cas la station de mesure de gravimétrie absolue. Les variations temporelles de la gravité à cette station étant inconnues, nous proposons de réaliser deux types de cartes : des cartes des doubles différences de la gravité et des cartes des écarts par rapport à la moyenne des doubles différences de la gravité. Les doubles différences représentent les variations temporelles des valeurs de la gravité relatives à la station de référence. Les cartes des doubles différences mettent en évidence la singularité de la station de référence par rapport aux autres stations : la gravité varie moins vite à cette station que sur le reste du réseau, suggérant un stockage de l'eau plus faible aux abords directs de la case de mesure gravimétrique. Afin de s'affranchir de cette singularité, nous proposons de nous référer à la moyenne des variations temporelles de la gravité sur le réseau de mesures. Des variations significatives de la gravité apparaissent alors, permettant de détecter des zones de stockage transitoire sur le réseau aval.

Du point de vue de la mesure gravimétrique, les cartes des écarts par rapport à la moyenne des doubles différences fournissent une image de la variabilité spatiale de la gravité à l'échelle locale. Ce type d'information peut être utilisé pour étudier la représentativité spatiale des

mesures de gravimétrie ponctuelles. Du point de vue de la donnée hydrologique, ces cartes fournissent une indication sur la variabilité des stocks d'eau à l'échelle locale. Nous montrons également que la source principale du signal gravimétrique mesuré semble être les variations d'humidité dans la zone vadose. Ceci expliquerait également pourquoi la station de référence apparaît comme une singularité, celle-ci étant située dans une zone ruisselante, qui plus est, protégée de la pluie par une case gravimétrique et disposant d'un pilier de grande dimension. L'acquisition de mesures des stocks d'eau distribuées spatialement est d'un grand intérêt pour la modélisation hydrologique ; l'absence ou le manque de documentation sur le régime hydrologique et ses variations caractéristiques étant une source d'erreur majeure dans les modèles hydrologiques.

Les résultats obtenus au cours de cette thèse montrent que les mesures de gravimétrie absolue et relatives sont des méthodes complémentaires, permettant de détecter les principales signatures hydrologiques issues de la nappe (gravimétrie absolue) ou de la zone vadose (gravimétrie relative). Ces méthodes géophysiques ne sont toutefois que peu informatives lorsqu'elles sont employées seules. Combinées à des mesures hydrodynamiques (limnimétrie, piézométrie, humidité du sol), la gravimétrie permet d'apporter une information nouvelle sur les paramètres hydrogéologiques du milieu et/ou les variations dynamiques des stocks d'eau à l'échelle locale.

L'installation et le maintien d'observatoires multidisciplinaires est vital pour l'évolution des connaissances scientifiques en hydrologie et géophysique. En effet, chaque mesure est limitée par un nombre d'incertitudes qui lui sont propres. Pour accéder à une information sur le milieu hydrologique, un certain nombre d'hypothèses doivent être faites qui ne peuvent être validées ou infirmées qu'en comparaison à une donnée ou mesure complémentaire. La méthode RMP a par exemple été utilisée dans cette étude pour valider l'interprétation du signal de gravimétrie absolue conduisant à estimer la porosité de drainage de l'aquifère. De plus, cette comparaison apporte une discussion sur la nature des signaux perçus par chacune des méthodes. L'interprétation du signal microgravimétrique souffre de l'absence d'un point de contrôle quantitatif, permettant de comparer les variations de stock obtenues dans la zone vadose à des valeurs réelles d'humidité du sol. De plus la pluralité de données permet de ne pas être totalement démunis en cas de défaillance de l'un ou l'autre des dispositifs instrumentaux.

Perspectives

Le bassin versant de Wankama dispose d'un jeu de données hydrodynamiques, et géophysiques (gravimétrie & sondages RMP) unique en Afrique sahélienne. Il serait intéressant de construire un modèle hydrologique couplant les processus de surface aux processus souterrains. Les processus de surface pourraient être simulés grâce au modèle à base physique *r.water.fea* développé spécifiquement pour les régions sahéliennes (Peugeot *et al.*, 2003 ; Cappelaere *et al.*, 2003). Les mesures microgravimétriques formeraient dans ce cadre un outil avantageux pour contraindre les variations de stock d'eau dans la zone non saturée. Les écoulements souterrains pourraient quant à eux être modélisés sur la base des travaux de C. Henri (2010), ayant développé un modèle hydrogéologique du site de Wankama calibré à l'aide des résultats issus de sondages RMP. La gravimétrie absolue pourrait être utilisée de façon complémentaire pour contraindre la porosité de drainage de la nappe. Cette expérience profiterait de plus des travaux de Massuel (2005), Massuel *et al.*, (2011), ayant entrepris une modélisation couplée des processus de surface et des processus souterrains à l'échelle régionale. Massuel *et al.*, (2011) indiquent que cette modélisation pourrait être améliorée par l'assimilation de nouvelles données permettant de caractériser les processus de recharge et les processus de surface. L'établissement d'un jeu de données multidisciplinaires distribué spatialement et temporellement constitue un premier pas dans cette direction.

Plusieurs questions soulevées lors de ces travaux de thèse restent encore en suspens et mériteraient d'être étudiées. Par exemple, quelle est la relation entre la porosité de l'aquifère estimée par gravimétrie et par sondages RMP? Une relation standard peut-elle être définie ou est-elle dépendante des propriétés du milieu étudié? Comment se répartit l'eau dans la zone non saturée? Quelle proportion de l'eau infiltrée sous la mare sert à la recharge de la nappe et quelle proportion sert à la recharge de la zone non saturée? Ces questions, bien sûr, ne peuvent être étudiées sans passer par une étape de modélisation des processus de partition de l'eau entre la surface et la nappe.

Un des enjeux du projet GHYRAF était de procurer une estimation de la gravimétrie au sol permettant de valider les mesures dérivées de la mission GRACE. Dans ce but des mesures de gravimétrie absolues étaient planifiées à Tamanrasset : des écarts significatifs existent en milieu désertique entre les modèles hydrologiques globaux et les données GRACE (Hinderer *et al.*, 2009). Des mesures régulières de gravimétrie absolue devraient permettre de déterminer si les variations des stocks d'eau prédites par les modèles ou dérivées des mesures GRACE sont cohérentes ou non. Pour des raisons d'insécurité géopolitique, ces points de mesures n'ont pas

encore pu être réalisés. La comparaison avec les données GRACE n'a donc pas encore été effectuée et nécessiterait de s'atteler à un problème d'échelle: comment comparer une donnée ponctuelle à une mesure satellite sensibles aux variations de masse avec une résolution maximale de 400 km? Les mesures de microgravimétrie, couplée à un modèle hydrologique, permettrait d'accéder à l'échelle du bassin versant ($\sim 2.5 \text{ km}^2$). L'accès à l'échelle régionale est complexe, mais pourrait être réalisé à l'aide de mesures satellitaires indépendantes (altimétrie, imagerie multi-spectrale, imagerie SAR, etc.). Différents travaux réalisés en ce sens ont par exemple pu montrer l'extension du nombre et de la surface des mares temporaires au Sahel (Gardelle *et al.*, 2010), caractériser la variabilité spatiale des précipitations (Frappart *et al.*, 2009) ou proposer des produits d'estimation méso-échelle de l'humidité du sol (Baup *et al.*, 2011). Il serait intéressant de poursuivre ces travaux afin d'accéder à une information multidisciplinaire à l'échelle régionale en utilisant différents produits satellitaires.

Annexe A

Cahier de terrain de la campagne de
microgravimétrie



Cahier de terrain

Campagne de mesure de microgravimétrie à Wankama-Niger

Du 30 juin au 30 septembre 2009



SOMMAIRE

- 1) Introduction
- 2) Liste et coordonnées des participants
- 3) Informations pratiques et matériel disponible
- 4) Notice d'utilisation du CG5
- 5) Protocole à respecter lors de la mesure
- 6) Description des boucles et sites de microgravimétrie
- 7) Planning
- 8) Fiches terrain

1) INTRODUCTION

La campagne de mesure de microgravimétrie à Wankama s'inscrit dans le cadre du projet GHYRAF (Gravité et Hydrologie en Afrique). L'objectif principal de ce projet est la confrontation entre observations et modèles multidisciplinaires des variations saisonnières des ressources en eau en Afrique de l'Ouest. Un suivi hydrologique régulier et des mesures périodiques de la gravité au sol sont effectués sur les sites de Wankama, Djougou et Diffa. Un des enjeux des campagnes de gravimétrie absolue est l'apport de nouvelles contraintes sur les modèles hydrologiques locaux, notamment sur le paramètre de porosité.

L'objectif de la campagne de microgravimétrie est d'évaluer la possibilité de détecter des variations spatiales de quelques microgals liées à l'hydrologie en utilisant des gravimètres relatifs de type CG5. Un réseau microgravimétrique a été installé sur le site de Wankama. 15 sites sont équipés de piliers en béton dans des zones aux caractéristiques hydrologiques différentes. Des mesures sont également envisagées sur 1 site situé au milieu de la mare, sur la structure métallique supportant l'enregistreur limnimétrique. La précision recherchée des mesures de type CG5 est de 3 microgals. Le signal saisonnier attendu varie entre 0 et 30 microgals selon le site de mesure. Si ces objectifs sont atteints, on cherchera à identifier et à quantifier les processus hydrologiques influençant la gravité (montée de la nappe, remplissage de la mare temporaire) sur le site de Wankama.

