Caractérisation et modélisation de la dynamique de l'évapotranspiration en Afrique Soudanienne en zone de socle : interaction entre les aquifères et la végétation

Dorothée Robert Jabot-Robert

▶ **To cite this version:**

Dorothée Robert Jabot-Robert. Caractérisation et modélisation de la dynamique de l'évapotranspiration en Afrique Soudanienne en zone de socle : interaction entre les aquifères et la végétation. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENU024 . tel-00849151

HAL Id: tel-00849151

https://theses.hal.science/tel-00849151

Submitted on 30 Jul 2013

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

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

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Océan Atmosphère et Hydrologie**

Arrêté ministériel :

Présentée par

Dorothée JABOT-ROBERT

Thèse dirigée par **Michel VAUCLIN**
et codirigée par **Isabelle BRAUD** et **Jean-Martial COHARD**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS - Grenoble INP - IRD - UJF)**
dans l'Ecole Doctorale **Terre Univers Environnement**

Caractérisation et modélisation de la dynamique de l'évapotranspiration en Afrique soudanienne en zone de socle

Interaction entre les aquifères et la végétation

Thèse soutenue publiquement le **30 août 2012**,
devant le jury composé de :

M. Alain DASSARGUES
PR, Université de Liège, Département Argenco, Belgique, Rapporteur
Mme Catherine OTTLE
DR, CNRS, LSCE - IPSL, Paris, Rapporteur
M. Eric BLAYO
PR, Université Joseph Fourier, LJK, Grenoble, Président
M. André CHANZY
DR, INRA, Avignon, Examinateur
M. Luc SEGUIS
CR, IRD, HSM, Montpellier, Examinateur
M. Michel VAUCLIN
DR, CNRS, LTHE, Grenoble, Directeur de thèse
Mme Isabelle BRAUD
DR, IRSTEA, Lyon, Co-Directeur de thèse
M. Jean-Martial COHARD
MC, Université Joseph Fourier, LTHE, Grenoble, Co-Directeur de thèse

Les sciences n'essaient pas d'expliquer ; c'est tout juste si elles tentent d'interpréter ; elles font essentiellement des modèles. Par modèle, on entend une construction mathématique qui, à l'aide de certaines interprétations verbales, décrit les phénomènes observés. La justification d'une telle construction mathématique réside uniquement et précisément dans le fait qu'elle est censée fonctionner.

John von Neumann

Remerciements

Avant toute chose, je tiens à remercier l'ensemble des personnes qui ont contribué, ici ou ailleurs, de près ou de loin, à l'aboutissement de ces 3 années de recherche.

Mes remerciements vont en premier à Jean-Martial Cohard, qui m'a encadré et accompagné tout au long de cette thèse, avec beaucoup de disponibilité et d'enthousiasme. Je tiens également à remercier Isabelle Braud et Michel Vauclin qui ont également suivi mon travail pendant ces 3 années.

Je remercie également les autres membres du jury pour leur intérêt porté à mes travaux de recherche. Merci aux 2 rapporteurs, Alain Dassargues et Catherine Ottlé, pour leurs remarques et corrections de mon manuscrit. Merci à Eric Blayo, André Chanzy et Luc Séguis d'avoir accepté d'examiner ma soutenance de thèse.

Je tiens également à remercier l'ensemble des membres du LTHE, et en particulier l'équipe HYBIS qui m'a accueilli, le pôle informatique qui m'a aidé dans mes déboires, le pôle administratif, Hervé Denis pour les analyses de porométrie au mercure...

Je ne remercierai pas assez ceux sans qui ma campagne de terrain n'aurait pas pu avoir lieu : Marc Descloitres, Stéphane Boubkraoui, Simon Afouda, Théo Ouani, Idrissou, Maxime Wubda, Sarah Soubeyran, mais aussi et encore Jean-Martial Cohard et Jean-Pierre Vandervaere, sans oublier les ouvriers qui ont trimé pour cette mission !

Même si ces remerciements n'ont rien de très original, ils sont sincères !

Résumé

Dans un contexte où des millions de personnes dépendent de la ressource en eau exposée au caprice de la mousson en Afrique de l'Ouest, ce travail de thèse vise à mieux appréhender les processus hydrologiques en zone de socle, et notamment à évaluer le rôle de la redistribution latérale de l'eau dans le sol par les interactions entre les réservoirs souterrains, la végétation et l'atmosphère, par la caractérisation et la modélisation à l'échelle de la parcelle et du versant. Ce travail s'appuie sur le dispositif expérimental déployé dans le petit bassin versant de l'Ara dans le cadre de l'observatoire AMMA-CATCH. La mise en œuvre du modèle ParFlow-CLM permet de simuler les transferts dans la zone saturée et la zone non saturée par la résolution de l'équation de Richards en 3D, en étant conditionné par un forçage atmosphérique en surface. Après avoir identifié les paramètres influents pour les transferts verticaux, une caractérisation spatiale de ces paramètres a été menée. La configuration du modèle a ensuite été évaluée en 1D. Il est montré que le modèle reproduit de manière pertinente les séries temporelles du bilan d'énergie et la distribution de l'eau dans le sol. L'effet de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques est ensuite étudié à l'échelle de la parcelle. Enfin, en incluant les géométries de socle connues et une distribution de végétation, les transferts horizontaux souterrains sont mis en évidence avec la formation de zones sèches ou humides en relation avec des distributions spatiales d'évapotranspiration.

Mots clés : zone de socle, climat soudanien, modélisation hydrologique, évapotranspiration, aquifère, bilan d'énergie, bilan d'eau, processus de surface

---

Abstract

In West Africa, millions of people rely on water resources exposed to the monsoon variability. In this context, the aim of this thesis is to better understand hydrological processes in bedrock areas, and more particularly to estimate the role of lateral redistribution of soil water by the interactions between underground reservoirs, vegetation and atmosphere, using hydrogeological prospection and modeling at field and catena scale. This work is supported by the experimental device implemented in the small Ara catchment in the framework of the AMMA-CATCH observatory. The use of the ParFlow-CLM model allows the simulation of transfers in the saturated and the vadose zone by solving the Richards equation in 3D. The model was forced using observed atmospheric forcing at the surface. We first identify influential parameters for vertical water transfers. Then a spatial characterization of these parameters is carried out. The 1D version of the Parflow-CLM model is assessed using observed data. We show that the model provides relevant times series of the surface energy balance and of soil water distribution as compared to the observations. The impact of the spatial variability of the hydraulic parameters at the field scale ($< 1\ ha$) is studied. Finally, the bedrock geometry and the spatial distribution of vegetation are taken into account in the modelling. This allows the identification of horizontal subsurface lateral fluxes, which generate wet and dry patterns, which are related to the spatial distribution of evapotranspiration.

Keywords : bedrock zone, Sudanian climate, hydrological modeling, evapotranspiration, aquifer, energy balance, water balance, surface processes

Table des matières

Remerciements v
Résumé vii
Table des matières ix
Liste des figures xv
Liste des tableaux xxiii
Liste des symboles xxv

Introduction générale **1**

partie I
Contexte de l'étude

1 **Contexte hydrologique et enjeux en Afrique de l'Ouest** **7**
1.1 Climat de l'Afrique de l'Ouest 7
1.1.1 La mousson Ouest-africaine 8
1.1.2 Pluviométrie 8
1.2 Ressources à court terme : eaux de surface 9
1.2.1 Hydrologie des surfaces continentales 9
1.2.2 Variabilité de la mousson Ouest-africaine : programmes HAPEX-Sahel et AMMA . 9
1.2.3 L'observatoire AMMA-CATCH 10
1.3 Ressources à long terme : eaux souterraines 12
1.3.1 Géologie et structure des aquifères 12
1.3.2 Etudes menées dans la zone critique 12

2 **Site d'étude : bassin versant de l'Ara** **17**
2.1 Le climat 17
2.2 La pédologie 21
2.3 La géologie 24
2.4 La végétation 26
Conclusion de la partie I 29

PARTIE II
Les processus hydrologiques et leur modélisation

3 Représentation des processus 33
3.1 Processus hydrologiques et atmosphériques . . . 33
3.2 Description des processus en surface . . . 34
3.2.1 Le bilan radiatif . . . 34
3.2.2 Flux radiatifs mesurés sur le bassin versant de l'Ara . . . 35
3.2.3 Le bilan d'énergie . . . 35
3.2.4 Flux atmosphériques mesurés sur le bassin versant de l'Ara . . . 35
3.3 Description des processus en zone saturée ou non saturée . . . 40
3.3.1 Ecoulements dans les sols . . . 40
3.3.2 Bilan d'eau en surface . . . 41
3.3.3 L'hydrologie sur le bassin versant de l'Ara . . . 41
3.4 Synthèse des connaissances sur le bassin versant de l'Ara et modélisation . . . 43
3.4.1 Rôle clé de l'évapotranspiration . . . 45

4 Modèles choisis pour représenter les processus 47
4.1 Le modèle 1D : SiSPAT . . . 48
4.1.1 Transferts dans le sol . . . 49
4.1.2 Transferts à l'interface sol-végétation-atmosphère . . . 49
4.1.3 Transferts à l'interface sol-plantes . . . 52
4.2 Le modèle 3D : ParFlow-CLM . . . 52
4.2.1 La physique dans ParFlow : équations de transferts de masse . . . 53
4.2.2 La physique dans CLM : équations et termes des bilans d'énergie et de masse à la surface . . . 54
4.2.3 Couplage entre ParFlow et CLM . . . 56
Conclusion de la partie II . . . 56

PARTIE III
Caractérisation du site d'étude

5 Campagne de caractérisation spatialisée des propriétés hydrodynamiques 61
5.1 Stratégie pour la mise en œuvre de la campagne de prospection de terrain . . . 62
5.1.1 Mise en relation des informations spatialisées et des informations locales . . . 62
5.1.2 Echelles de variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques . . . 62
5.2 Méthodologie pour la mise en œuvre de la campagne de prospection de terrain . . . 63
5.2.1 Description de la campagne . . . 63
5.2.2 Description des essais en fosse . . . 64
5.2.3 Identification de zones et localisation des fosses . . . 65
5.3 Protocoles expérimentaux de caractérisation hydrodynamique des sols . . . 70
5.3.1 Prélèvement de cylindres de densité . . . 70

5.3.2 Porométrie au mercure . . . 72
5.3.3 Essais d'infiltrométrie à disque à succion variable . . . 74
5.3.4 Essais d'infiltrométrie 1D avec suivi tensiométrique . . . 77
5.3.5 Caractérisation de la représentativité de la fosse par prospection EM38 . . . 80