2) LISTE ET COORDONNEES DES PARTICIPANTS

Responsables du projet pour chaque partenaire:

Hinderer Jaques - *Directeur de recherche EOST/IPGS - Coordinateur projet GHYRAF*
Jacques.Hinderer@eost.u-strasbg.fr
Tel fixe : (33) 3 90 24 01 17

Favreau Guillaume - *Chercheur IRD/Hydrosciences Montpellier*
favreau@msem.univ-montp2.fr / guillaume.favreau@ird.fr
Tel fixe : 00 (227) 20 75 38 27 / 20 75 26 10
Portable Personnel : 00 227 93 24 68 71

Deroussi Sébastien - *Ingénieur d'études IPGP - responsable du parc de microgravimétrie de l'INSU*
deroussi@ipgp.jussieu.fr
Tel fixe : (33) 1 57 27 84 85
Portable personnel : (33) 6 62 54 83 80

Champollion Cédric - *Maître de conférences Géosciences Montpellier*
cedric.champollion@gm.univ-montp2.fr
Tel fixe : (33) 4 67 14 36 42
Portable personnel : (33) 6 98 97 93 59

Intervenants terrain :

Champollion Cédric (coordonnées ci-dessus)

Pfeffer Julia - *Doctorante EOST sur le projet GHYRAF*
julia.pfeffer@eost.u-strasbg.fr
Tel fixe : (33) 3 90 24 00 34
Portable personnel : (33) 6 87 94 13 65

Oï Monique - *Technicienne IRD / Hydrosciences Montpellier*
monique.oi@msem.univ-montp2.fr / monique.oi@ird.fr
Tel fixe : 00 (227) 20 75 38 27 / 20 75 26 10
Portable personnel: 00 227 96 96 53 36 ou 00 227 90 07 82 98

Mouyen Maxime - *doctorant EOST*
Maxime.Mouyen@eost.u-strasbg.fr
Tel fixe : (33) 3 90 24 00 77
Portable personnel : (33) 6 85 66 63 84

Olivier Robert - *Ingénieur Technicien Administratif à l'IPGP*
roberto@ipgp.fr
Tél. : (33) 1 45 11 41 40

Personnes associées au projet :

Boucher Marie - *Volontaire international IRD/Hydrosciences Montpellier*
Tel fixe (standard IRD Niamey): (+227) 20 75 26 10
Portable personnel: (+227) 97 08 70 00
Marie.Boucher@ird.fr

Nazoumou Yahaya - *Enseignant chercheur Université Niamey*
nazoumou@refer.ne

Personnes associées au projet (suite)

Bayer Roger - *Professeur UM2 Géosciences Montpellier*

Roger.Bayer@gm.univ-montp2.fr

Tel fixe : (33) 4 67 14 42 61

Le Moigne Nicolas – *Ingénieur d'études/Géosciences Montpellier*

nicolas.lemoigne@gm.univ-montp2.fr

Tel fixe :(33) 4 67 14 49 81

Portable personnel : (33) 6 84 35 07 88

Luck Bernard – *Ingénieur EOST*

Tel fixe: (33) 3 90 24 03 51

Bernard.Luck@eost.u-strasbg.fr

Contacts chez SCINTREX :

Bill Male *SCINTREX Company - International Sales Manager*

Phone: +1(905) 669-2280 ext.343

Mobile: +1(416) 854-1998

bmale@scintrexltd.com

Stephen Morton *SCINTREX Company - Customer Service Manager*

Tel: +1-905-669-2280 ext. 204

Fax: +1-905-669-9899

Cell : +1-416-854-8890

smorton@scintrexltd.com

Contacts pratiques sur place :

Tel. Portable de la mission : 97 49 91 25 (cartes Celtel)

Standard IRD Niamey

Tel Fixe: (227) 20 75 26 10

David Tahirou *IRD Niamey*

Tel Fixe: (227) 20 75 26 10

Portable personnel: 94 85 47 39

Hachimou.Tahiroubana@ird.ne

Faty *IRD Niamey*

Tel Fixe: (227) 20 75 31 15

Portable personnel: 93 93 03 58

Fatouma.MaigaSadou@ird.fr

Pierre Genthon *IRD Niamey*

Portable personnel: 96 24 14 95

Pierre.genthon@ird.ne

Issoufou *IRD Niamey*

Portable personnel: 96 07 31 97

ANNEXE A : CAHIER DE TERRAIN DE LA CAMPAGNE DE MICROGRAVIMETRIE

En cas de pannes ou problèmes techniques avec les instruments contacter Sébastien Deroussi et Nicolas Le Moigne. Si vous les contactez par mail, envoyer une copie à Jaques Hinderer, Cédric Champollion, et Julia Pfeffer. Vous serez redirigés si nécessaire vers les contacts Scintrex.

En cas de problème pratique sur place (besoin de matériel, informations sur le site...), contacter Guillaume Favreau, Marie Boucher, ou Monique Oï.

En cas de soucis lors du déroulement de la mission, contacter Julia Pfeffer et Jacques Hinderer. Contacter également en copie par mail Cédric Champollion, Sébastien Deroussi, Guillaume Favreau.

3) INFORMATIONS PRATIQUES ET MATERIEL DISPONIBLE

L'accès au téléphone, à une salle informatique et à internet est possible à l'IRD de Niamey (IRD Av. de Maradi - BP 11416 Niamey – NIGER).

Du matériel de camping (moustiquaires, tentes, matelas, thermos) est stocké dans le local de gravimétrie de l'IRD de Niamey.

Matériel à prévoir (et à réexpédier en France) :

- CG5 #167 et #424 (bagués)
- 2 trépieds
- Batteries (11.1V)
- Blocs d'alimentation
- Câbles pour transférer les données
- Caisses de transport
- Ordinateur portable équipé du logiciel SCUTIL
- 2 sacoches de transport
- 2 boussoles
- 2 poubelles à oreille dont on a ôté le fond et le couvercle (protection contre le vent)
- 2 mètres ruban
- GPS
- 2 grands parapluies (protection contre le soleil)
- 2 lampes de poche (si mesures en soirée après 19h)
- 2 carnets de terrain
- Paire de bottes en caoutchouc

Deux fois deux nuits par semaine sont à prévoir sur place. Une case d'accueil a été construite (latitude : 13.6527 N, longitude : 2.6412 E). L'électricité y est fournie par panneaux solaires, et de l'eau courante est fournie au puits artésien situé à 100 m. Notez que l'eau est sulfatée d'odeur moyennement agréable mais potable (eau dénuée de germes, eau fossile d'âge > 20 000 ans).

Le dernier intervenant sur place devra s'occuper de ranger le matériel dans ses caisses vertes, en vérifiant cette liste. Les SCINTREX doivent être éteints, avec les batteries ôtées.

4. NOTICE D'UTILISATION DU CG5

Notice rédigée par Sébastien Deroussi en novembre 2006, modifiée par Julia Pfeffer en juin 2008

4.1 Généralités.

Le gravimètre est un instrument fragile (et cher) qu'il faut manipuler avec délicatesse. Il faut éviter autant que possible de lui faire subir des chocs, des secousses ou de fortes inclinaisons.

Transport :

Eviter les secousses.

En voiture, le transporter dans sa caisse verte, si possible sur le siège passager attaché avec la ceinture de sécurité.

En avion : lors du passage en soute le gravimètre doit être éteint et sans les batteries.

Attention ! Toujours éteindre le gravimètre (on/off) avant de retirer les batteries.

Avant de commencer la campagne, mettre le gravimètre en chauffe et attendre que la température soit stable (48h max).

Hors acquisition

Lorsque le gravimètre n'est pas en acquisition il doit être alimenté (secteur ou batteries) et nivelé (voir paragraphe 4. 4. Effectuer une mesure). Tout arrêt d'alimentation du gravimètre entraîne une chute de température dans l'enceinte du capteur. Il est alors impératif d'attendre (jusqu'à 48 heures) que le gravimètre revienne en température et se stabilise avant de reprendre la campagne. Il faut aussi vérifier tous les paramètres du gravimètre.

Les menus :

On navigue dans les menus en utilisant les flèches situées en bas à droite du gravimètre. Une fois sélectionnés, on peut modifier les paramètres en appuyant sur [F3] (Edit). Pour atteindre le menu principal : appuyer sur le bouton SETUP [4]. On y distingue les sections suivantes :

- Survey : nom du levé, position et décalage horaire choix des unités et systèmes géodésiques
- Autograv : sélection des corrections que le gravi effectue sur la mesure et constantes de calibrations (tilts, temps G.Cal1...)

ANNEXE A : CAHIER DE TERRAIN DE LA CAMPAGNE DE MICROGRAVIMETRIE

- Options : réglages des temps de mesures, du nombre de cycles désiré, du mode d'affichage...
- Clock : Date et heure.
- Dump : Pour transférer les données sur un ordinateur.
- Memory : mémoire disponible.
- Service : contacts Scintrex, mise à jour du logiciel interne, calibration et tests usine.

Avant de partir :

- Vérifier que le matériel est assuré. Pour les voyages à l'étranger, se munir d'un carnet ATA.
- S'assurer que l'on a bien tout le matériel (voir section précédente)

4.2 Avant de commencer une campagne de mesures – configurations.

Setup/Survey :

Survey ID	Indiquer le nom du levé. Si on veut modifier la configuration de ce menu il faut obligatoirement donner un nouveau nom de survey. Pour les mesures de répétition sur Wankama, le nom de survey est wankama.
Customer	Indication facultative
Operator	Indiquer son nom. Indication facultative mais très utile lors du traitement.
Easting	Position géographique du levé (coordonnées de la case FG5 de Wankama - tableau 1 section 6). On précise le sens de la longitude (East / West) avec les boutons E/W situés sous le bouton On/Off. (longitude Wankama = 2.65 Est)
Northing	Idem pour la latitude (latitude Wankama = 13.65 Nord)
Azimuth	Facultatif, direction de la grille
Altitude	Facultatif, altitude du point origine de la grille
UTM Zone	Facultatif, zone UTM du point origine de la grille
UTC Diff.	Décalage horaire. À modifier si l'horloge du gravimètre est en heure locale : mettre les horloges des instruments en T.U. Mettre les GMT diff. à zéro.

Setup/Autograv : Choix des corrections, filtres et paramètres de l'instrument. Utiliser la configuration habituelle:

Tide Correct.	YES
Cont.Tilt Corr.	YES
Auto Reject	YES
Terrain Corr	NO
Seismic Filter	NO pour des mesures au calme (c'est le cas à Wankama). YES si bruit sismique.
Save Raw Data	NO

Setup/Survey/Next page [F1] : paramètres de l'instrument. Ne doivent pas être modifiés sauf Drift Start qu'il faut initialiser au début de la campagne. [→ Drift Start / Edit [F3] / Yes [F5]]

Setup/Options Pour régler les paramètres de la mesure

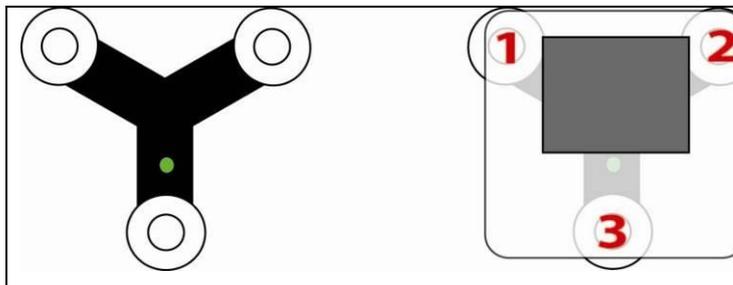
Read Time	60
Cycle time	80
Number of Cycles	5 (sauf pour W17, #Cycles =10)
Start Delay	10 (sauf pour W17, start delay = 60)
Line separation	0
Station separation	0
Auto station increment	NO
Chart scale	1
Measurement	NUMERIC
LCD heater	NO
Record ambient temperature	YES

Note : Les mesures effectuées avec ses configurations prendront 65 secondes (60s « Read time » + 5s « Start Delay».)

4.3 Effectuer une mesure :

Niveler l'appareil :

- Placer le trépied face à soi puis poser le gravimètre dessus en commençant par le coin avant gauche (1 - voir figure - le bout arrondi du trépied doit entrer dans le trou prévu à cet effet),



puis le coin avant droit (2 - le bout arrondi du trépied doit entrer dans une gorge) et terminer par le pied restant qui s'appuie sur un méplat (3).