6 **Résultats de caractérisation spatialisée des paramètres hydrodynamiques** **81**
6.1 Résultats de caractérisation locale des paramètres hydrodynamiques . . . 81
6.1.1 Essais locaux . . . 81
6.1.2 Caractérisation de la porosité . . . 82
6.1.3 Caractérisation des courbes de conductivité hydraulique . . . 86
6.1.4 Caractérisation des courbes de rétention . . . 88
6.2 Discussions sur la spatialisation des paramètres hydrodynamiques . . . 91
6.2.1 Spatialisation de la porosité . . . 93
6.2.2 Spatialisation des courbes de conductivité hydraulique . . . 94
6.2.3 Spatialisation des courbes de rétention . . . 98
Conclusion de la partie III . . . 98

partie IV
Modélisation des transferts verticaux

7 **Mise en œuvre et améliorations apportées à ParFlow-CLM** **101**
7.1 Configuration retenue pour la modélisation 1D avec ParFlow-CLM . . . 101
7.1.1 Paramètres de sol . . . 102
7.1.2 Paramètres de végétation et de surface . . . 104
7.1.3 Conditions aux limites de la colonne de sol . . . 106
7.2 Sensibilité de la modélisation à la spécification des conditions initiales et aux limites . . . 106
7.2.1 Condition à la limite au bas de la colonne de sol . . . 106
7.2.2 Conditions initiales en pression . . . 108
7.3 Paramétrisation de la végétation . . . 109
7.3.1 Couplage de ParFlow et CLM via la zone racinaire . . . 109
7.3.2 Cycle annuel du LAI . . . 110
7.3.3 Influence de certains paramètres de végétation . . . 110

8 **Simulation des transferts verticaux par les modèles SiSPAT et ParFlow-CLM** **115**
8.1 Simulation par les modèles SiSPAT et ParFlow-CLM . . . 115
8.1.1 Différences dans la configuration de SiSPAT . . . 115
8.1.2 Eau dans le sol . . . 118
8.1.3 Bilan d'eau . . . 119
8.1.4 Bilan d'énergie . . . 122
8.1.5 Température du sol . . . 124
8.2 Comportement pour différents types de végétation . . . 129
8.2.1 Configurations pour une végétation arborée ou arbustive . . . 129

8.2.2 Bilan d'eau et eau dans le sol . . . 130
8.2.3 Bilan d'énergie et température du sol . . . 131

9 Effets de l'hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques à l'échelle de la parcelle 137
9.1 Méthode de spatialisation : les bandes tournantes . . . 137
9.2 Prise en compte de la variabilité de conductivité hydraulique à saturation . . . 138
9.2.1 Configuration . . . 138
9.2.2 Résultats . . . 139
9.3 Prise en compte de la variabilité du point d'inflexion des courbes de rétention . . . 141
9.3.1 Configuration . . . 141
9.3.2 Résultats . . . 142
Conclusion de la partie IV . . . 144

partie V
Modélisation des interactions spatialisées

10 Prise en compte de la géométrie du socle, en 2D 147
10.1 Morphologie du bassin versant de l'Ara . . . 147
10.1.1 Connaissances de la géologie . . . 147
10.1.2 Configurations des modèles pour étudier l'influence de la géologie . . . 149
10.1.3 Interprétation des résultats de simulation vis à vis de la géologie . . . 150
10.2 Propriétés du socle du bassin versant de l'Ara . . . 154
10.2.1 Apports de la RMP en terme de propriétés de socle . . . 154
10.2.2 Configurations des modèles prenant en compte le socle poreux . . . 155
10.2.3 Interprétation des résultats de simulation . . . 155
10.2.4 Influence de l'anisotropie de la conductivité hydraulique . . . 156

11 Prise en compte de la végétation, en 2D 159
11.1 Végétation du bassin versant de l'Ara . . . 159
11.1.1 Répartition de la végétation sur le bassin versant de l'Ara . . . 159
11.1.2 Configuration du modèle pour étudier le rôle de la végétation . . . 159
11.2 Interprétation des résultats de simulation vis à vis de la végétation . . . 161
11.2.1 Interprétation des résultats en terme d'ETR . . . 161
11.2.2 Interprétation des résultats en terme de redistribution d'eau dans le sol . . . 162
Conclusion de la partie V . . . 163

Conclusion générale et perspectives 167

Références Bibliographiques 173

Annexes

A Etude de sensibilité 1D à partir d'observations 185
A.1 Identification des paramètres sensibles du modèle SiSPAT 185
A.1.1 Objectifs de l'analyse de sensibilité 185
A.1.2 Configuration et paramètres analysés 186
A.2 Principe de l'analyse de sensibilité 188
A.2.1 Etape 1 : échantillonnage de l'espace des paramètres analysés 190
A.2.2 Etape 2 : quantification des variations des résultats de simulation 190
A.2.3 Etape 3 : détermination de l'influence des paramètres analysés 191
A.3 Résultats de l'analyse de sensibilité : détermination des paramètres influents 193
A.3.1 Simulations réalisées 193
A.3.2 Indices de sensibilité 195
A.3.3 Paramètres influents 199

B Fiches descriptives des fosses de la campagne de terrain 203

Liste des figures

1.1 Répartition des types de climat et de végétation en Afrique de l'Ouest 8
1.2 Présentation des 3 sites de mésoéchelle de l'ORE AMMA-CATCH : le Gourma Malien (16°N et 1.5°O), le degré carré de Niamey (13.5°N et 2.5°E), la Haute Vallée de l'Oueme (9,5°N et 2°E) ; et du bassin-versant de l'Ara 11
1.3 Principales formations hydrogéologiques en Afrique. D'après Racked *et al.* (1996) 13
1.4 Séries temporelles de pluie et de débit (en haut), d'évapotranspiration (au milieu) et de direction du vent (en bas) pour l'année 2008 sur le bassin versant de l'Ara. D'après Cohard *et al.* (2010) 15
1.5 Principales unités géologiques déterminées à partir de mesures électromagnétiques (EM34) d'études géologiques. Le scintillomètre et ses footprints sont aussi représentés. D'après Descloitres *et al.* (2011) 16

2.1 Bassin versant de l'Ara : topographie et instruments de mesure 18
2.2 Forçage atmosphérique de 2006 à 2009 : précipitations, rayonnement incident de courte longueur d'onde et de grande longueur d'onde, température de l'air, humidité spécifique de l'air, direction du vent par rapport au Nord. En noir : les moyennes journalières ; en gris : les amplitudes journalières. Les périodes sèches (amende clair) et humides (lavande clair) ont été délimitées à l'aide d'un critère sur le déficit de pression de vapeur (Guyot *et al.* 2009b) 20
2.3 Carte des sols du bassin versant de l'Ara. D'après Judex *et al.* (2009) 23
2.4 Courbes de rétention obtenues à partir d'essais de porométrie au mercure. D'après Daïan et Séguis (communication personnelle) 24
2.5 Distribution en isovaleurs des conductivités EM34 sur le bassin versant de l'Ara. D'après Wubda (2003) 25
2.6 Bassin versant de l'Ara : classifications des différents types de végétation. D'après Zin *et al.* (2009) 27
2.7 Albedo, hauteur de végétation et LAI pour une végétation herbacée 28

3.1 Evolution temporelle des termes du bilan d'énergie de 2006 à 2009 sur une jachère herbeuse, en termes de moyenne et amplitude journalière. Rayonnement net (R_n) mesuré par la station météorologique. Flux de chaleur sensible (H) déterminé à partir des mesures scintillométriques ou des mesures d'eddy-covariance. Flux de chaleur latente (LE) déduit comme résidu du bilan d'énergie à partir des mesures scintillométriques. Flux de chaleur dans le sol (G) calculé par la méthode harmonique. En noir, rouge et bleu : moyenne journalière ; en gris, orange et vert : amplitude journalière. 38
3.2 Mesures de débit à l'éxutoire du bassin versant de l'Ara 43
3.3 Relevés piézométriques des hauteurs de nappe de 2004 à 2008, à 3 niveaux dans le versant et 3 profondeurs différentes 43

3.4 Relevés de teneur volumique en eau du sol à plusieurs profondeurs de 2006 à 2009, à 3 altitudes dans le versant 44

4.1 Schéma du modèle SiSPAT. D'après Braud *et al.* (1997). 50
4.2 Schéma des 2 représentations des écoulements en surface. A gauche, à partir du concept de conductance avec une interface d'épaisseur m ; à droite, à partir du concept d'onde cinématique. D'après Kollet et Maxwell (2006) 54
4.3 Schéma du modèle couplé ParFlow-CLM. D'après Maxwell et Miller (2005) 57

5.1 Carte EM34 du Bassin versant de l'Ara, avec la position du scintillomètre et des fosses . . 65
5.2 Implantation des fosses pédologiques dans la partie Sud-Est du bassin versant de l'Ara, sur la carte de conductivité électrique EM34 (en haut), sur l'image satellitaire visible Google (en bas) 69
5.3 Implantation des fosses pédologiques dans la zone autour du gravimètre, sur la carte de conductivité électrique obtenue par traîné électrique de type Schlumberger (en haut), sur l'image satellitaire visible Google (en bas). Les symboles (micaschiste, quartz, amphibolite) sont issus d'une prospection de surface. D'après Descloitres *et al.* (2008b) 71
5.4 Prélèvement de cylindres de densité sur le bassin versant de l'Ara, novembre 2010 72
5.5 Schéma d'un infiltromètre à disque à succion variable 75
5.6 Schéma de la courbe $\ln q_\infty = f(h)$ permettant de déterminer K_S et β 76
5.7 Essais d'infiltrométrie à disque sur le bassin versant de l'Ara, décembre 2010 77
5.8 Schéma d'un infiltromètre à disque 1D avec suivi temporel de la succion à 3 niveaux . . . 78
5.9 Schéma de la courbe $K = f(h)$ permettant de déterminer $\frac{dh}{dz}$ 78
5.10 Schéma de principe de détermination de h_g et n 79
5.11 Essais d'infiltrométrie avec tensiomètres sur le bassin versant de l'Ara, décembre 2010 . . 79
5.12 Prospection EM38 sur le bassin versant de l'Ara, novembre 2010 80

6.1 Porosité obtenue à partir de cylindres de densité. Les diamants sont les valeurs locales, et les barres horizontales sont les moyennes avec leur écart-type. (Les couleurs blue-vert sont les fosses en zone conductrice ; rouge-orange en zone résistive) 84
6.2 Porosité obtenue à partir des essais de porométrie au mercure 86
6.3 Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 50 cm de profondeur 86
6.4 Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 1 m de profondeur 87
6.5 Courbe de conductivité hydraulique issue de l'essai d'infiltrométrie 1D avec suivi tensiométrique réalisé dans la fosse E à 40 cm de profondeur 88
6.6 Courbes de rétention obtenues par porométrie au mercure 89
6.7 Courbes de rétention obtenues par porométrie au mercure (cf. figure 6.6) (y compris les essais antérieurs réalisés sur des échantillons entre 2 et 7 m de profondeur, cf. figure 2.4), et courbes des équations de van Genuchten-Mualem (VGM), van Genuchten-Burdine (VGB) et van Genuchten-Burdine modifié dans le sec (VGB2) 92
6.8 Porosité en fonction de la profondeur pour les fosses dans la zone autour du gravimètre. Les diamants sont les valeurs locales, et les barres horizontales sont les moyennes avec leur écart-type. Les hachures rouges et bleues représentent la moyenne et l'écart-type pour les fosses respectivement résistives et conductrices. 93
6.9 Porosité en fonction de la profondeur pour l'ensemble des fosses. Les diamants sont les valeurs locales, et les barres horizontales sont les moyennes avec leur écart-type. Les hachures rouges et bleues représentent la moyenne et l'écart-type pour les fosses respectivement résistives et conductrices. 94

6.10 Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 50 cm de profondeur, dans les fosses situées près du gravimètre 95
6.11 Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 50 cm de profondeur, dans toutes les fosses 95
6.12 Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 1 m de profondeur, dans les fosses situées près du gravimètre 96
6.13 Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 50 cm de profondeur, dans les fosses éloignées du gravimètre 97
6.14 Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 1 m de profondeur, dans les fosses éloignées du gravimètre 97