- Appuyer sur On/Off pour allumer l'appareil.
- modifier la station si besoin (EDIT [F3]) puis LEVEL [F5].
- Niveler l'appareil en réglant les vis du trépied. Ne pas toucher à la vis du pied qui porte la bague (pied 1). La mesure peut être lancée lorsque les deux lignes de niveau se croisent dans le petit cercle central ☺.

Le gravimètre est à présent nivelé. Pour accéder au menu principal, appuyer sur SETUP [4]

Lancer la mesure :

À partir de la fenêtre de nivellement (voir paragraphe précédent),

- Appuyer sur READ GRAV [F5] pour lancer la mesure.
- FINAL DATA [F5] pour afficher le résultat
- RECORD [F5] pour enregistrer ou CANCEL [F5] pour éliminer la mesure
- Si RECORD, l'écran suivant affiche le résultat de la mesure et les paramètres utiles au traitement.

Mesures sur le terrain.

Protéger le gravimètre du soleil, de la pluie et éventuellement du vent. S'il y a du bruit d'origine sismique (voitures...), activer le filtre sismique SETUP/AUTOGRAV/Seismic Filter.

La dérive instrumentale :

Le capteur principal du gravimètre est constitué d'une masse suspendue à un ressort. Le ressort n'étant pas parfait, il s'allonge au cours du temps, cet allongement est à l'origine de la dérive instrumentale du gravimètre. Cette dérive variant en fonction des conditions d'utilisation de l'appareil, il est fortement conseillé de transporter l'appareil le moins possible, et lorsqu'il est en état de repos, de le laisser au même endroit, dans les mêmes conditions. Lors de son utilisation, il est nécessaire de réoccuper des points de mesure pour estimer la dérive instrumentale. Le premier point mesuré doit être réoccupé en dernier à la fin de la journée. Si l'on veut déterminer l'évolution de cette dérive au cours de la journée, il faut réoccuper plusieurs points.

Mesures en continu :

Pour mettre le gravimètre en enregistrement continu, procéder de la même façon que décrit précédemment mais avant de commencer les mesures, modifier les paramètres suivants du menu SETUP/OPTION.

Cycle Time	900
#Of Cycles	99999 (base)

Dans les fichiers de sortie l'heure de mesure correspond à la fin de la mesure.

4.4 Transfert des données sur un ordinateur

Le logiciel SCUTIL doit être installé sur l'ordinateur.

Avec le câble USB :

- Activer le programme SCUTIL sur un PC.
- Dans l'onglet « Com parameters », vérifier que la case « USB Interface » est cochée.
- Relier le PC au gravimètre via le câble USB.
- Choisir le répertoire d'enregistrement des données et lancer le téléchargement.

Avec le câble COM1 :

- Brancher le cordon de transfert sur le gravimètre (COM1) et sur l'ordinateur (COM1)
- Lancer le logiciel SCUTIL
- Dans [Com Parametrers] :
 - décocher la case USB interface
 - Port : COM2
 - Maximum Speed : 57600 (c'est la vitesse maximum du gravimètre)
 - Data Bits : 8
 - Parity : None
 - Stop Bits : 1
- Sur le gravimètre, sélectionner Setup/Dump et entrer les mêmes paramètres que sur l'ordinateur.
- Appuyer sur Start Dump [F1].
- ATTENTION ! Il faut lancer Start Dump sur le gravimètre en premier.
- Retourner sur l'ordinateur, sélectionner l'onglet DUMP, cocher éventuellement les cases « Print Text File », « Keep Log File » et « Create XYZ Files » et cliquer sur START DUMP

4.5 Contacts

En cas de problèmes, ne pas hésiter à contacter :

Sébastien Déroussi : +33 1 57 27 84 85 deroussi@ipgp.jussieu.fr

Michel Diament : +33 1 57 27 84 80 diament@ipgp.jussieu.fr portable perso +33 6 85 05 72 85

5. PROTOCOLE A RESPECTER LORS DE LA MESURE

- ▲ Pour assurer une certaine homogénéité des mesures entre les différents opérateurs, il est absolument nécessaire de respecter TOUTES les conditions suivantes.
- ▲ Lire attentivement la section 4 pour toute première utilisation du CG5.

Lors de la réalisation de la boucle

- Transporter l'instrument avec précaution dans sa sacoche (section 4.1)
- Pas de mesures entre 12h et 16h. Ne jamais laisser l'appareil au soleil.
- Commencer et terminer la boucle au point 1 (tableau 1 section 6). Il est important de réaliser ces points minutieusement pour la correction de la dérive instrumentale. (section 4.3)
- Durée maximale d'une boucle : 3h. Au-delà la correction de la dérive sera douteuse.
- Dans la mesure du possible, réaliser les boucles dans le même sens et les points dans le même ordre.
- Noter tout changement dans les fiches terrain section 8.
- A la fin d'une boucle, toujours niveler et alimenter l'appareil (section 4).

Etapas à respecter lors de la mesure

- Poser le trépied au centre du pilier. Poser le pied fixe sur l'emplacement marqué soit par une pige métallique, soit par un trou. Pour les sites où il y a deux piliers, poser le trépied sur le grand pilier.
- Poser l'appareil sur le trépied (section 4.3).
- Protéger l'appareil du soleil avec un grand parapluie.
- S'il y a du vent, protéger l'appareil avec la poubelle renversée.
- Allumer l'appareil.
- Si l'opérateur change, changer le nom de l'opérateur (section 4.2)
- Entrer le numéro de station inscrit sur le tableau 1 section 6 (section 4.2)
- Niveler (section 4.3). Laisser le pied qui porte la bague fixe.
- En chaque site lancer la mesure comme 5 cycles de 60 secondes. (Voir section 4.3 – Read time: 60s, Cycle time: 80s, Start Delay: 5s, Number of cycles: 5. Pour le site W17, Number of cycles: 10, Start Delay: 60 s.)

- Relancer 1 à 2 fois les 5 cycles si on observe:
 - Une tendance (mesures augmentent ou diminuent)
 - Une mauvaise répétition (écart de plus de 5 microgals entre nos points)
 - Une SD supérieure à 0.025 milligals.
 - Des tilts instables (tilt >5 ou <-5)
 - Une température instable du capteur
- Noter les mesures, ainsi que toute observation ou changement par rapport au protocole qui s'avérera nécessaire sur les fiches de la section 8.
- Eteindre l'appareil.
- Transporter l'appareil jusqu'au site suivant.

A la fin du séjour, télécharger les données sur ordinateur à l'aide du logiciel SCUTIL (section 4), les sauvegarder sur clé USB et envoyer le fichier texte par mail à Julia Pfeffer, Cédric Champollion et Sébastien Deroussi (coordonnées section 2).

6. DESCRIPTION DES BOUCLES ET SITES DE MICROGRAVIMETRIE

Le réseau microgravimétrique de Wankama comporte 17 points dont 15 ont été équipés de piliers. Deux des points sont situés au centre de la mare sur des structures plus instables (W16 et W17).

Tableau 1 Coordonnées des points du réseau de microgravimétrie (coordonnées décimales, système géodésique WGS84)

Nom point	Coordonnées	Repère
W01	N13.64921 E2.64673	Case FG5
W02	N13.64951 E2.64741	Piézo 2
W03	N13.64952 E2.64786	Piézo 1
W04	N13.64959 E2.64886	Mare ouest
W05	N13.64982 E2.65020	Mare ouest éloigné
W06	N13.63127 E2.62076	Plateau
W07	N13.64422 E2.63000	Tour de flux -mil
W08	N13.64776 E2.63389	Tour de flux -Jachère
W09	N13.64524 E2.63229	K4 (sonde à neutron)
W10	N13.65108 E2.64751	Nord Piézo 2 (à 175 m)
W11	N13.65019 E2.64726	Nord Piézo 2 (à 80 m)
W12	N13.64945 E2.64652	Piézo 3
W13	N13.64882 E2.64539	Entre WK3 et WK4
W14	N13.64817 E2.64687	Sud Case gravi
W15	N13.65086 E2.64572	Est Piézo 2
W16	~ N13.65003 E2.64813	Echelle limnimétrique
W17	N13.64954 E2.64845	Piézo 0

6.1 Description des boucles

Les sites ont été regroupés en cinq boucles commençant et terminant au point 1 (case FG5). Le point 16 est situé sur une structure trop instable pour être mesuré.

- **Boucle 0 : Points 1, 16 et 1**
 - Boucle contenant le point « mare » à réaliser à pied et en barque en 1h30 environ
 - Maximum du signal, mais structure instable au point 17.
- **Boucle 1 : Points 1, 2, 3, 4, 5 et 1**
 - Boucle contenant P1, P2 et les points à l'est de la mare à réaliser à pied. Passer par le Sud ou le Nord de la mare quand elle est très pleine.
 - Temps estimé 3h
- **Boucle 2 : Points 1, 6, 7, 8, 9 et 1**
 - Boucle contenant les points sur le plateau à réaliser en voiture
 - Temps estimé 3h
- **Boucle 3 : Points 1, 12, 13, 14 et 1**
 - Boucle contenant P3 à réaliser à pied
 - Temps estimé 1h30
- **Boucle 4 : Points 1, 11, 10, 15 et 1**
 - Boucle à réaliser à pied
 - Temps estimé 1h45

ANNEXE A : CAHIER DE TERRAIN DE LA CAMPAGNE DE MICROGRAVIMETRIE

Les sites des boucles 0, 1 3 et 4 sont représentés sur la carte ci-dessous. La mare est temporaire, de superficie variable.

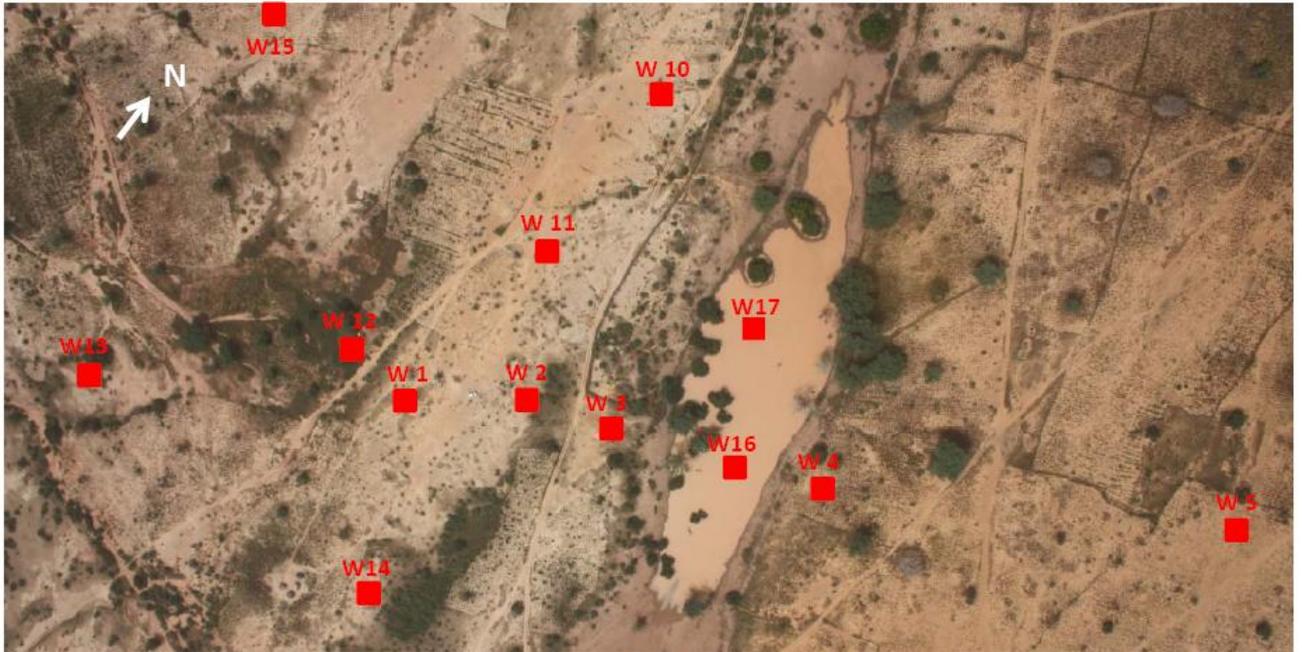


Figure 1 Carte représentant les sites microgravimétriques des boucles 0, 1, 3 et 4 (Photo aérienne prise par Jean Louis Rajot, mi-octobre 2008)

Les points de la boucle 2 (boucle « plateau » contenant W06, W07, W08 et W09) sont représentés sur la carte ci-dessous.

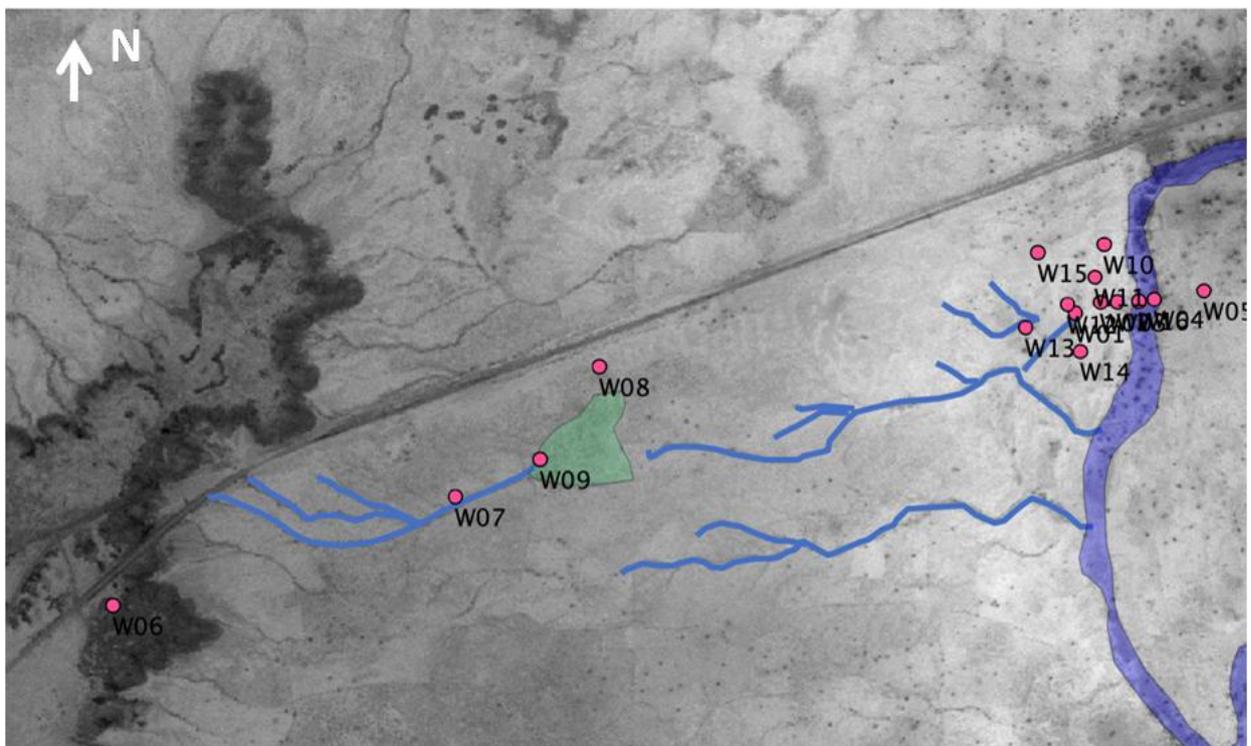


Figure 2 : Carte représentant le réseau microgravimétrique de Wankama (par Cédric Champollion)

Note : Sur la figure 2, le point W07 devrait se situer au Sud du kori.

L'objectif de la mission de microgravimétrie est de réaliser une carte par semaine, chaque boucle étant répétée une fois. Le programme type d'une semaine de terrain est le suivant :

- Jour 1 :
 - Départ de Niamey vers 6h-6h30
 - Arrivée à Wankama entre 8h et 8h30 (ouverture de la caseFG5)
 - **Boucle 2** : 8h30 à 11h 30
 - **Boucle 3** : 16h30 à 18h
 - **Boucle 0** : 18h-19h30
 - Mise des appareils en chauffe et en mesure continue à la case IRD
 - Nuit sur place
- Jour 2 :
 - **Boucle 2** : 8h à 11h
 - **Boucle 3** : 16h30 à 18h
 - **Boucle 0** : 18h-19h30
 - Mise des appareils en chauffe et mesure continue à la case IRD
 - Nuit sur place
- Jour 3 :
 - **Boucle 1** : 8h30 à 11h30
 - Mise des appareils en chauffe et en mesure continue à la case IRD
 - Retour à Niamey en milieu de journée
- Jour 4 :
 - Départ de Niamey vers 6h- 6h30
 - **Boucle 1** : 8h30 à 11h30
 - **Boucle 4** : 16h30 à 18h15
 - Mise des appareils en chauffe et en mesure continue à la case IRD
 - Nuit sur place
- Jour 5 :
 - **Boucle 4** : 8h30 à 10h15
 - Mise des appareils en chauffe et en mesure continue à la case IRD
 - Retour sur Niamey le matin
- Jour 6 : repos
- Jour 7 : repos

En raison des arrivées et départs des intervenants, ce planning peut être légèrement modifié (jours de repos déplacés...). Il est indispensable de réaliser les 4 boucles répétées 2 fois par semaine, et de prévoir l'échange des gravimètres entre les intervenants. Un planning est proposé section 7 pour l'ensemble de la saison. Il est également possible d'annuler le retour sur Niamey en milieu de semaine, s'il est jugé trop fatiguant. Dans ce cas la boucle 4 sera faite pendant les soirées des jours 3 et 4, et pas pendant la matinée du jour 5.

6.2 Descriptif des sites de microgravimétrie

Site 1 : Case FG5



Grand pilier type FG5.

Case fermée. Demander les clés au gardien.

Point de bouclage.

Note : Faire les mesures au centre du pilier, même si elles ont été faites au coin Sud-ouest en février.

Photo réalisée par Monique Oi

Site 2 : Piézomètre 2



Petit pilier type CG5.

Surface du pilier irrégulière.

Point de contrôle de la nappe (piézomètre 2).

Photo réalisée par Monique Oi

Site 3 : Piézomètre 1



2piliers. Faire les mesures au centre du grand pilier type A 10.

Point de contrôle de la nappe (piézomètre 1).

Photo réalisée par Monique Oi

Site 4 : Mare Ouest



Petit pilier type CG5 situé à l'est de la mare temporaire.

Passer par le Sud ou le Nord si la mare est trop pleine.

Photo réalisée par Monique Oï

Site 5 : Mare Ouest éloigné

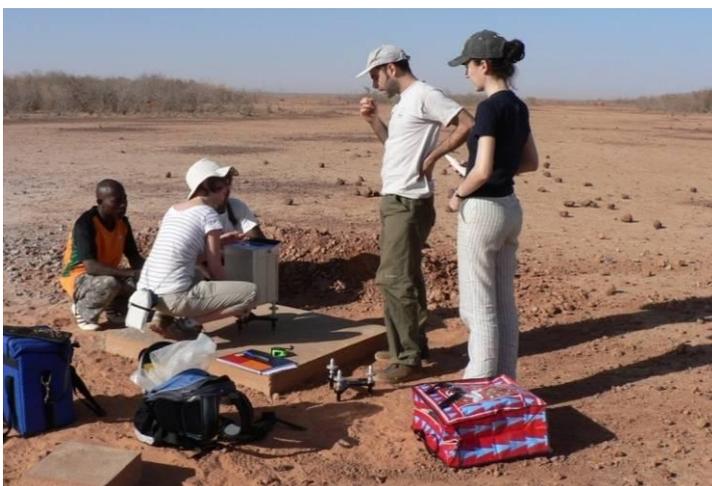


2piliers. Faire les mesures au centre du grand pilier type A 10.

Point situé à 200m à l'est de la mare temporaire.

Photo réalisée par Monique Oï

Site 6 : Plateau



2piliers. Faire les mesures au centre du grand pilier type A 10.

Point situé au sommet du plateau. A joindre en voiture.

Point à priori sans grande variation.

Photo réalisée par Monique Oï

Site 7 : Tour de flux Mil



Petit pilier type CG5.

Point situé sur le versant sableux du bassin, à l'est du point 6. A joindre en voiture.

A proximité d'une tour de flux.

Photo réalisée par Monique Oï

Site 8 : Tour de flux Jachère



Petit pilier type CG5.

Point situé sur le versant sableux du bassin, à l'est du point 7. A joindre en voiture.

A proximité d'une tour de flux.

Photo réalisée par Monique Oï

Site 9 : K4



Petit pilier type CG5.

Point situé sur le versant sableux du bassin, dans la zone d'épandage de la ravine principale.

A l'est du point 8. A joindre en voiture.

Photo réalisée par Monique Oï

ANNEXE A : CAHIER DE TERRAIN DE LA CAMPAGNE DE MICROGRAVIMETRIE

Site 10 : Nord nord P2



Petit pilier type CG5.

Point situé à 175m au Nord du piézomètre 2.

Photo réalisée par Monique Oi

Site 11 : Nord P2



Petit pilier type CG5.

Point situé à 80 m au Nord du piézomètre 2.

Photo réalisée par Monique Oi

Site 12 : Piézomètre 3



Petit pilier type CG5.

Point de contrôle de la nappe (piézomètre 3).