7.1 Courbes de rétention (équation de van Genuchten-Mualem) pour les 3 horizons 103
7.2 Courbes de conductivité hydraulique (équation de van Genuchten-Mualem) pour les 3 horizons 103
7.3 Cycle de hauteur de déplacement pour une année 104
7.4 Cycle de LAI pour une année 104
7.5 Profil de densité racinaire d'un couvert herbacé 105
7.6 Evolution de la saturation en eau dans une colonne de sol de 8 m de profondeur, avec une condition limite au fond de Dirichlet ($h = 2$ m à $z = -8$ m) 107
7.7 Evolution du degré de saturation en eau dans une colonne de sol de 5 m de profondeur, avec une condition limite au fond de type Neumann (flux de $1{,}89.10^{-8}$ $m.s^{-1}$ à $z = -5$ m) 107
7.8 Evolution du degré de saturation en eau dans une colonne de sol de 8 m de profondeur, avec une condition limite au fond de type Neumann (flux de $1{,}89.10^{-8}$ $m.s^{-1}$ à $z = -8$ m) 107
7.9 Evolution du degré de saturation en eau dans le sol au cours des 4 années de simulation avec le forçage de 2007 109
7.10 Profils verticaux de la différence de saturation en eau dans le sol les 1^{er} janvier de 2 années consécutives 109
7.11 Profils de densité racinaire utilisés dans les simulations 111
7.12 Evolution temporelle du stock d'eau dans le troisième horizon au cours de l'année 2006 . . 112
7.13 Relation entre les paramètres de végétation étudiés et la variation du stock d'eau dans le troisième horizon 112
7.14 Evolution temporelle du profil de saturation au cours de l'année 2006 pour la simulation **rac-b** 113
7.15 Evolution temporelle du profil de saturation au cours de l'année 2006 pour la simulation **rac-d** 113
7.16 Evolution temporelle du cumul d'évapotranspiration au cours de l'année 2006 113
7.17 Relation entre les paramètres de végétation étudiés et le cumul d'évapotranspiration . . . 113
7.18 Cycle journalier moyen de chaleur latente 114

8.1 Courbes de rétention utilisées pour ParFlow-CLM et pour SiSPAT pour les 3 horizons . . 117
8.2 Courbes de conductivité hydraulique utilisées pour ParFlow-CLM et pour SiSPAT pour les 3 horizons 117
8.3 Profil de densité racinaire d'un couvert herbacé pour ParFlow-CLM et pour SiSPAT . . . 117
8.4 Evolution temporelle du profil du degré de saturation pour ParFlow-CLM, pour une végétation herbacée 118
8.5 Evolution temporelle du profil du degré de saturation pour SiSPAT, pour une végétation herbacée 119
8.6 Evolution temporelle des teneurs volumiques en eau du sol à 4 profondeurs (0,20 ; 0,4 ; 0,6 et 1 m) pour ParFlow-CLM et SiSPAT 120

8.7 Evolution temporelle du cumul annuel des précipitations, de l'évapotranspiration et de la variation de stock d'eau dans le sol pour ParFlow-CLM et SiSPAT 121
8.8 Evolution temporelle de la moyenne et de l'amplitude journalière des 4 termes du bilan d'énergie (rayonnement net, flux de chaleur sensible, flux de chaleur latente, flux de chaleur dans le sol) pour ParFlow-CLM et SiSPAT 123
8.9 Corrélations entre les mesures, les résultats de SiSPAT et ceux de ParFlow-CLM pour le rayonnement net 125
8.10 Corrélations entre les mesures, les résultats de SiSPAT et ceux de ParFlow-CLM pour le flux de chaleur sensible 125
8.11 Corrélations entre les mesures, les résultats de SiSPAT et ceux de ParFlow-CLM pour le flux de chaleur latente 126
8.12 Corrélations entre les mesures, les résultats de SiSPAT et ceux de ParFlow-CLM pour le flux de chaleur dans le sol 126
8.13 Evolution temporelle de la moyenne et de l'amplitude journalière des températures du sol en surface et à 4 profondeurs (0,20 ; 0,4 ; 0,6 et 1 m) pour ParFlow-CLM et SiSPAT . . . 127
8.14 Cycles de LAI (et SAI) utilisés pour la végétation arborée, arbustive et herbacée 129
8.15 Cycles de hauteur de végétation utilisés pour la végétation arborée, arbustive et herbacée 129
8.16 Profils de densité racinaire utilisés pour la végétation arborée, arbustive et herbacée . . . 130
8.17 Evolution temporelle du profil du degré de saturation pour une végétation arborée (à gauche) ou arbustive (à droite) 131
8.18 Evolution temporelle des teneurs en eau du sol à 4 profondeurs (0,20 ; 0,4 ; 0,6 et 1 m) pour des végétations arborée, arbustive et herbacée 132
8.19 Evolution du degré de saturation en eau dans le sol au cours de 4 années de simulation avec le forçage de 2007, pour une végétation arborée (à gauche) et pour une végétation arbustive (à droite) 133
8.20 Evolution temporelle de la moyenne et de l'amplitude journalière des 4 termes du bilan d'énergie (rayonnement net, flux de chaleur sensibles, flux de chaleur latente, flux de chaleur dans le sol) pour des végétations arborée, arbustive et herbacée 134
8.21 Evolution temporelle de la moyenne et de l'amplitude journalière des températures du sol à différentes profondeurs pour des végétations arborée, arbustive et herbacée 135

9.1 Courbes de conductivité hydraulique (en noir : la courbe moyenne par horizon, en gris : les courbes pour chaque maille) 139
9.2 Coupe verticale de la conductivité hydraulique à saturation (K_S) 139
9.3 Evolution temporelle du degré de saturation moyenné latéralement, pour le cas avec bandes tournantes sur K_S 140
9.4 Evolution temporelle du degré de saturation, pour le cas stratifié de référence (sans bandes tournantes) 140
9.5 Evolution temporelle du cumul d'évapotranspiration. En rouge, le cumul d'ETR pour le cas stratifié de référence. En gris, les cumuls d'ETR pour chaque pixel pour le cas avec bandes tournantes sur K_S. En noir, la moyenne sur l'ensemble des pixels du cumul d'ETR pour le cas avec bandes tournantes sur K_S 141
9.6 Evolution temporelle du stock d'eau. En rouge, le stock d'eau dans le sol pour le cas stratifié de référence. En gris, les stocks d'eau pour chaque pixel pour le cas avec bandes tournantes sur K_S. En noir, la moyenne sur l'ensemble des pixels du stock d'eau pour le cas avec bandes tournantes sur K_S 141
9.7 Courbes de rétention (en noir : la courbe moyenne par horizon, en gris : les courbes pour chaque maille) 142

9.8 Coupe verticale de la valeur du point d'inflexion des courbes de rétention (h_g) 142
9.9 Evolution temporelle de la saturation moyennée latéralement, pour le cas avec bandes tournantes sur h_g 143
9.10 Evolution temporelle de la saturation, pour le cas stratifié de référence (sans bandes tournantes) 143
9.11 Evolution temporelle du cumul d'évapotranspiration. En rouge, le cumul d'ETR pour le cas stratifié de référence. En gris, les cumuls d'ETR pour chaque pixel pour le cas avec bandes tournantes sur h_g. En noir, la moyenne sur l'ensemble des pixels du cumul d'ETR pour le cas avec bandes tournantes sur h_g 143
9.12 Evolution temporelle du stock d'eau. En rouge, le stock d'eau dans le sol pour le cas stratifié de référence. En gris, les stocks d'eau pour chaque pixel pour le cas avec bandes tournantes sur h_g. En noir, la moyenne sur l'ensemble des pixels du stock d'eau pour le cas avec bandes tournantes sur h_g 143

10.1 Photo mettant en évidence le pendage de 20° vers l'Est des structures géologiques. Photo : Marc Descloitres 148
10.2 Résultat de l'inversion du grand profil électrique 2D traversant la majorité des structures du Sud-Est du bassin versant d'Ara en faisant apparaître le pendage (lignes noires) et la zone d'intérêt (cercle gris) (L'Est se trouve à droite de l'image). D'après Soubeyran *et al.* (2011) 148
10.3 Position du profil électrique (trait violet) sur la carte EM34 de la partie Sud-Est du bassin versant de l'Ara. Les positions du scintillomètre et des fosses y sont également représentées 149
10.4 Configuration stratifiée comprenant 3 horizons (H1, H2, H3) 149
10.5 Configuration en dents de scie 149
10.6 Profil de degré de saturation pour la configuration en dents de scie le 2 août (nappe au plus bas) 150
10.7 Profil de degré de saturation pour la configuration en dents de scie le 15 octobre (nappe au plus haut) 150
10.8 Evolution temporelle du degré de saturation pour la configuration stratifiée 151
10.9 Evolution temporelle du degré de saturation pour la configuration en dents de scie pour $x = 137,5\ m$ 151
10.10 Evolution temporelle du degré de saturation pour la configuration en dents de scie pour $x = 197,5\ m$ 151
10.11 Evolution temporelle de la distribution latérale d'ETR pour la configuration en dents de scie 152
10.12 Evolution temporelle de la différence de distribution latérale d'ETR entre la configuration en dents de scie et la configuration stratifiée 152
10.13 Evolution temporelle du cumul d'ETR pour chaque pixel du cas en dents de scie et pour le cas stratifié 153
10.14 Moyenne annuelle du cycle journalier des 4 termes du bilan d'énergie pour chaque pixel : rayonnement net (Rn), flux de chaleur latente (LE), de chaleur sensible (H) et de chaleur dans le sol (G) 153
10.15 Configuration en dents de scie avec un socle plus proche de la surface 153
10.16 Profil de degré de saturation pour une configuration en dents de scie avec un socle moins profond, le 2 août (nappe au plus bas) 153
10.17 Profil de degré de saturation pour une configuration en dents de scie avec un socle moins profond, le 15 octobre (nappe au plus haut) 153
10.18 Carte de porosité effective déduite de mesures RMP. D'après Descloitres *et al.* (2011) . . . 154

10.19Configuration en dents de scie comprenant 5 horizons, avec un socle dit profond 155
10.20Configuration en dents de scie comprenant 5 horizons, avec un socle dit peu profond . . . 155
10.21Profil de degré de saturation le 2 août pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle profond 156
10.22Profil de degré de saturation le 15 octobre pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle profond 156
10.23Profil de degré de saturation le 2 août pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle peu profond 156
10.24Profil de degré de saturation le 15 octobre pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle peu profond 156
10.25Profil de degré de saturation le 2 août pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle profond anisotrope 157
10.26Profil de degré de saturation le 15 octobre pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle profond anisotrope 157
10.27Profil de degré de saturation le 2 août pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle peu profond anisotrope 157
10.28Profil de degré de saturation le 15 octobre pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle peu profond anisotrope 157

11.1 Cartographie de la végétation et courbes de niveaux (en noir), et les ravines (en bleu foncé) du bassin versant de l'Ara 160
11.2 Configuration en dents de scie (idem figure 10.20) avec des patchs de végétation 160
11.3 Evolution temporelle de la distribution latérale d'évapotranspiration pour la configuration avec une alternance de végétations herbacée et arborée 161
11.4 Différence au cours de l'année de simulation d'évapotranspiration entre la configuration avec une alternance de végétations herbacée et arborée, et la configuration avec une végétation herbacée 162
11.5 Evolution temporelle du cumul d'ETR pour chaque pixel (gris) et en moyenne sur l'ensemble des pixels (vert) pour la configuration avec de la végétation herbacée. En bleu : le cumul de pluie 162
11.6 Evolution temporelle du cumul d'ETR pour chaque pixel de végétation herbacée (gris), chaque pixel de végétation arborée (gris foncé) et en moyenne sur l'ensemble des pixels (noir) pour la configuration avec une alternance de végétations arborée et herbacée ; et en moyenne sur l'ensemble des pixels (vert) pour la configuration avec de la végétation herbacée 162
11.7 Différence de degré de saturation sur une coupe verticale de sol entre les configurations avec une alternance de végétations herbacée et arborée et avec une végétation herbacée, à 4 dates différentes : 13 février (en haut à gauche), 20 avril (en haut à droite), 2 août (en bas à gauche), 15 octobre (en bas à droite) 164

A.1 Schéma des étapes de l'analyse de sensibilité 190
A.2 Echantillonnage par hypercube latin à 5 points pour 2 paramètres p1 et p2 191
A.3 Séries de rayonnement net (moyennes, minima et maxima journaliers) pour l'année 2006. En vert, les observations ; en gris, les résultats des 80 simulations 194
A.4 Séries de flux de chaleur latente (moyennes, minima et maxima journaliers) pour l'année 2006. En gris, les résultats des 80 simulations 194
A.5 Séries de teneur en eau dans le sol à 20 cm de profondeur, en moyenne journalière pour l'année 2006. En vert, les observations ; en gris, les résultats des 80 simulations 194
A.6 Séries de température dans le sol à 1 m de profondeur, en moyenne journalière pour l'année 2006. En vert, les observations ; en gris, les résultats des 80 simulations 194

Liste des tableaux

2.1 Descriptif des instruments de mesure. D'après Guyot (2010) 18
2.2 Granulométrie réalisée au tamis en 3 classes. (A : horizon avec matière organique ; B : horizons sous-jacent ; C : roche peu dégradée). D'après Galle (communication personnelle) 22

5.1 Localisation des fosses (coordonnées dans le système WGS84 avec la projection UTM31P) et conductivité mesurée par EM34 et par traîné électrique Schlumberger au niveau des fosses (ND = non disponible) (* = fosse non creusée car sol trop dur) 66
5.2 Conductivité mesurée par EM34 et par traîné électrique Schlumberger au niveau des fosses (en bleu : zone conductrice ; en rouge : zone résistive) 67

6.1 Valeurs de densité (d_{sol}) et porosité (p) obtenues à partir des prélèvements de cylindres pour la fosse A et valeurs moyennes et écart-type par horizon de densité ($\overline{d_{sol}}$ et $S_{d_{sol}}$) et porosité ($\overline{p}$ et S_p) 82
6.2 Valeurs moyennes ($\overline{p}$) et écart-type (S_p) de porosité obtenues à partir de 2 ou 3 prélèvements de cylindres par horizon 83
6.3 Valeurs de porosité obtenues avec les essais de porométrie au mercure 85
6.4 Valeurs moyennes par horizon (et écart-type) de porosité obtenues avec les essais de porométrie au mercure 85
6.5 Valeurs retenues des paramètres de l'équation de la courbe de rétention de van Genuchten-Mualem (VGM) 91
6.6 Valeurs retenues des paramètres de l'équation de la courbe de rétention de van Genuchten-Burdine (VGB) 91
6.7 Valeurs retenues des paramètres de l'équation de la courbe de rétention de van Genuchten-Burdine modifié dans le sec, avec $h_o = -60000\ m$ (VGB2) 91

7.1 Paramètres des propriétés hydrodynamiques du sol pour chacun des horizons retenus pour la modélisation 1D de ParFlow-CLM 103
7.2 Paramètres radiatifs retenus pour la modélisation 1D 105
7.3 Analyse de sensibilité de la végétation avec ParFlow-CLM 110

8.1 Paramètres des propriétés hydrodynamiques du sol pour chacun des horizons retenus pour la modélisation 1D avec SiSPAT 116
8.2 Termes du bilan d'eau pour les années 2006 à 2009 pour ParFlow-CLM et pour SiSPAT, en valeur absolue et en pourcentage de la pluie incidente 122

9.1 Paramètres pour l'algorithme des bandes tournantes pour K_S 139
9.2 Paramètres pour l'algorithme des bandes tournantes pour h_g 141

A.1 Paramètres analysés dans l'étude de sensibilité du modèle SiSPAT 189
A.2 Coefficients de corrélation partielle entre le paramètre P (en ligne) et le biais de la variable considérée (en colonne) 196
A.3 Coefficients de corrélation partielle entre le paramètre P (en ligne) et le RMSE de la variable considérée (en colonne) 197
A.4 Coefficients de corrélation partielle entre le paramètre P (en ligne) et le critère de Nash de la variable considérée (en colonne) 198

Liste des symboles

Accronymes :

Accronyme	Signification
	Projets, programmes et observatoires
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
BVET	Bassins Versants Expérimentaux Tropicaux
CATCH	Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
CZO	Critical Zone Observatories
GLOWA	Globaler Wandel des Wasserkreislaufes
HAPEX	Hydrology-Atmosphère Pilot Experiment
IGBP	International Geosphere-Biosphere Programme
RBV	Réseau des Bassins Versants
USDA	United States Department of Agriculture
	Modèles
ParFlow-CLM	Modèle couplé : ParFlow / Common Land Model
SiSPAT	Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model
TSVA	Transferts Sol-Végétation-Atmosphère
1D	1 dimension
2D	2 dimensions
3D	3 dimensions
	Points cardinaux
E	Est
N	Nord
O	Ouest
S	Sud
	Accronymes scientifiques
EM	Electro-Magnétique
ERT	Electrical Resistivity Tomography
ETR	Evapo-Transpiration Réelle
LAI	Leaf Area Index
LW	Long Wave
RMP	Résonance Magnétique des Protons
RMSE	Root Mean Square Error
SW	Short Wave
UTM	Universal Transverse Mercator
WGS	World Geodetic System
ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale

Grandeurs physiques :

Symbole	Unité	Grandeur
A	$[m.s^{-1}]$	constante qui rend compte des effets gravitaires (formalisme de Philip)
a, b	$[m^{-1}]$	paramètres de la fonction de densité racinaire (modèle CLM)
abl	$[-]$	coefficient d'extinction
C_h	$[m^{-1}]$	capacité capillaire
C_k	$[K]$	amplitude de la $k$ième harmonique dans la décomposition de Fourier de $T(z,t)$
c_p	$[J.kg^{-1}.K^{-1}]$	capacité thermique massique de l'air à pression constante
C_s	$[-]$	coefficient de transferts entre l'air dans la canopée et le sol sous-jacent
C_T	$[J.m^{-3}.K^{-1}]$	capacité calorifique volumique du sol
D	$[m]$	diamètre de pore
d	$[m]$	hauteur de déplacement
d_{sol} $(\overline{d_{sol}})$	$[-]$	densité du sol (moyenne empirique de d_{sol})
$d_{matrice},\ d_{eau}$	$[-]$	densité de la matrice solide, de l'eau
D_{ch}	$[W.m^{-2}]$	conductivité isotherme de la vapeur
D_{cT}	$[W.m^{-1}.K^{-1}]$	conductivité thermique apparente
D_{mh}	$[m.s^{-1}]$	conductivité isotherme de l'eau
D_{mT}	$[m^2.s^{-1}.K^{-1}]$	diffusivité isobare de la vapeur
Dir	$[°]$	direction du vent par rapport au Nord
ETR	$[m^3.m^{-2}]$	évapotranspiration réelle
E_v	$[kg.m^{-2}.s^{-1}]$	évaporation de la végétation
$f_d,\ f_w$	$[-]$	fraction sèche, humide de la végétation
f_{rac}	$[m^{-1}]$	fonction de densité racinaire
F_{rac}	$[-]$	fonction de répartition racinaire
g	$[m.s^{-2}]$	accélération de la pesanteur
G	$[W.m^{-2}]$	flux de chaleur dans le sol
h	$[m]$	potentiel capillaire ou matriciel, ou pression, ou hauteur d'eau équivalente
H_m	$[m]$	charge hydraulique ou potentiel total
H $(H_g,\ H_v)$	$[W.m^{-2}]$	flux de chaleur sensible (du sol nu, de la végétation)
h_f (h_{fc})	$[m]$	potentiel foliaire (critique)
$h_s = h_1$	$[m]$	charge hydraulique en surface
h_c	$[m]$	potentiel matriciel séparant les 2 modes de la courbe de rétention (formalisme de Van Genuchten Burdine modifié dans le sec)
h_o	$[m]$	potentiel matriciel pour lequel la teneur en eau est nulle (formalisme de Van Genuchten Burdine modifié dans le sec)
h_g $(h_{g1},\ h_{g2})$ $(\overline{h_g})$	$[m]$	paramètre d'échelle pour lequel la courbe de rétention montre un point d'inflexion (formalisme de Van Genuchten) (valeur moyenne de h_g)
h_{rac}	$[m]$	profondeur racinaire
h_{veg}	$[m]$	hauteur de végétation
I	$[m]$	lame d'eau infiltrée
I_f	$[-]$	pente
$K,\ K_S$ $(\overline{K_S})$	$[m.s^{-1}]$	conductivité hydraulique, à saturation (moyenne de K_S)