Point abrité.

Photo réalisée par Monique Oi

ANNEXE A : CAHIER DE TERRAIN DE LA CAMPAGNE DE MICROGRAVIMETRIE

Site 13: Entre WK3 et WK4



Petit pilier type CG5.

Point situé à ~ 150 m à l'Ouest de la case FG5.

Photo réalisée par Monique Oï

Site 14 : Sud Case FG5



Petit pilier type CG5.

Point situé à ~ 120m au Sud la case FG5.

Photo réalisée par Monique Oï

Site 15 : Est P2



Petit pilier type CG5.

Point situé à ~ 180m au Nord Ouest de P2

Photo réalisée par Monique Oï

Site 16 : Echelle limnimétrique



Mesures faites sur la structure métallique supportant l'enregistreur limnimétrique.

Point à joindre à pied, puis en barque quand la mare est pleine.

Point de contrôle du niveau de la mare.

Note: L'instabilité de la structure sur laquelle sont faites les mesures rend la mesure plus difficile, mais le maximum de signal devrait être présent à ce point.

Photo réalisée par Monique Oï mi juin 2009.

Site 17 : Piézomètre 0



Mesure faite en février sur un derrick de 2m de haut.

Point de contrôle de la nappe et de la mare (Piézomètre 0)

Prise au vent importante de la structure. Point trop instable pour être mesuré cet été.

Photo réalisée par Monique Oï

7. PLANNING

Intervenants:		Arrivée	Départ
Cédric Champollion		30/06/2009	17/07/2009
Julia Pfeffer		16/07/2009	06/08/2009
		29/08/2009	15/09/2009
Monique Oï		04/08/2009	14/08/2009
Maxime Mouyen		13/08/2009	31/08/2009
Etudiant IPGP		13/09/2009	26/09/2009

Indications:		
T	Journée de terrain	
E	Echange de matériel	
R	Rangement des scintrex dans leurs caisses vertes	

	JUILLET				AOÛT
	Semaine 27	Semaine 28	Semaine 29	Semaine 30	Semaine 31
L	29	6	13	20	27
M	30	7	14	21	28
M	1	8	15	22	29
J	2	9	16	23	30
V	3	10	17	24	31
S	4	11	18	25	1
D	5	12	19	26	2
	AOÛT				SEPTEMBRE
	Semaine 32	Semaine 33	Semaine 34	Semaine 35	Semaine 36
L	3	10	17	24	31
M	4	11	18	25	1
M	5	12	19	26	2
J	6	13	20	27	3
V	7	14	21	28	4
S	8	15	22	29	5
D	9	16	23	30	6

	SEPTEMBRE		
	Semaine 37	Semaine 38	Semaine 39
L	7 T	14 E	21 T
M	8 T	15 T	22 T
M	9 T	16 T	23 T
J	10 T	17 T	24 T
V	11 T	18 T	25 T+R
S	12	19	26 R
D	13 E	20	27

Note : Les semaines de terrain comportent 5 jours sur le site de Wankama. L'aller à Wankama se fait tôt le matin du premier jour (6h-6h30). Un après midi et une soirée de repos sont prévues le troisième jour à Niamey. On revient sur Wankama tôt le matin du quatrième jour (6h - 6h30). Le retour à Niamey se fait le cinquième jour après avoir fini la dernière boucle. L'aller retour Niamey-Wankama peut se faire dans la journée si nécessaire. Si ce rythme est jugé trop fatiguant, il est possible de rester 4 jours sur place à Wankama.

8. FICHES DE TERRAIN

Les fiches terrain sont à compléter minutieusement. Elles contiennent les informations indispensables à l'exploitation des données en cas de perte des fichiers numériques. Le résultat des mesures et tous les paramètres utiles au traitement sont récapitulés sur l'écran s'affichant après l'enregistrement de la dernière donnée du cycle (Record, Section 4.3). On passe d'une mesure à l'autre en utilisant les flèches « haut » et « bas » sur le clavier du CG5.

Ne pas hésiter à noter toute observation pouvant influencer les données.

Annexe B

Comparaison des stations «plateau» et «référence»

La campagne de mesures de microgravimétrie a permis de déterminer les variations spatio-temporelles de la gravité au voisinage de la mare temporaire de Wankama. Le signal gravimétrique mesuré est exprimé de façon relative, soit par rapport à la station de référence, soit par rapport à la moyenne des stations. Pour obtenir les variations temporelles de gravité en chaque point, il aurait fallu:

- supposer que les variations temporelles de la gravité induites par l'hydrologie locale soient nulles à l'une des stations de mesure. La station s'approchant le plus de cette hypothèse aurait été la station plateau. Selon cette hypothèse de variation nulle, les doubles différences de la gravité (équation 6.1) mesurées à la station plateau devraient être égales à l'opposé des variations temporelles de la gravité à la station de référence.
- supposer que les variations temporelles de la gravité induites par l'hydrologie locale sont connues à l'une des stations de mesure. La station s'approchant le plus de cette hypothèse aurait été la station de référence. Dans ce cas, les variations temporelles de la gravité auraient été contraintes par les mesures de gravimétrie absolues de juillet et septembre 2009, ainsi que par le modèle des stocks d'eau locaux présenté dans le chapitre 4.

Malheureusement, les mesures de gravimétrie relative réalisées sur la boucle plateau, ainsi que la mesure de gravimétrie absolue de juillet 2009, se sont révélées être de mauvaise qualité. Nous pouvons toutefois comparer les différences obtenues par gravimétrie absolue et relative entre la station de référence et la station plateau (Figure B.1). Nous faisons l'hypothèse que les variations temporelles de la gravité induites par l'hydrologie locale sont nulles à la station plateau. Par conséquent, les différences de la gravité entre la station plateau et la station de référence peuvent être déterminées à partir de la seule mesure de gravimétrie absolue réalisée au plateau le 21 septembre 2009 et des mesures réalisées à la station de référence les 14 juillet, 15 et 22 septembre 2009. Les mesures de gravimétrie absolues sont corrigées des effets de marée, de surcharge océanique, de pression atmosphérique et de surcharge hydrologique (voir chapitre 5). Les valeurs de gravimétrie relatives sont directement issues de l'ajustement aux moindres carrés réalisé par le logiciel MCGRAVI (voir chapitre 6). Nous indiquons également sur la figure B.1 les valeurs modélisées des différences de la gravité entre la station plateau et la station de référence dues aux fluctuations de la nappe (modèle à deux dimensions, symétrique par rapport à la mare et admettant une porosité de drainage constante, ici fixée à 6%). Comme nous faisons l'hypothèse que les variations des stocks d'eau sont nulles au plateau, la contribution de la nappe est ici simplement calculée comme l'opposé des variations temporelles de la gravité modélisées à la station de référence.

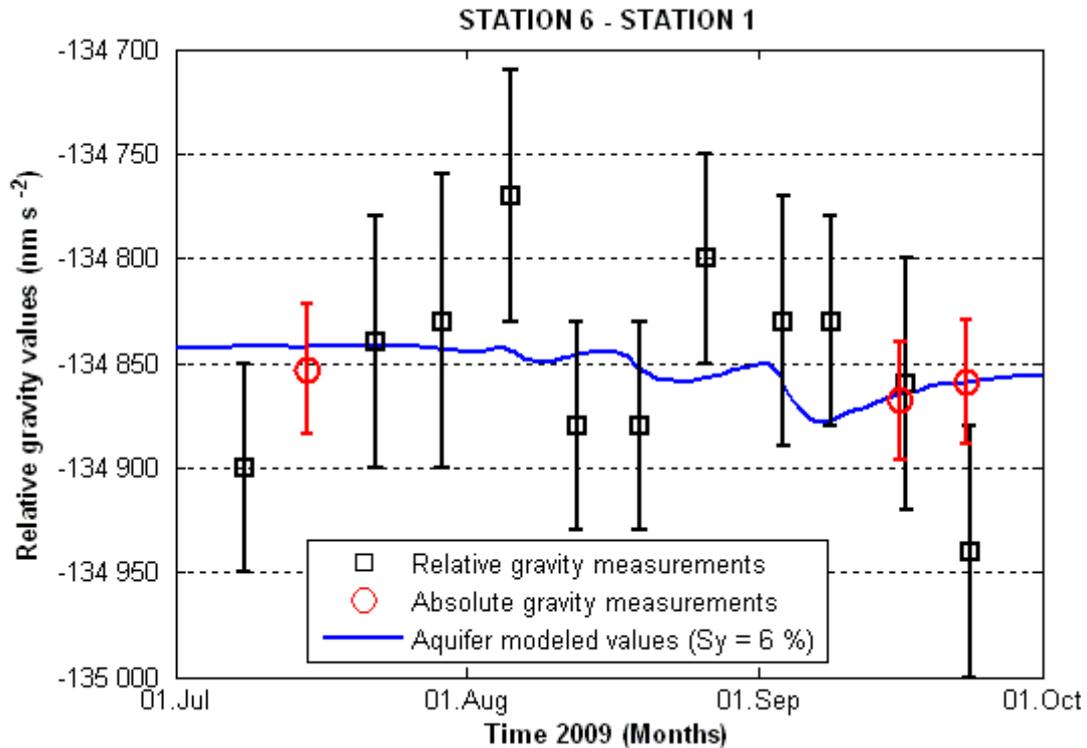


Figure B.1 Comparaison des valeurs relatives de la gravité entre la station plateau et la station de référence, déterminées par gravimétrie relative, gravimétrie absolue et grâce au modèle de nappe présenté dans le chapitre 4.

Nous pouvons remarquer sur la figure B1 que les mesures de gravimétrie relative englobent le signal gravimétrique modélisé et mesuré par gravimétrie absolue entre la station plateau et la station de référence. L'incertitude sur les mesures gravimétriques (relatives et/ou absolues) est en effet trop forte pour pouvoir critiquer un signal hydrologique d'amplitude si faible. Sur cette fenêtre d'observation réduite (juillet à octobre 2009), ni les mesures de gravimétrie relative, ni les mesures de gravimétrie absolues ne contredisent les hypothèses faites sur les variations des stocks d'eau locaux. Elles ne permettent toutefois pas de les confirmer. Nous rappelons que nous supposons que les variations temporelles de la gravité dues aux variations des stocks d'eau locaux sont nulles à la station plateau, et que les variations temporelles de la gravité à la station de référence peuvent être connues à l'aide d'un modèle simple, prenant uniquement en compte les fluctuations de la nappe mesurées par piézométrie.