Symbole	Unité	Grandeur
k	$[-]$	facteur de forme (formalisme de De Vries)
$LAI,\ SAI,\ VAI$	$[-]$	indice foliaire, indice des tiges, indice de la végétation (Leaf Area Index, Stem Area index, Vegetation Area Index), $VAI = LAI + SAI$
$LE\ (LE_g,\ LE_v)$	$[W.m^{-2}]$	flux de chaleur latente (du sol nu, de la végétation)
L_V	$[J.kg^{-1}]$	chaleur latente de vaporisation
$LW_n\ (LW_{ng},\ LW_{nv})$	$[W.m^{-2}]$	rayonnement net de grande longueur d'onde (sur le sol nu, sur la végétation)
$LW_\downarrow$	$[W.m^{-2}]$	rayonnement descendant de grande longueur d'onde
$LW_\uparrow$	$[W.m^{-2}]$	rayonnement montant de grande longueur d'onde
m	$[kg]$	masse
$n\ (n_1,\ n_2)$	$[-]$	paramètre de forme (formalisme de Van Genuchten)
$p\ (\overline{p})$	$[-]$	porosité (moyenne empirique de p)
$P_{Hg},\ P_{eau}$	$[Pa]$	pression d'injection du mercure, pression capillaire
$P_r,\ P_g$	$[m^3.m^{-2}]$	précipitations, précipitations nettes au sol
q	$[m.s^{-1}]$	vitesse de filtration ou d'écoulement, densité surfacique de flux ou débit volumique par unité de surface
q_∞	$[m.s^{-1}]$	vitesse d'infiltration en régime permanent
$q_a,\ q_{av},\ q_s = q_1,\ q_{sat}$	$[kg.kg^{-1}]$	humidité spécifique de l'air, à z_{av}, à la surface, à saturation
Q_r	$[m^3.m^{-2}]$	ruissellement
Q_p	$[m^3.m^{-2}]$	percolation en profondeur
Q_{mg}	$[kg.m^{-2}.s^{-1}]$	flux de masse en surface
Q_{rac}	$[kg.m^{-2}.s^{-1}]$	flux d'eau extrait par les racines
Q	$[m^3.s^{-1}]$	terme de puits ou source d'eau (notamment en surface)
$R_n\ (R_{ng},\ R_{nv})$	$[W.m^{-2}]$	rayonnement net (sur le sol nu, sur la végétation)
R_a	$[W.m^{-2}]$	rayonnement atmosphérique (de grande longueur d'onde)
R_s	$[W.m^{-2}]$	rayonnement solaire (de courte longueur d'onde)
R_{sto}	$[s.m^{-1}]$	résistance stomatique
R_b	$[s.m^{-1}]$	résistance des feuilles
R_{tot}	$[s.m^{-1}]$	résistance totale des plantes
R_{vH}	$[s.m^{-1}]$	résistance aérodynamique entre la canopée et l'air à z_{av} pour la chaleur
R_{gH}	$[s.m^{-1}]$	résistance aérodynamique entre le sol et l'air à z_{av} pour la chaleur
R_{vV}	$[s.m^{-1}]$	résistance aérodynamique entre la canopée et l'air à z_{av} pour la vapeur
R_{gV}	$[s.m^{-1}]$	résistance aérodynamique entre le sol et l'air à z_{av} pour la vapeur
R	$[m]$	rayon du disque de l'infiltromètre
R_{rj}	$[s^{-1}]$	résistance des plantes de la couche j
R_{solj}	$[s^{-1}]$	résistance du sol de la couche j
S	$[m^3.m^{-2}]$	stock d'eau
S_{rac}	$[kg.m^{-3}.s^{-1}]$	prélèvement racinaire
So	$[m.s^{-1/2}]$	sorptivité capillaire
S_s	$[m^{-1}]$	coefficient de stockage spécifique
$S_{d_{sol}}$	$[-]$	écart-type empirique de d_{sol}
S_p	$[-]$	écart-type empirique de p
$SW_n\ (SW_{ng},\ SW_{nv})$	$[W.m^{-2}]$	rayonnement net de courte longueur d'onde (sur le sol nu, sur la végétation)

Symbole	Unité	Grandeur
$SW_{\downarrow}$	$[W.m^{-2}]$	rayonnement descendant de courte longueur d'onde
$SW_{\uparrow}$	$[W.m^{-2}]$	rayonnement montant de courte longueur d'onde
t	$[s]$	temps
T (T_s, T_a, T_v, T_{av})	$[K]$ ou $[°C]$	température (du sol, de l'air, de la végétation, de l'air à z_{av})
T_r	$[kg.m^{-2}.s^{-1}]$	transpiration de la végétation
$tort$	$[-]$	tortuosité
u_{av}	$[m.s^{-1}]$	vitesse du vent à z_{av}
V	$[m^3]$	volume
v	$[m.s^{-1}]$	vitesse d'écoulement de l'eau en surface
v_{Hg}	$[m^3.kg^{-1}]$	volume massique occupé par le mercure
z	$[m]$	altitude par rapport à la surface, potentiel gravitaire (axe vertical orienté positivement vers le haut)
$\overline{z}$	$[m]$	moyenne empirique de z
$\tilde{z}$	$[m]$	profondeur par rapport à la surface (axe vertical orienté positivement vers le bas)
z_{av}	$[m]$	altitude équivalente de la caopée
Z_0 (Z_{0m}, Z_{0h})	$[m]$	rugosité (pour le moment, la chaleur)
z_{α}	$[m]$	profondeur équivalente de diffusion
α (α_g, α_v)	$[-]$	albedo (du sol nu, de la végétation)
α_T	$[m^2.s^{-1}]$	coefficient de diffusion de la chaleur dans le sol
β	$[m^{-1}]$	constante proportionnelle à un rayon de pore (formalisme de Gardner)
γ_{Hg}, γ_{eau}	$[N.m^{-1}]$	tension superficielle du mercure, de l'eau
ϵ (ϵ_g, ϵ_v)	$[-]$	émissivité (du sol nu, de la végétation)
η	$[-]$	paramètre de forme de la courbe de conductivité hydraulique (formalisme de Brooks et Corey)
η_o	$[s.m^{-1/3}]$	coefficient de frottement de Manning
θ (θ_s, θ_r)	$[m^3.m^{-3}]$	teneur volumique en eau (à saturation, résiduelle)
θ_q, θ_o	$[m^3.m^{-3}]$	teneur volumique en quartz, en matière organique
θ_k	$[m^3.m^{-3}]$	teneur volumique en eau à partir de laquelle la phase continue est l'air
θ_{wilt}	$[m^3.m^{-3}]$	point de flétrissement
θ_{Hg-sol}, $\theta_{eau-sol}$	$[°]$	angle de contact entre le mercure et le sol, l'eau et le sol
λ	$[W.m^{-1}.K^{-1}]$	conductivité thermique du sol
λ_x, λ_y, λ_z	$[m]$	longueur de corrélation dans les directions x, y et z
μ_{hg}, μ_{Ks}	$[-]$	valeur moyenne de $\ln(-h_g)$, $\ln(K_S)$
ρ (ρ_e, ρ_a, ρ_s)	$[kg.m^{-3}]$	masse volumique (de l'eau, de l'air, du sol)
σ	$[W.m^{-2}.K^{-1}]$	constante de Stefan-Boltzmann
σ_f	$[-]$	partitionnement végétation / sol nu
σ_{hg}, σ_{Ks}	$[-]$	écart-type de $\ln(-h_g)$, $\ln(K_S)$
τ	$[-]$	transmittance
ϕ	$[m^2.s^{-1}]$	potentiel d'écoulement ou de Kirchoff
ϕ_k	$[rd]$	phase de la $k$ième harmonique dans la décomposition de Fourier
ω_k	$[rd.s^{-1}]$	pulsation de la $k$ième harmonique dans la décomposition de Fourier

Introduction générale

J'ai un volume total de $1,5.10^{12}$ km^3*, dont* 1.10^{12} km^3 *sous forme solide,* 1.10^9 km^3 *sous forme liquide, et* $0,5.10^{12}$ km^3 *sous forme gazeuse. J'héberge* 7.10^9 *êtres humains. Qui suis-je ?*

Ces chiffres peuvent donner le vertige. Il s'agit pourtant de données concernant la planète sur laquelle nous vivons. L'eau n'y représente que 0,1 % du volume. Majoritairement salée, on la trouve surtout dans les océans et les mers. L'eau douce est quant à elle souvent inaccessible, soit sous forme de glace dans les calottes polaires soit enfouie très en profondeur dans le sous-sol. L'eau douce facilement accessible pour la vie terrestre, dans les lacs, les marais, les fleuves ou les rivières, ne représente qu'un volume de $0{,}1.10^6$ km^3 soit 0,01 % du volume d'eau total.

La "zone critique" représente moins d'un millième du volume de la Terre, mais concentre une majorité des études scientifiques. Il s'agit de la zone où l'homme vit et agit, à proximité de l'eau douce facile d'accès. Ces dernières années, avec la mise en exergue du réchauffement climatique, les scientifiques de différentes disciplines – hydrologues, agronomes, géophysiciens, biogéochimistes, géomorphologues – coordonnent leurs travaux pour mieux comprendre et gérer cette ressource.

Pour fédérer les recherches dans cette zone, le Réseau des Bassins Versants (RBV [1]) a récemment été créé en France tandis que les Observatoires de la Zone Critique sont rassemblés aux Etats-Unis dans le programme national CZO [2] (Critical Zone Observatories). En Allemagne, c'est un programme sur le Changement Climatique et le Cycle Hydrologique (Globaler Wandel des Wasserkreislaufes, GLOWA [3]) qui rassemble ces études.

Les échelles d'étude, spatiales et temporelles, sont différentes d'un observatoire à un autre ; les contextes pédologiques, climatologiques, géologiques, hydrologiques diffèrent d'un bassin versant à un autre ; les approches sont différentes. Mais, tous les observatoires ainsi regroupés ont en commun le bassin versant comme unité d'étude, et tous cherchent à comprendre et modéliser les processus qui façonnent les surfaces continentales et leurs interactions. Ils ont en ligne de mire l'étude de la ressource en eau, dans un contexte de changement climatique, de variabilité pluviométrique et de pression anthropique croissante.

Les ressources en eau sont de deux types : disponibles à court terme ou à long terme, suivant qu'elles se trouvent en surface ou en profondeur. En effet, l'eau de surface se recharge et se vidange

1. rnbv.ipgp.fr
2. www.criticalzone.org
3. www.glowa.org

rapidement, elle n'est stockée que pour des durées courtes, inférieures à un an. Ces ressources seront donc très sensibles aux variabilités intra-annuelles de leur cycle de renouvellement. Par contre, l'eau profonde, présente dans les aquifères, montre une dynamique de recharge et de vidange beaucoup plus lente, de l'ordre d'une à quelques décennies. Elle est alors sensible aux modifications inter-annuelles du cycle de l'eau, et notamment aux grandes périodes de sécheresse. En Afrique de l'Ouest, la recharge en eau de surface (rivières, mares) dépend directement du cycle de mousson et de sa variabilité. Quant aux ressources à long terme, situées dans les aquifères, leur recharge dépend également de facteurs complexes dont les précipitations mais aussi les interactions entre le sol, le sous-sol et la végétation. L'étude de la ressource en eau passe alors par l'identification et la compréhension des processus hydrologiques. Ceux-ci sont d'autant plus complexes que les contextes sont variés (Séguis *et al.* 2011a). Au Sahel, où les précipitations sont peu fréquentes et où le ruissellement est important, le "paradoxe de Niamey" illustre des phénomènes pouvant intervenir en zone sédimentaire endoréique : bien que le cumul annuel des précipitations diminue au cours des dernières décennies, le nombre d'inondations augmente et le niveau des nappes remonte. Ceci s'explique en partie par un changement d'occupation des sols qui favorise les processus de ruissellement vers des drains et des aires de stockage qui sont des lieux de recharge préférentielle (Descroix *et al.* 2009, Boucher *et al.* 2011). En zone soudanienne, une grande partie des sous-sols est constituée de socle (Affaton 1975, Bessoles et Trompette 1980), surmonté de couches d'altération argileuse ou de cuirasse. La complexité des processus d'altération des substrats géologiques a créé au cours des millénaires des zones au sous-sol très hétérogène où se côtoient des affleurements rocheux de différents types (gneiss, schiste, granite...) souvent fracturés et des bas-fonds argileux qui permettent la culture du riz. La ressource en eau dans les aquifères, disponible à long terme, y est alors très variable dans l'espace et souvent peu exploitable : moins de 30 % des forages sont productifs au Nord du Bénin. Pourtant, la pluviométrie est plus généreuse qu'au Sahel. Elle a permis la progression d'une végétation arborée dense et depuis quelques décennies l'essor d'une agriculture extensive. Dans la perspective où les changements climatiques augmenteraient la vulnérabilité des zones sahéliennes, la partie soudanienne de l'Afrique de l'Ouest pourrait devenir une zone de repli où la pression sur la ressource en eau pourrait devenir problématique. La compréhension des processus et de leurs interactions en zone de socle reste un enjeu scientifique important pour la mise en œuvre de politiques durables de gestion de la ressource en eau dans ces zones où elle est particulièrement vulnérable.

La variabilité des propriétés hydrodynamiques et de l'occupation des sols rend difficile l'identification et la caractérisation des processus prépondérants. En effet, les échelles de variabilité sont de la taille de la parcelle. En Afrique de l'Ouest où l'agriculture n'est pas encore mécanisée, ces parcelles sont petites, souvent inférieures à l'hectare.

Dans la partie soudanienne du Bénin, des études ont montré que le ruissellement représentait seulement 15 % des précipitations annuelles (Le Lay *et al.* 2008, Séguis *et al.* 2011b). Ainsi 80 % du volume des précipitations (environ 1200 mm par an) est stocké temporairement dans la zone non saturée et les aquifères et peut être repris par évapotranspiration soit environ 2,6 mm par jour. Si cette valeur moyenne est en deçà de ce que peut évaporer une forêt, la partition entre forêt (15 %), sol cultivé (30 %) et savane (55 %) et la longue période sèche entre les mois de décembre et

d'avril ne permet pas d'expliquer un tel cumul d'évapotranspiration par des transferts verticaux. Cependant, il est avéré que la végétation arborée fonctionne 85 % de l'année (Seghieri *et al.* 2009). Cette végétation est toujours alimentée en eau, en particulier par la ressource souterraine. Enfin, les fluctuations annuelles de nappe expliquent en moyenne les volumes évaporés mais les fluctuations les plus importantes ne sont pas toujours colocalisées avec la végétation haute.

Ainsi cette étude s'intéresse aux interactions entre la dynamique de l'évapotranspiration et la disponibilité de la ressource en eau souterraine. En particulier, nous nous intéresserons, à l'échelle du versant ou du petit bassin versant, au rôle des hétérogénéités des caractéristiques hydrodynamiques et de la morphologie du socle et dans quelle mesure ces hétérogénéités sont susceptibles de générer des transferts latéraux pour alimenter des zones d'évapotranspiration privilégiées. Pour répondre à cette problématique, nous nous sommes intéressés à un petit bassin versant au Nord du Bénin, qui fait partie de l'observatoire AMMA-CATCH (Lebel *et al.* 2009). Il s'agit du bassin versant de l'Ara (12 km^2). Notre démarche consiste à :

- caractériser par la modélisation les processus de transferts verticaux (évapotranspiration, infiltration) qui restent a priori les transferts prépondérants,
- caractériser la distribution spatiale de l'évapotranspiration par la modélisation.

Le mémoire de thèse est organisé en cinq parties, chacune composée de plusieurs chapitres.

La **partie I** présente le contexte de l'étude : les spécificités hydro-climatiques de l'Afrique de l'Ouest, et plus précisément du bassin versant de l'Ara, au Bénin, qui est un bassin instrumenté dans le cadre de l'observatoire AMMA-CATCH. Les données disponibles sur ce bassin servent soit à renseigner les modèles utilisés, soit à évaluer les résultats de simulation numérique. Les enjeux scientifiques d'étude de cette région du monde en termes de ressources en eau sont également présentés.

Les processus hydrologiques intervenant dans le fonctionnement du bassin versant de l'Ara sont détaillés dans la **partie II**. Cette partie présente également les modèles choisis pour les représenter : SiSPAT, modèle 1D de transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA) et hydrologique présentant une discrétisation fine du sol, et ParFlow-CLM, modèle couplé 3D hydrologique et TSVA.

La **partie III** est consacrée à une étude complémentaire de caractérisation des propriétés hydrodynamiques du bassin versant de l'Ara. Si elle s'appuie sur les études déjà menées dans le cadre de l'observatoire AMMA-CATCH, cette étude présente une démarche de spatialisation des propriétés hydrodynamiques. Elle s'appuie également sur une analyse de sensibilité du modèle SiSPAT.

La **partie IV** est dédiée à l'évaluation de la caractérisation par la modélisation hydrologique 1D verticale. Ceci permet de prendre en compte les transferts prépondérants, c'est-à-dire les transferts verticaux, entre la surface et les aquifères. Cette partie présente donc la configuration retenue, puis une comparaison des résultats de simulation sur plusieurs années avec les 2 modèles retenus (ParFlow-CLM et SiSPAT) et des données d'évaluation. Une étude des comportements du modèle ParFlow-CLM pour différents types de végétation est également présentée.

Cette partie est complétée par une analyse des effets de l'hétérogénéité de certains paramètres hydrodynamiques sur les transferts latéraux.

Enfin, la **partie V** présente les interactions spatialisées entre la structure géologique du bassin versant, les aquifères et la végétation par la modélisation 2D. Le rôle du socle et celui de la répartition de différents couverts végétaux sur les transferts latéraux d'eau dans dans le sol et sur la distribution d'évapotranspiration sont étudiés.

Première partie

Contexte de l'étude

1 Contexte hydrologique et enjeux en Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest, la population s'est urbanisée et a plus que triplé pendant les 50 dernières années. Cette pression démographique croissante nécessite un meilleur approvisionnement en eau douce mais entraîne également des changements d'occupation des sols avec une agriculture en expansion et une pression anthropique en augmentation. Des millions de personnes dépendent de la ressource en eau. Les scientifiques cherchent alors à mieux évaluer cette ressource, tant en surface qu'en profondeur, et à en expliquer sa variabilité. Mais l'hydrologie en Afrique de l'Ouest est très contrastée car cette région est d'une part soumise à un gradient écoclimatique allant d'un climat tropical au Sud à un climat sahélien au Nord, et d'autre part caractérisée par des contextes géologiques variés qui induisent des fonctionnements endoréiques ou exoréiques.

Ce chapitre présente les spécificités hydro-climatiques de cette région du monde et précise les enjeux scientifiques en terme de ressource en eau au travers de programmes de recherche récents. Enfin, le deuxième chapitre fournit les principales caractéristiques connues du bassin versant de l'Ara sélectionné pour étudier les processus hydrologiques en zone de socle sous un climat soudanien.

1.1 Climat de l'Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest, de la côte guinéenne jusqu'au Sahel, le climat est caractérisé par un régime de mousson et la pluviométrie présente une variabilité temporelle liée à ce régime. La mousson est la principale source de précipitation et donc d'alimentation en eau douce pour les populations. Ainsi, des millions de personnes qui dépendent de cette ressource sont exposés au caprice du cycle de la mousson.

1.1.1 La mousson Ouest-africaine

Sous les tropiques, la circulation générale autour du globe positionne une zone de convergence appelée équateur météorologique ou zone de convergence intertropicale (ZCIT). La convergence en surface de ces circulations atmosphériques, les alizés du Nord-Est appelés harmattan dans cette région et les vents du Sud-Ouest appelés flux de mousson, en font une zone instable, de basse pression, alimentée par des flux d'humidité en provenance du Golfe de Guinée.

Les phénomènes de convergence favorisent le développement de systèmes convectifs responsables du régime des pluies (Lebel *et al.* 2009) et par suite de la production végétale des régions tropicales. Le déplacement de la ZCIT en latitude avec l'inclinaison de la Terre se traduit par un déplacement des zones convectives vers le Nord, générant ainsi une saisonnalité des précipitations de la côte guinéenne au Sahel.

1.1.2 Pluviométrie

En Afrique de l'Ouest, il existe ainsi un fort gradient méridien pluviométrique : proche du Golfe de Guinée, les précipitations sont fortes ($> 1800\ mm/an$) alors qu'elles sont quasi-inexistantes au Nord du Sahel ($< 300\ mm/an$). Les cumuls annuels de précipitation permettent de caractériser trois types de climat :

1. le climat tropical humide ou guinéen pour les zones où les précipitations dépassent 1400 mm/an, avec un cycle saisonnier peu contrasté sous l'influence de l'Océan,
2. le climat soudanien ou tropical sec pour les zones où les précipitations sont comprises entre 700 mm/an et 1400 mm/an,
3. le climat sahélien où les précipitations sont inférieures à 700 mm/an.

La carte de la figure 1.1 présente les localisations de ces trois grands types de régime climatique.

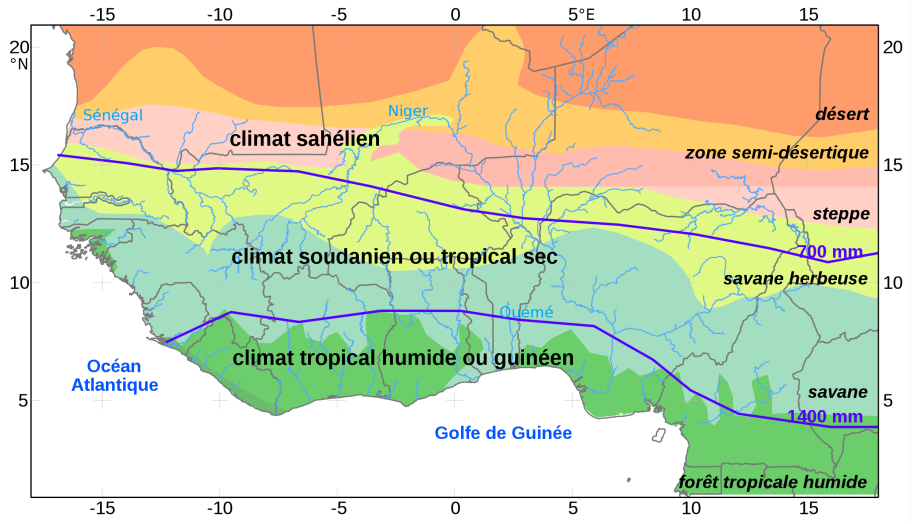


FIGURE 1.1 – Répartition des types de climat et de végétation en Afrique de l'Ouest

La figure montre également la gradation de la végétation naturelle qui suit le cumul des précipitations, avec, du plus humide au plus sec : la forêt tropicale, la savane arborée et arbustive,

la savane herbeuse et la brousse, les steppes composées d'herbes, de brousse et de taillis, les zones semi-désertiques et le désert.

Il est à noter qu'une part importante des surfaces sous 10°N sont cultivées. Le défrichement et la mise en culture massive ces dernières décennies ont d'ailleurs un impact majeur sur le cycle hydrologique.

1.2 Ressources à court terme : eaux de surface

1.2.1 Hydrologie des surfaces continentales

Les grands fleuves qui prennent leur source à une latitude supérieure à 10°N dans les régions soudaniennes tels que le Sénégal ou le Niger permettent une redistribution de l'eau vers les zones sahéliennes plus au Nord au climat plus aride avant de redescendre vers la côte guinéenne pour le Niger ou vers l'Océan Atlantique pour le Sénégal. Ces fleuves permettent ainsi d'atténuer la forte disparité de cumuls pluviométriques entre le Sahel et les zones guinéennes en régulant la distribution de l'eau de surface (Le Lay 2006). D'autres fleuves tels que l'Ouémé, le Comoé ou la Volta, qui prennent leur source en zone soudanienne à des latitudes moins élevées rejoignent directement la côte sans contribuer à la redistribution d'eau vers les zones arides. Les écoulements des rivières en zones soudanienne ou sahélienne sont souvent intermittents, car ils sont dépendant du cycle de mousson et de la bi-saisonnalité de ces régions.