Bibliographie

- AIEA, 2003. Les sondes à neutrons et à rayons gamma: leurs applications en agronomie. Deuxième édition, Agence Internationale De L'énergie Atomique, Vienne, 76 pp. http://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/TCS-16F-2_web.pdf
- Amalvict, M., Hinderer, J., Makinen, J., Rosat, S. & Rogister, Y., 2004. Long-term and seasonal gravity changes at the Strasbourg station and their relation to crustal deformation and hydrology, *Journal of Geodynamics*, 38, 343-353.
- Ambouta, J.-M.-K., 1984. Contribution à l'édaphologie de la brousse tigrée de l'Ouest Nigérien. Doctor-Engineer Thesis, University of Nancy, France, 116 p.
- AMMA-ISSC, 2005. The international science plan for AMMA. pp. 103. <[http:// amma-international.org/library/docs/AMMA_ISP_May2005.pdf](http://amma-international.org/library/docs/AMMA_ISP_May2005.pdf)>
- Balme, M., Vischel, T., Lebel, T., Peugeot, C., Galle, S., 2006. Assessing the water balance in the Sahel: impact of small scale rainfall variability on runoff Part 1: rainfall variability analysis. *Journal of Hydrology* 331, 336-348.
- Baup, F., Mougin, E., de Rosnay, P., Hiernaux, P., Frappart, F., Frison, P.L., Zribi, M. & Viarre, J., 2011. Mapping surface soil moisture over the Gourma mesoscale site (Mali) by using ENVISAT ASAR data, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 603-616.
- Bayer, R., Lesquer, A., 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest-africain: géométrie d'une suture pan-africaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) 20, 863-876.
- Beilin, J. (2006), Apport de la gravimétrie absolue à la réalisation de la composante gravimétrique du Réseau Géodésique Français, Master thesis, Inst. Géogr. Natl., Paris.
- Bevis, M., Alsdorf, D., Kendrick, E., Fortes, L.P., Forsberg, B., Smalley, R. & Becker, J., 2005. Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response, *Geophysical Research Letters*, 32.
- Biot, M.A., 1941. General theory of three-dimensional consolidation. *J. Appl. Phys.*, 24: 155-164.
- Blewitt, G., Lavalée, D., Clarke, P. & Nurutdinov, K., 2001. A new global mode of Earth deformation: Seasonal cycle detected, *Science*, 294, 2342-2345.
- Boeckh, E., 1965. Contribution à l'étude hydrogéologique de la zone sédentaire de la république du Niger. Ministère des Travaux publics et des Mines de la république du Niger. Rapport technique BRGM / BFBH, DAK 65-A 20. Dakar, Sénégal.
- Bonvalot, S., Diament, M. & Gabalda, G., 1998. Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: a promising tool for monitoring active zones, *Geophysical Journal International*, 135, 470-494.
- Booth, B., Rowell, D., Moufouna-Okia, W., 2010. Sahelian climate: past, current, projections,

- Report of the UK Met Office Hadley Centre, 20 pp, www.oecd.org/swac/climatechange.
- 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., Descloitres, M., Vouillamoz, J.M., Massuel, S., Nazoumou, Y., Cappelaere, B. & Legchenko, A., 2009a. Contribution of geophysical surveys to groundwater modeling of a porous aquifer in semiarid Niger: An overview, *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 800-809.
- Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.M., Nazoumou, Y. & Legchenko, A., 2009b. Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger), *Hydrogeology Journal*, 17, 1805-1815.
- Boucher, M., Favreau, G., Legchenko, A., Pfeffer, J., Nazoumou, Y., Hinderer, J., Cappelaere, B., 2011, Spatiotemporal variations of MRS signal near a temporary pond in the Sahel, Near Surface 2011 – 17th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics Leicester, UK, 12-14 September
- Boulain, N., Cappelaere, B., Ramier, D., Issoufou, H.B.A., Halilou, O., Seghieri, J., Guillemain, F., Gignoux, J., Timouk, F., 2009. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 2. Vegetation and carbon dynamics. *Journal of Hydrology* 375 (1-2), 190-203
- Bower, D.R. & Courtier, N., 1998. Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian Absolute Gravity Site, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 106, 353-369.
- Boy, J.P. & Hinderer, J., 2006. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data, *Journal of Geodynamics*, 41, 227-233.
- Boy, J.P., Hinderer, J. & de Linage, C., 2010. Retrieval of large-scale hydrological signals in Africa from GRACE time-variable gravity fields, *Pure and Applied Geophysics*, submitted.
- Blöschl, G. & Sivapalan, M., 1995. SCALE ISSUES IN HYDROLOGICAL MODELING - A REVIEW, *Hydrological Processes*, 9, 251-290.
- Bromley, J., Edmunds, W.M., Fellman, E., Brouwer, J., Gaze, S.R., Sudlow, J., Taupin, J.D., 1997. Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method. *Journal of Hydrology*, 188-189, 139-154.
- Bruinsma, S., Lemoine, J.M., Biancale, R. & Vales, N., 2010. CNES/GRGS 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation, *Advances in Space Research*, 45, 587-601.
- Budetta, G. & Carbone, D., 1997. Potential application of the Scintrex CG-3M gravimeter for monitoring volcanic activity: Results of field trials on Mt Etna, Sicily, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 199-214.

- Bugaje, I.M., 2006. Renewable energy for sustainable development in Africa: a review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 10, 603–612.
- Burbey, T.J., Warner, S.M., Blewitt, G., Bell, J.W. et Hill, E., 2005. Three-dimensional deformation and strain induced by municipal pumping, part 1: Analysis of field data. *Journal of Hydrology*.
- Cappelaere, B., Vieux, B. E., Peugeot, C., Maia, A., Seguis, L., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology* 279, p. 244-261.
- Cappelaere, B., Descroix, L., Lebel, T., Boulain, N., Ramier, D., Laurent, J.P., Favreau, G., Boubkraoui, S., Boucher, M., Moussa, I.B., Chaffard, V., Hiernaux, P., Issoufou, H.B.A., Le Breton, E., Mamadou, I., Nazoumou, Y., Oi, M., Otle, C. & Quantin, G., 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*, 375, 34-51.
- Casenave, A., Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semiarid areas of West Africa. *Journal of Hydrology* 130, 231-249.
- Christiansen L., Leiria S., He X., Andersen O. B., & Bauer-Gottwein P., 2009. Spatial and temporal gravity data used for hydrological model calibration: Field study of a recharge event in the Okavango Delta, Botswana. *In: Eos Trans. AGU*. Vol. 89 (53) of Fall Meet. Suppl., Abstract H43J-03.
- 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.
- Creutzfeldt, B., Guntner, A., Thoss, H., Merz, B. & Wziontek, H., 2010. Measuring the effect of local water storage changes on in situ gravity observations: Case study of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany, *Water Resources Research*, 46.
- Crowley, J.W., Mitrovica, J.X., Bailey, R.C., Tamisiea, M.E. & Davis, J.L., 2006. Land water storage within the Congo Basin inferred from GRACE satellite gravity data, *Geophysical Research Letters*, 33.
- Cuenca, R.H., Brouwer, J., Chanzy, A., Droogers, P., Galle, S., Gaze, S.R., Sicot, M., Stricker, H., AnguloJaramillo, R., Boyle, S.A., Bromley, J., Chebhouni, A.G., Cooper, J.D., Dixon, A.J., Fies, J.C., Gandah, M., Gaudu, J.C., Laguerre, L., Lecocq, J., Soet, M., Steward, H.J., Vandervaere, J.P. & Vauclin, M., 1997. Soil measurements during HAPEX-Sahel intensive observation period, *Journal of Hydrology*, 189, 224-266
- Debeglia, N. & Dupont, F., 2002. Some critical factors for engineering and environmental microgravity investigations, *Journal of Applied Geophysics*, 50, 435-454.

- de Linage, C., Hinderer, J. & Boy, J.P., 2009. Variability of the Gravity-to-Height Ratio Due to Surface Loads, *Pure and Applied Geophysics*, 166, 1217-1245.
- de Linage, C., Hinderer, J. & Rogister, Y., 2007. A search for the ratio between gravity variation and vertical displacement due to a surface load, *Geophysical Journal International*, 171, 986-994.
- de Marsily G., 1981. Hydrogéologie quantitative. Masson. Paris. 215 p
- Desconnets, J.C., Galle, S., Leduc, C., Peugeot, C., 1995. Les processus de redistribution des eaux en région sahélienne: l'hydrologie dans l'expérience Hapex- Sahel. Journées Hydrologiques de l'ORSTOM: Conférence de Paris, 02-04 mai 1995, Paris, FRA, p. 125-137.
- Desconnets, J.C., Taupin, J.D., Lebel, T. & Leduc, C., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel central super-site: Surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems, *Journal of Hydrology*, 189, 155-178.
- D'Herbès, J.M., Valentin, C., 1997. Land surface conditions of the Niamey region; ecological and hydrological implications, *Journal of Hydrology*, 188-189, 1-4, 18-42.
- Dziewonski A. M. & Anderson D. L., 1981. Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297-356.
- Esteves, M., Faucher, X., Galle, S., Vauclin, M., 2000. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. *Journal of Hydrology*, 228 (3-4), 265-282.
- Estèves, M., Lapetite, J-M., 2003. A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment: a case study in Niger. *Catena* 50 (2-4), 255-271.
- FAO, 2001. State of the world's forests 2001. FAO Forestry Paper No. 140, Rome, Italie.
- FAO, 2003. Forestry Outlook Study for Africa African Forests: a View to 2020. African Development Bank, European Commission and the Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy. 92 pp.
<ftp://ftp.fao.org/docrep/fao/005/Y4526B/y4526b00.pdf>
- Farrell W.E, 1972. Deformation of the Earth by surface loads, *Review of Geophysics and Space Physics*. 10 (3) : 761-797
- 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). Ph.D Thesis, Institut de Recherche pour le Développement de Montpellier & Université de Paris XI, France, 258 pp.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Dray, M., Taupin, J.D., Massault, M., La Salle, C.L., Babic, M., 2002a. Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from H-3 and C-14 modeling, *Ground Water*, 40 (2), 144-151.

- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Guéroa, A., 2002b. Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (Sud-Ouest du Niger), *C. R. Geoscience* 334, 395–401
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N. & Leduc, C., 2009. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review, *Water Resources Research*, 45.
- Frappart, F., Hiernaux, P., Guichard, F., Mougin, E., Kergoat, L., Arjounin, M., Lavenu, F., Koite, M., Paturel, J.-E. & Lebel, T., 2009. Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali, *Journal of Hydrology*, 375, 128-142.
- Frappart F., Ramillien G., Leblanc M., Tweed S.O., Bonnet M-P., Maisongrande P., 2011. An independent Component Analysis approach for filtering continental hydrology in the GRACE gravity data, *Remote Sensing of Environment*, 115(1), 187-204, doi: 10.1016/j.rse.2010.08.017
- Galle, S., Ehrmann, M. & Peugeot, C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern - A case study of tiger bush in western Niger, *Catena*, 37, 197-216.
- Gaombalet, J., 2004. Le gonflement des argiles et ses effets sur les ouvrages souterrains de stockage, Ecole Polytechnique, France, 324 pp.
- Gardelle, J., Hiernaux, P., Kergoat, L. & 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), *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 309-324.
- Gaze, S.R., Simmonds, L.P., Brouwer, J., Bouma, J., 1997. Measurement of surface redistribution of rainfall and modelling its effect on water balance calculations for a millet field on sandy soil in Niger. *Journal of Hydrology* 188–189, 267–284.
- 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 Resources Research*, 45.
- Gendre, T., 2010. Evaluation des différents modèles numériques de terrain du site de Wankama (Niger) pour la restitution des stocks d'eau souterrains et superficiels. Master thesis. Institut National des Sciences Appliquées, Strasbourg, France. 64p
- Gendre, T., Ferhat, G., Hinderer, J., Favreau, G., Cappelaere, B., 2011. Evaluation de l'érosion du bassin versant de Wankama (Niger) par comparaison de différents MNT. XYZ, in press.
- Giannini, A., Biasutti, M., Verstraete, M., 2008. A climate model-based review of drought in the Sahel: Desertification, the re-greening and climate change, *Global and Planetary Change*, 64, 3-4, 119-128, ISSN 0921-8181, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2008.05.004.
- Goutorbe, J.P., Lebel, T., Dolman, A.J., Gash, J.H.C., Kabat, P., Kerr, Y.H., Monteny, B., Prince, S.D., Stricker, J.N.M., Tinga, A., Wallace, J.S., 1997. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology* 189 (1–4), 4–17.

- Greigert, J., Pougnet, R., 1965. Carte géologique de la république du Niger au 1:2 000 000. BRGM éd. Paris, France.
- Greigert, J., 1966. Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemeden (Afrique occidentale). Ministère des Travaux publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. Direction des mines et de la géologie, 2.BRGM éd., 229 p. Paris, France.
- Greigert, J., Pougnet, R., 1967. Notice explicative sur la carte géologique de la République du Niger à l'échelle du 1 : 2 000 000. Ministère des Travaux publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. BRGM éd., Paris, France, 62 p.
- Greigert, J., 1968. Les eaux souterraines de la république du Niger. Ministère des Travaux Publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. Rapport BRGM, 68 ABI 006 NIA, 2 volumes, Niamey, Niger, 407 p.
- Greigert, J. & Bernert, G., 1979. Atlas des eaux souterraines du Niger; état des connaissances (mai 1978). Tome 1, fascicule 5: les nappes du Continental terminal du synclinal de Dogondoutchi. Rapport BRGM 79/AGE/Q01, Orléans.
- Haaz, I. B., 1953, Relations between the Potential of the Attraction of the Mass Contained in a Finite Rectangular Prism and its First and Second Derivatives, *Geofiz. Koezl, Geophysical Transactions*, 2, 57-66.
- Hall N.M.J. & Peyrillé P., 2006. Dynamics of the West African monsoon, *J. Phys. IV France*, 139, 81-99, DOI: 10.1051/jp4:2006139007
- Hasan, S., Troch, P.A., Bogaart, P.W. & Kroner, C., 2008. Evaluating catchment-scale hydrological modeling by means of terrestrial gravity observations, *Water Resources Research*, 44.
- Healy, R.W. & Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge, *Hydrogeology Journal*, 10, 91-109.
- Hector, B., 2010a. Gravimetric response of water table fluctuations in the Sahelian Diffa site (East Niger): local effects including poro-elasticity, *Mémoire de Master, Université de Strasbourg, France*, 51 pp.
- Hector, B., Genthon, P., Le Coz, M., Hinderer, J., Chalikakis, K., Descloitres, M., 2010b. Gravimetric response of water table fluctuations in the Sahelian Diffa site (East Niger): local effects including poro-elasticity, Abstract H12B-05, Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif.
- Hein, L., de Ridder, N., Hiernaux, P., Leemans, R., de Wit, A., Schaepman, M., 2011, Desertification in the Sahel: Towards better accounting for ecosystem dynamics in the interpretation of remote sensing images, *Journal of Arid Environments*, In Press, ISSN 0140-1963, DOI: 10.1016/j.jaridenv.2011.05.002.
- Henri, C., 2010. Modélisation hydrogéologique du site de Wankama, apports des résultats géophysiques ? *Mémoire de Master, Université de Rennes 1*, 32 pp.

- Hiernaux, P., Ayantunde, A., Kalilou, A., Mougin, E., Gérard, B., Baup, F., Grippa, M., Djaby, B., 2009. Resilience and productivity trends of crops, fallows and rangelands in Southwest Niger: impact of land use, management and climate changes. *Journal of Hydrology* 375 (1-2), 65-77.
- Hinderer, J., Andersen, O., Lemoine, F., Crossley, D. & Boy, J.P., 2006. Seasonal changes in the European gravity field from GRACE: A comparison with superconducting gravimeters and hydrology model predictions, *Journal of Geodynamics*, 41, 59-68.
- Hinderer, J., de Linage, C., Boy, J.P., Gegout, P., Masson, F., Rogister, Y., Amalvict, M., Pfeffer, J., Littel, F., Luck, B., Bayer, R., Champollion, C., Collard, P., Le Moigne, N., Diament, M., Deroussi, S., de Viron, O., Biancale, R., Lernoine, J.M., Bonvalot, S., Gabalda, G., Bock, O., Genthon, P., Boucher, M., Favreau, G., Seguis, L., Delclaux, F., Cappelaere, B., Oi, M., Descloitres, M., Galle, S., Laurent, J.P., Legchenko, A. & Bouin, M.N., 2009. The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: Description and first results, *Journal of Geodynamics*, 48, 172-181.
- Hinderer, J., Pfeffer, J., Boucher, M., Nahmani, S., de Linage, C., Boy, J.-P., Genthon, P., Seguis, L. , Favreau, G. , Bock, O., Descloitres, M., and the GHYRAF team, 2011. Land water storage changes from ground and space geodesy: first results from the GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment, *Pure and Applied Geophysics*, in press. Doi: 10.1007/s00024-011-0417-9
- Hoffmann, J., Zebker, H.A., Galloway, D.L. & Amelung, F., 2001. Seasonal subsidence and rebound in Las Vegas Valley, Nevada, observed by synthetic aperture radar interferometry, *Water Resources Research*, 37, 1551-1566.
- Hulme, M., 2001. Climatic perspectives on Sahelian desiccation: 1973-1998. *Global Environmental Change—Human and Policy Dimensions* 11, 19-30.
- Hwang, C.W., Wang, C.G. & Lee, L.H., 2002. Adjustment of relative gravity measurements using weighted and datum-free constraints, *Computers & Geosciences*, 28, 1005-1015.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J.P., Hinderer, J., Luck, B. & Brunet, P., 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France), *Journal of Hydrology*, 359, 105-117.
- Jacob, T., Chery, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J.P., Vernant, P. & Boudin, F., 2009a. Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity, *Geophysical Journal International*, 177, 347-360.
- Jacob, T., 2009b. Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie karstique. Ph.D. Thesis, Université Montpellier 2, Montpellier, France, 283 pp.

- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J. & Le Moigne, N., 2010. Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115, 18.
- Janicot, S., 1992. Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part I: regionalizations and typings. *Journal of Climate* 5, 489–511.
- King, N.E., Argus, D., Langbein, J., Agnew, D.C., Bawden, G., Dollar, R.S., Liu, Z., Galloway, D.L., Reichard, E., Yong, A., Webb, F.H., Bock, Y., Stark, K. et Barseghian, D., 2007. Space geodetic observation of expansion of the San Gabriel Valley, California, aquifer system, during heavy rainfall in winter 2004–2005. *Journal of Geophysical Research*, 112: B03409.
- Krause, P., Naujoks, M., Fink, M. & Kroner, C., 2009. The impact of soil moisture changes on gravity residuals obtained with a superconducting gravimeter, *Journal of Hydrology*, 373, 151-163
- Kroner, C., 2001. Hydrological effects on gravity data of the Geodynamic Observatory Moxa, *J. Geod. Soc. Jpn.*, 47 (1): 353–358
- Kroner, C. & Jahr, T., 2006. Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory, *Journal of Geodynamics*, 41, 268-275.
- Lachassagne P., Baltassat J.M., Legchenko A., Machard de Grammont H., 2005. The links between MRS and the hydrogeological parameters. *Near Surface Geophysics*.3 (4): 259-265.
- Lambert, A. & Beaumont, C., 1977. Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements - Implications for gravitational detection of tectonic movements, *Journal of Geophysical Research*, 82, 297-306.
- Lang, J., Kogbe, C., Alidou, S., Alzouma, K.A., Bellion, G., Dubois, D., Durand, A., Guiraud, R., Houessou, A., Deklasz, I., Romann, E., Salardcheboldaeff, M. & Trichet, J., 1990. The Continental Terminal in West Africa, *Journal of African Earth Sciences*, 10, 79-99.
- Le Barbé, L., Lebel, T., Tapsoba, D., 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950–1990. *Journal of Climate* 15 (2), 187–202.
- Lebel, T., Ali, A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology* 375 (1–2), 52–64.
- Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougin, E., Peugeot, C. & Seguis, L., 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview, *Journal of Hydrology*, 375, 3-13.
- Lebel, T., Le Barbé, L., 1997. Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *Journal of Hydrology* 188–189, 97–122.
- Leblanc, M., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S., Loireau, M., Cappelaere, B., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change* 61 (3–4),

135–150.