Les eaux de surface dans les rivières et les retenues (lacs, mares, barrages) constituent les ressources en eau disponibles à court terme. Elles dépendent directement du cycle de mousson et de sa variabilité, puisque ce sont les précipitations qui permettent leur recharge. La dynamique de ces réserves de surface est directement impactée par les processus d'évapotranspiration qui constituent les puits les plus importants pour ces réserves. Près de 80 % des précipitations retournent à l'atmosphère via ces processus, participant ainsi au flux de mousson. Les interactions entre la surface et l'atmosphère jouent donc un rôle primordial sur la variabilité inter-annuelle du flux de mousson (Philippon *et al.* 2005) et sur la disponibilité de la ressource en surface. Ces interactions sont étudiées dans le cadre de campagnes expérimentales internationales telles que HAPEX-Sahel ou AMMA [1] et dans le cadre d'observatoires hydrométéorologiques comme AMMA-CATCH [2].

1.2.2 Variabilité de la mousson Ouest-africaine : programmes HAPEX-Sahel et AMMA

Si les températures de surface de la mer dans le golfe de Guinée, en Méditerranée ou dans l'Océan Pacifique sont des facteurs majeurs qui conditionnent les cycles climatiques de la mousson en Afrique de l'Ouest (Janicot *et al.* 1998, Rodriguez de Fonseca *et al.* 2011), il est également reconnu que la variabilité interannuelle et la variabilité spatiale de la mousson sont affectées par

1. www.amma-international.org
2. www.amma-catch.org

des paramètres locaux, caractéristiques des surfaces continentales, comme le relief ou la végétation (Zheng et Eltahir 1998). La rétroaction du continent sur les systèmes précipitants amenés par le flux de mousson est régie par les échanges énergétiques à l'interface sol - atmosphère (Charney 1975). En particulier, les flux turbulents jouent un rôle crucial en transmettant à l'atmosphère la chaleur et une partie de l'humidité nécessaire au développement des précipitations. Cependant, ces échanges sont difficiles à appréhender à grande échelle car ils sont le résultat de la conjonction de nombreux processus atmosphériques, hydrologiques et biologiques. Il en résulte une grande variabilité et ainsi une grande incertitude sur l'estimation de ces échanges.

Des modèles conceptuels peuvent être utilisés pour décrire ce phénomène de mousson. Par contre, des phénomènes complexes de rétroaction entre la surface continentale et l'atmosphère doivent être pris en compte pour expliquer sa variabilité (Charney 1975). Le projet HAPEX-Sahel (Hydrology-Atmosphere Pilot Experiment in the Sahel) est un programme d'observation sol-végétation-atmosphère au Niger qui a vu le jour en 1990. Il visait à étudier la circulation générale au Sahel et plus particulièrement les effets des fluctuations interannuelles des conditions de la surface continentale. Des mesures atmosphériques et hydrologiques, de surface et de sub-surface ont été réalisées sur une zone de 1° par 1° au Niger (Goutorbe *et al.* 1997).

Par la suite, le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) a été créé pour caractériser la variabilité de la mousson en Afrique de l'Ouest. Dans le cadre de ce programme, un dispositif expérimental important a été déployé au Bénin, au Niger et au Mali pour caractériser la rétroaction des surfaces continentales sur le flux de mousson en fonction de la latitude (Redelsperger *et al.* 2006). Le programme AMMA comporte un volet d'observations unique, visant à documenter l'ensemble du système terre-océan-atmosphère, du Sud du Sahara jusqu'à l'équateur et du Soudan jusqu'à l'Atlantique tropicale.

1.2.3 L'observatoire AMMA-CATCH

L'observatoire AMMA-CATCH (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique) comporte trois sites méso-échelle (de 10 000 à 400 000 km^2). Le programme d'observations consiste en un suivi à long terme de la dynamique de la végétation, du cycle de l'eau, de la rétroaction entre continent et atmosphère, et de leur interaction avec le climat en Afrique de l'Ouest. Les observations permettent d'étudier l'impact hydrologique du changement climatique et/ou anthropique sur le cycle de l'eau et de la végétation. Les trois sites sont situés dans des régions différentes afin de pouvoir étudier les contrastes suivant leur zone climatique, leur fonctionnement hydrologique, l'aménagement et l'occupation des sols.

Il s'agit des sites de Niamey au Niger, du Gourma au Mali et de l'Ouémé au Bénin (cf. figure 1.2). Le site de Niamey, situé à 13.5°N et 2.5°E se caractérise par un climat sahélien avec une pluviométrie de 450 à 600 mm/an, et une végétation caractéristique des zones semi-arides. Le site du Gourma, situé plus au Nord (16°N et 1.5°O), a un climat sahélien à saharien et une végétation caractéristique des zones semi-arides. Les précipitations n'y dépassent pas 400 mm/an. Quant au site de l'Ouémé, situé plus au Sud, à 9.5°N et 2°E, il possède un climat soudanien avec des

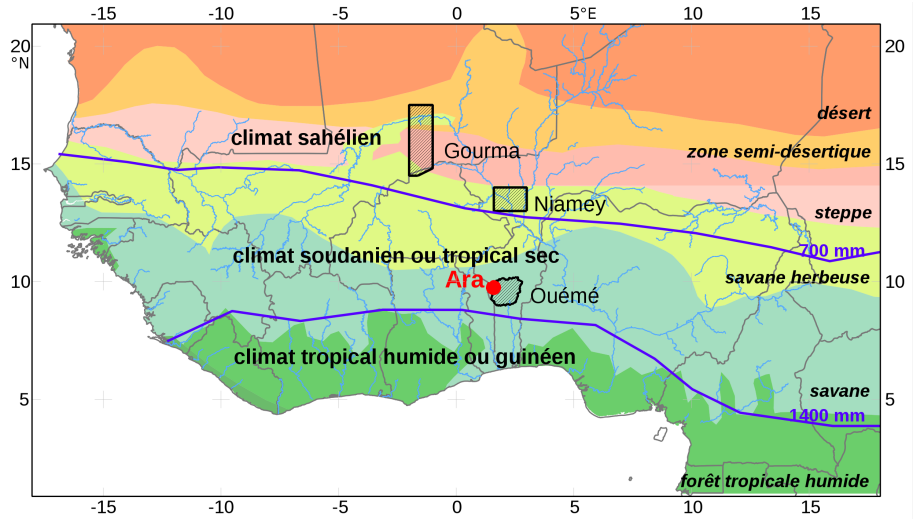


FIGURE 1.2 – Présentation des 3 sites de mésoéchelle de l'ORE AMMA-CATCH : le Gourma Malien (16°N et 1.5°O), le degré carré de Niamey (13.5°N et 2.5°E), la Haute Vallée de l'Oueme (9,5°N et 2°E) ; et du bassin-versant de l'Ara

précipitations pouvant atteindre 1300 mm/an, et a une végétation de savane et culture. Chacun de ces sites possède des super-sites et des sites locaux d'observations intensives. Ils sont équipés pour réaliser des mesures complémentaires avec des instruments spécifiques et pour densifier localement le réseau de mesure. Ces observations à plus petite échelle et l'imbrication des sites permettent d'analyser la transposabilité d'échelle dans les modèles hydrologiques et d'étudier plus en détail les processus physiques. Les mesures ont commencé en 2001 et se poursuivent à l'heure actuelle. Une phase d'observations renforcée s'est déroulée de 2005 à 2007 avec une période d'observations intensive en 2006 en coordination avec la campagne AMMA.

Le fonctionnement hydrologique des 3 sites d'étude diffère d'un site à l'autre.

Le site du Gourma présente une topographie très peu marquée. La zone est endoréique (à différentes échelles) et comporte beaucoup de mares. On y distingue 3 grands types de sol : des sols peu profonds entraînant un ruissellement important et des zones d'inondation en saison humide, des sols sableux profonds avec une végétation herbacée en saison humide, des bas-fonds inondés en saison des pluies constitués de sols argileux (Timouk *et al.* 2009).

Le site de Niamey (appelé degré carré de Niamey) est composé de deux zones très différentes : la rive droite du Niger est une zone de socle constituée de bassins exoréiques et présente une végétation composée de brousse tigrée ou tachetée, avec beaucoup de cultures. Cette zone est encore assez mal documentée. La rive gauche du fleuve est un bassin sédimentaire composé de bassins endoréiques. Elle est composée de plateaux recouverts de brousse, dans lesquels des vallées anciennes sont creusées et qui présentent des mares. Au niveau hydrologique, on observe des concentrations de ruissellement permettant la recharge de la nappe (déconnectée de la surface) et une reprise par évapotranspiration (Favreau *et al.* 2002, Peugeot *et al.* 2003, Favreau *et al.* 2009, Massuel *et al.* 2011).

Au Bénin, le cycle hydrologique est étudié à différentes échelles par le suivi et l'instrumentation de trois bassins versants imbriqués, l'Ouémé (10 000 km^2), la Donga (586 km^2) et le bassin d'Ara

(12 km^2). Ce dernier permet d'étudier les processus de transfert d'eau et d'énergie de manière détaillée. La production de l'écoulement en rivière dépend de processus différents au Sahel et en zone soudanienne (Séguis *et al.* 2011a). Dans cette dernière région, l'état de surface étant moins dégradé qu'au Sahel, le ruissellement n'augmente pas, et les écoulements en rivière sont principalement dus à des exfiltrations de nappes. Des études sur le cycle de l'eau à méso-échelle ont montré la nécessité d'améliorer la paramétrisation physique des modèles (Peugeot *et al.* 2011), des progrès étant attendus dans la représentation du ruissellement et du drainage pour les modèles de surface, et de l'évapotranspiration pour les modèles hydrologiques.

1.3 Ressources à long terme : eaux souterraines

Les ressources en eau disponibles à long terme se trouvent en profondeur, dans les aquifères. La recharge de ces aquifères dépend de facteurs complexes, dont les précipitations mais aussi les interactions entre le sol, le sous-sol et la végétation. Ceci dépend en particulier de la géologie et de la structure des aquifères.

1.3.1 Géologie et structure des aquifères

La géologie de l'Afrique de l'Ouest est complexe, on y trouve à la fois des zones de socle et des bassins sédimentaires (cf. figure 1.3). La zone sahélienne est plutôt constituée de bassins sédimentaires, comme au Niger ou au Tchad. On trouve également des bassins côtiers, de plus petite taille, sur la côte guinéenne. Entre les deux, une zone de socle s'étend sur toute la zone soudanienne.

Les zones de socle sont des régions où le substratum géologique est constitué de roches anciennes dures qui peuvent être affleurantes ou recouvertes de roches meubles. Quant aux bassins sédimentaires, ce sont des régions où ce socle présente des dépressions qui se sont comblées par des couches successives de sédiments plus récents.

Les nappes situées en zone de socle sont souvent difficilement exploitables à cause de la discontinuité et de la compacité du réservoir. Par contre, ces aquifères de socle sont souvent proches de la surface. Plus en profondeur, les roches sont moins altérées et ce sont les fissures qui servent de stockage ou de drains pour les écoulements mais ceux-ci représentent des quantités d'eau très faibles.

Les bassins sédimentaires renferment les principales ressources en eau, mais les aquifères de ces zones sont souvent profonds et leur exploitation nécessite des forages.

1.3.2 Etudes menées dans la zone critique

Les nombreuses études menées dans la "zone critique" (zone où l'homme vit et agit) ont pour objectif l'étude de la ressource en eau sur le long terme.