- Leduc, C., Broemley J. & Shroeter P., 1997. Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: Some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology*, 189 (1-4): 123-138.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P., 2001. Long-term rise in a sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger, *Journal of Hydrology*, 243, 43-54.
- Le Gal La Salle, C., Fontes, J.C., Andrew & J.N., Schroeter, P., Karbo, A., Fifield, K.L., 1995. Old groundwater circulation in the Iullemeden basin (Niger): preliminary results of an isotopic study. In: "Application of tracers in arid zone hydrology", Vienna symposium, 1994. AISH Publ., 232, p. 129-139.
- Le Gal La Salle, C., Marlin, C., Leduc, C., Taupin, J. D., Massault, M., Favreau, G., 2001. Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (^3H , ^{14}C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger, *Journal of Hydrology*, 254, 1-4, 145-156, doi: 10.1016/S0022-1694(01)00491-7.
- Legchenko, A., Baltassat, J.M., Beauce, A. & Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists, *Journal of Applied Geophysics*, 50, 21-46.
- Legchenko, A., Baltassat, J.M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H. & Vouillamoz, J.M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization, *Ground Water*, 42, 363-373.
- Leiriao, S., He, X., Christiansen, L., Andersen, O.B. & Bauer-Gottwein, P., 2009. Calculation of the temporal gravity variation from spatially variable water storage change in soils and aquifers, *Journal of Hydrology*, 365, 302-309.
- Le Meur E. & Hindmarsh R.C.A. (2000) : A comparison of two spectral approaches for computing the Earth response to surface loads, *Geophys. J. Int.*, 141, 282–298.
- L'hôte Y. & Mahé G., 1996. Afrique de l'ouest et centrale: carte des précipitations moyennes annuelles au 1/6000000ème (période 1954-1989). *Collection des cartes ORSTOM*, ORSTOM éd., Paris, France.
- Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L. & Amalvict, M., 2004. Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies, *Journal of Geodynamics*, 38, 355-374.
- Longman I. M., 1962. A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads. 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, 67, 845–850. 31
- Longman I. M., 1963. A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads. 2. Computations and numerical results, *J. Geophys. Res.*, 68, 485–496.
- Love A. E. H., 1909, The yielding of the Earth to disturbing forces, *Proc. R. Soc. Lond.* 82,73–88
- Longuevergne, L., 2008. Contribution à l'hydrogéodésie. Thèse de Doctorat, Université Pierre et

- Marie Curie, Paris, France, 292 pp.
- Longuevergne, L., Boy, J.P., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., Luck, B. & Hinderer, J., 2009. Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg, *Journal of Geodynamics*, 48, 189-194.
- Love A. E. H., 1909. The yielding of the Earth to disturbing forces, *Proc. R. Soc. Lond. A*, 82, 73-88.
- Lubczynski, M. & Roy, J., 2005. MRS contribution to hydrogeological system parametrization, *Near Surface Geophysics*, 3, 131-139.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. & Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004, *Ocean Dynamics*, 56, 394-415.
- Mamadou, I., Ben Tahar, V., Descroix, L., Moussa, I. B., 2010. Pluies et crues exceptionnelles au Sahel: cas de la région de Niamey au Niger en 2010, Fête de la Science à Niamey. http://www.lthe.fr/catch/news/news_doc/poster_fete_science_niamey_2010.pdf
- Martin-Rosales, W. & Leduc, C., 2003. Variability of the dynamics of temporary pools in a semiarid endoreic system (southwestern Niger), *Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions*, 174-178.
- 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. Ph.D. Thesis, Université Montpellier 2, France, 238 pp.
- Massuel, S., Favreau, G., Descloitres, M., Le Troquer, Y., Albouy, Y. & Cappelaere, B., 2006. Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modeling, *Catena*, 67, 105-118.
- Massuel, S., Cappelaere, B., Favreau, G., Leduc, C., Lebel, T., Vischel, T., 2011, Integrated surface groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a Sahelian aquifer, *Hydrological Sciences Journal*, in press.
- Mémin, A., 2007. Modélisation des variations géodésiques produites par la fonte d'un glacier, en termes de déplacement et d'inclinaison du sol, et de l'effet sur le champ de pesanteur. Mémoire de master, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France. 42 pp.
- Merlet, S., Kopaev, A., Diament, M., Geneves, G., Landragin, A. & Dos Santos, F.P., 2008. Micro gravity investigations for the LNE watt balance project, *Metrologia*, 45, 265-274.
- Merriam, J.B., 1992. Atmospheric-pressure and gravity, *Geophysical Journal International*, 109, 488-500
- Monfort, M., 1996. Reconstitution géologique des aquifères du Continental Terminal dans la région de Niamey. Mémoire de 2e cycle universitaire (maîtrise), 50 p. Université de Montpellier II, France.

- Montgomery, E.L., 1971. Determination of coefficient storage by the use of gravity measurements. Ph.D. Thesis, University of Arizona, Tucson. 144pp.
- Nagy D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics* 31, 362–371.
- Nagy, D., Papp, G. & Benedek, J., 2000. The gravitational potential and its derivatives for the prism, *Journal of Geodesy*, 74, 552-560.
- Nagy, D., Papp, G. & Benedek, J., 2002. The gravitational potential and its derivatives for the prism (vol 74, pg 552, 2001), *Journal of Geodesy*, 76, 475-475.
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C. & Jahr, T., 2008. Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters, *Journal of Geodesy*, 82, 543-553.
- Nicholson, S.E., 1980. The nature of rainfall fluctuations in subtropical West-Africa. *Monthly Weather Review* 109, 2191–2208.
- Nicholson, S.E., 2000. Land surface processes and Sahel climate. *Reviews of Geophysics* 38, 117–140.
- Nicholson, S.E., 2001. Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research*, 17 (2), p. 123-144
- Nicholson, S.E. & Grist J.P. 2001, A Conceptual Model For Understanding Rainfall Variability In The West African Sahel On Interannual And Interdecadal Timescales, *Int. J. Climatol.* 21: 1733–1757, Doi: 10.1002/Joc.648
- Niebauer, T.M., Sasagawa, G.S., Faller, J.E., Hilt, R. & Klopping, F., 1995. A new generation of absolute gravimeters, *Metrologia*, 32, 159-180.
- Niebauer T., 2007. Chapter 3.03: Gravimetric Methods – Absolute Gravimeter: Instruments Concepts and Implementation, *in Treatise on Geophysics*, pp. 43-64, ed. Herring T., Amsterdam; London: Elsevier.
- Olsson, L. Eklundh, L., Ardo, J., 2005. A recent greening of the Sahel-trends, patterns and potential causes, *Journal of Arid Environments*, 63 (3) 556-566, ISSN 0140-1963, DOI: 10.1016/j.jaridenv.2005.03.008.
- Ozer, P., Hountondji, Y.-C., Niang, A., Karimoune, S., Manzo, O. L., Salmon, M., 2010. Désertification au Sahel : historique et perspectives, *BSGL*, 54, 69-84, ISSN: 0770-7576
- Pagiatakis, S., 1990. The response of a realistic Earth to ocean tide loading, *Geophys. J. Int.*, 103, 541–560.
- Peltier W. R., 1974. The Impulse response of a Maxwell Earth, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12,4, 649–669.
- Peugeot, C. 1995. Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant sahélien (Niger): Expérimentations in situ et modélisation, PhD Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 305 p.

- Peugeot, C., Estèves, M., Galle, S., Rajot, J.-L., Vandervaere, J.P., 1997. Runoff generation processes: Results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology* 188-189, p. 179-202.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B.E., Seguis, L. & Maia, A., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening, *Journal of Hydrology*, 279, 224-243.
- PNUD, 2010. Rapport sur le Développement humain 2010, PNUD, <http://hdr.undp.org/fr/>
- Pool, D.R., 2008. The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona, *Geophysics*, 73, WA49-WA59.
- Pool, D.R. & Eychaner, J.H., 1995. Measurements of aquifer-storage change and specific yield using gravity surveys, *Ground Water*, 33, 425-432.
- Ramier, D., Boulain, N., Cappelaere, B., Timouk, F., Rabanit, M., Lloyd, C.R., Boubkraoui, S., Metayer, F., Descroix, L. & Wawrzyniak, V., 2009. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel-1. Energy and water, *Journal of Hydrology*, 375, 204-216.
- Ramillien, G., Frappart, F., Cazenave, A. & Guntner, A., 2005. Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids, *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 283-301.204-216.
- Raynaud, C., 2001. Societies and nature in the Sahel: ecological diversity and social dynamics. *Global Environmental Change* 11, 9–18.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D., Polcher, J., 2006. African monsoon, multidisciplinary analysis (AMMA): an International research project and field campaign. *Bulletin American Meteorological Society* 87 (12), 1739–1746.
- Reigber, C., Schmidt, R., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K. - H., Schwintzer, P., Zhu, S. Y., 2005. An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S, *Journal of Geodynamics*, 39, 1, 1-10, doi: 10.1016/j.jog.2004.07.001.
- 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. & Toll, D., 2004. The global land data assimilation system, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 381-394.
- Schirov, M., Legchenko, A., Creer, G., 1991. A new direct non-invasive groundwater detection technology for Australia. *Exploration Geophysics* 22 , 333–338.
- Schwiderski, E.W., 1980. OCEAN TIDES .2. A HYDRODYNAMICAL INTERPOLATION MODEL, *Marine Geodesy*, 3, 219-255.
- Scintrex Limited, 2009. CG-5 Scintrex Autograv System Operation Manual rev. 4. www.scintrexltd.com/gravity.html

- Seguis, L., Cappelaere, B., Milési, G., Peugeot, C., Massuel, S., Favreau, G., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment, *Hydrological Processes*, 18, 3401-3413.
- Sighomnou, D., Ilija, A., Tanimoun, B., 2010. Evénements De Crues De Juillet A Septembre 2010 Dans Le Niger Moyen, Projet Niger-HYCOS, Autorité du bassin du Niger, Niamey
http://www.lthe.fr/catch/news/news_doc/crue_niger_2010.pdf
- Sultan, B., Janicot, S., 2003. The West African monsoon dynamics. Part II: The "preonset" and "onset" of the summer monsoon. *Journal of Climate* 16 (21), p. 3407-3427.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F. & Watkins, M.M., 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, 305, 503-505.
- Tirat, M., 1964. Contribution à l'étude hydrogéologique du Continental Terminal. Rapport BRGM, NIA.64.A1, Niamey, Niger, 77 p.
- Torge, W., 1989. Gravimetry, 465 pp. Walter de Gruyter, Berlin.
- UNPP, 2005. World Population Prospects: The 2004 Revision and World Urbanization Prospects: The 2003 Revision. http://esa.un.org/unpd/wpp/unpp/panel_population.htm
- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V.D., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Van De Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, L., Janssen, P., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.F., Morcrette, J.J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. & Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961-3012.
- Van Camp, M. & Vauterin, P., 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides, *Computers & Geosciences*, 31, 631-640.
- 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, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111.
- Van Dam, T., Wahr, J., Milly, P.C.D., Shmakin, A.B., Blewitt, G., Lavallee, D. & Larson, K.M., 2001. Crustal displacements due to continental water loading, *Geophysical Research Letters*, 28, 651-654.
- Verheye, W.H., 1990. Une approche agro-pédologique de la désertification. *Sécheresse* 1, 94-97.
- Von Soos, P., 2001. Eigenschaften von Boden und Fels, ihre Ermittlung im Labor, in: Smolczyk, U. (ed) *Grundbau Taschenbuch*, 6. Aufl., Teil 1, Verlag Wilhelm Ernst of Sohn
- Vouillamoz, J.M., 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive: les

- sondages par résonance magnétique protonique. Thèse de doctorat, Université de Paris-XI, Orsay. 315 p
- Vouillamoz, J.M., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y. & Legchenko, A., 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger, *Journal of Applied Geophysics*, 64, 99-108.
- Wenzel H. G., 1996. The Nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30, *Bulletin d'Information des Marées terrestres*. 124: 9425-9439.
- Wu P. & Peltier W. R., 1982. Viscous gravitational relaxation, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 70, 435-485.
- Zerbini, S., Richter, B., Negusini, M., Romagnoli, C., Simon, D., Domenichini, F. & Schwahn, W., 2001. Height and gravity variations by continuous GPS, gravity and environmental parameter observations in the southern Po Plain, near Bologna, Italy, *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 267-279.