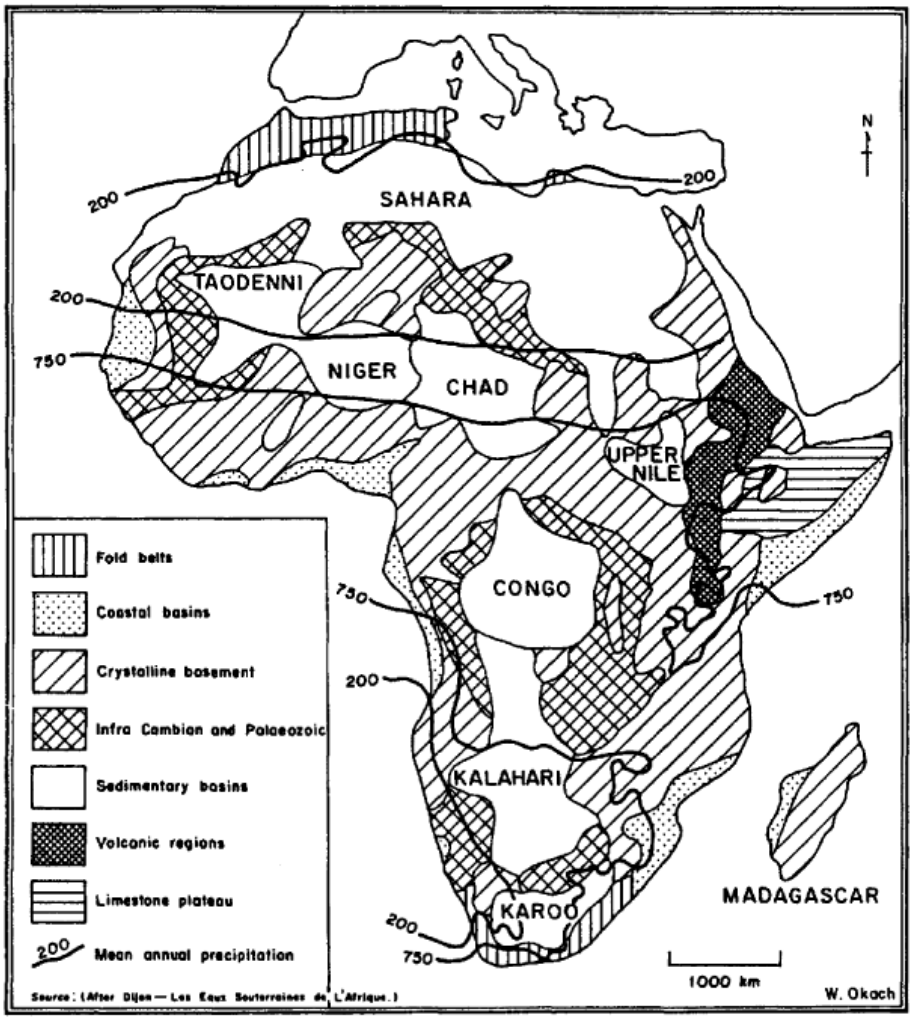


FIGURE 1.3 – Principales formations hydrogéologiques en Afrique. D'après Racked *et al.* (1996)

Des études piézométriques sur des versants en Côte d'Ivoire expliquent le décalage de quelques mois entre le début des pluies et la remontée des nappes par l'importante épaisseur de la zone non saturée (Lelong et Lemoine 1968). De plus, Bazie *et al.* (1995) ont montré que l'extraction racinaire servant à la transpiration de la végétation atteint des horizons profonds sous un climat soudano-sahélien. Ces études montrent l'importance des interactions entre zone saturée, zone non saturée et végétation dans la recharge des aquifères.

L'observatoire AMMA-CATCH faisant partie du Réseau des Bassins Versants, il est intéressant de mettre en parallèle les études qui y sont menées avec celles conduites dans d'autres bassins versants dans la zone critique, en particulier en zone de socle.

L'observatoire BVET

L'observatoire BVET (Bassins Versants Expérimentaux Tropicaux) vise à étudier 2 sites régionaux, l'un au Sud de la péninsule indienne et l'autre au Sud du Cameroun. Ces sites présentent des similarités avec le site de l'Ouémé de AMMA-CATCH.

Le Sud de l'Inde est caractérisé par un climat soumis à un cycle de moussson, comme l'Afrique de l'Ouest. Les 2 bassins versants qui y sont étudiés sont situés dans une zone de forêt pour le premier (Moole Hole) avec un cumul de précipitations annuel d'environ 1000 mm, et dans une zone cultivée plus sèche pour le second (Maddur) avec un cumul pluviométrique annuel d'environ 750 mm. Ces 2 bassins versants se situent dans une zone de socle.

L'étude de la recharge des nappes sur le bassin versant de Moole Hole par prospection RMP (Résonnance Magnétique des Protons) et ERT (Tomographie de Résistivité Electrique) donne des informations sur la structure et les propriétés des aquifères (Descloitres *et al.* 2008a). Ces informations sont nécessaires pour comprendre les processus de recharge et les flux d'eau souterraine. Cette étude a montré une infiltration préférentielle dans les zones de socle fracturé ayant une conductivité électrique élevée situées sous les rivières. Les zones argileuses présentes de part et d'autre réduisent les flux latéraux dans l'aquifère. Une autre étude sur le même bassin versant alliant plusieurs méthodes pour évaluer la recharge (bilan de masse de chlorure, chimie des eaux, géophysique, ...) a montré le rôle important du couvert forestier dans la reprise par évapotranspiration contribuant à une faible recharge (Maréchal *et al.* 2009). L'extraction racinaire dans la zone non saturée profonde peut expliquer la dynamique des nappes comme le montre l'étude de Ruiz *et al.* (2010).

Au Cameroun, également situé en zone de socle, sous un climat tropical humide influencé par la mousson, des études ont été menées pour caractériser le sous-sol par des techniques électriques et électromagnétiques (Robain *et al.* 1996, Atangana *et al.* 2003) et pour étudier la genèse pédologique des sols (Bilong *et al.* 1992, Boeglin *et al.* 2003).

Néanmoins, les études des interactions sous-sol, sol, végétation, atmosphère sont inexistantes sur les sites d'étude des BVET. Il s'agit d'un suivi sur le long terme de chroniques climatiques, hydrologiques et biogéochimiques permettant d'étudier l'influence des forçages climatiques et anthropiques sur les grands cycles hydrobiogéochimiques et les processus d'altération-érosion.

Les programmes allemands GLOWA-Volta et IMPETUS

Les programmes allemands GLOWA-Volta et IMPETUS proposent également des études sur certains pays d'Afrique de l'Ouest situés en zone sahélienne : le Burkina Faso ou en zone soudanienne : le Ghana et le Bénin.

Le projet GLOWA-Volta vise à contribuer à une gestion durable des ressources en eau dans le bassin versant de la Volta par une estimation des bilans hydrique et énergétique par le couplage de modèles météorologique (MM5) et hydrologique (WaSiM) (Kunstmann *et al.* 2008). Des images satellitaires ont également été utilisées pour tenter de cartographier l'évapotranspiration en vue de renseigner les interactions entre la surface et l'atmosphère (Compaoré *et al.* 2008). Néanmoins, la priorité n'est pas à l'étude des processus, mais à l'aide à la décision dans le secteur de l'eau et de l'agriculture.

Au Bénin, le projet IMPETUS mené au Bénin a aussi pour objectif une meilleure utilisation des ressources en eau. L'étude des processus y est plus développée que dans le bassin versant

de la Volta à l'exemple de l'étude des processus hydrologiques réalisée par Giertz et Diekkrüger (2003). Plus récemment, des études de processus réalisées sur des micro-bassins ont montré l'importance, pour l'écoulement, des nappes saisonnières affleurantes dans les bas-fonds en tête de réseau hydrographique (Giertz *et al.* 2006).

L'observatoire AMMA-CATCH

Sur le bassin versant de l'Ara, au Bénin, des études ont montré des séries d'évapotranspiration qui présentent différents régimes suivant les différentes directions du vent (Guyot *et al.* 2009b, Cohard *et al.* 2010). Ainsi et à titre d'exemple, en mars 2008, l'évapotranspiration déduite des mesures scintillométriques est multipliée par 3 lorsque le vent change de direction alors qu'aucune pluie n'a eu lieu (cf. figure 1.4). Ces études mettent en évidence le changement de régime de l'évapotranspiration lié à un changement de végétation dans le "footprint" du scintillomètre [1], et aussi à un changement de la disponibilité en eau souterraine causée par des propriétés du sol et du sous-sol différentes (cf. figure 1.5) (Descloitres *et al.* 2011). En effet, la valeur moyenne des porosités de drainage observées par résonance magnétique des protons sont de 3 % à l'Est du faisceau du scintillomètre alors qu'elles sont de 8 % à l'Ouest.

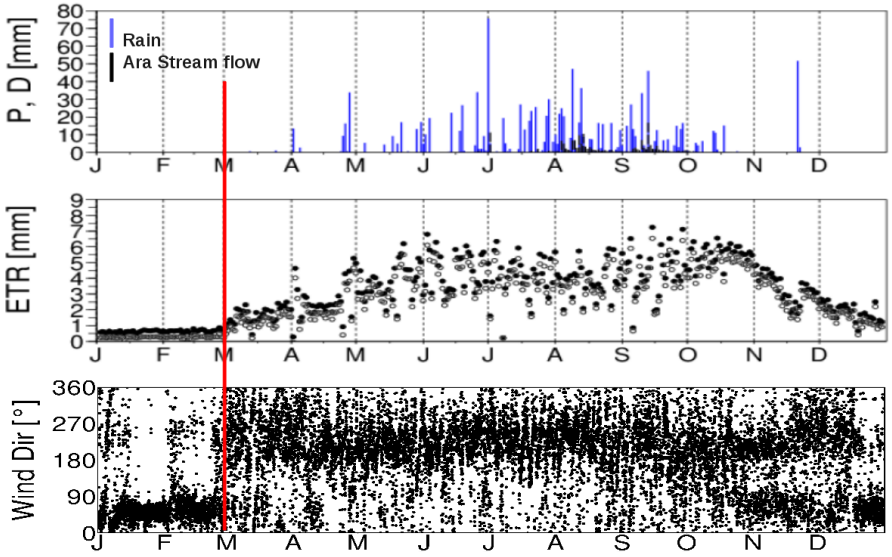


FIGURE 1.4 – Séries temporelles de pluie et de débit (en haut), d'évapotranspiration (au milieu) et de direction du vent (en bas) pour l'année 2008 sur le bassin versant de l'Ara. D'après Cohard *et al.* (2010)

C'est cette étude en particulier qui a motivé notre travail de recherche. Nous nous intéresserons, sur ce petit bassin versant, au rôle des hétérogénéités des caractéristiques hydrodynamiques et de la morphologie du socle. On s'interrogera sur le rôle de ces hétérogénéités sur les transferts latéraux alimentant des zones d'évapotranspiration privilégiées. Aussi le chapitre suivant présentera-t-il ce site d'étude.

1. Le footprint (ou empreinte) est la surface contributive à la mesure. Dans le cas de mesures avec un scintillomètre, il dépend fortement de la direction du vent. Cet instrument est présenté par la suite dans la section 3.2.4

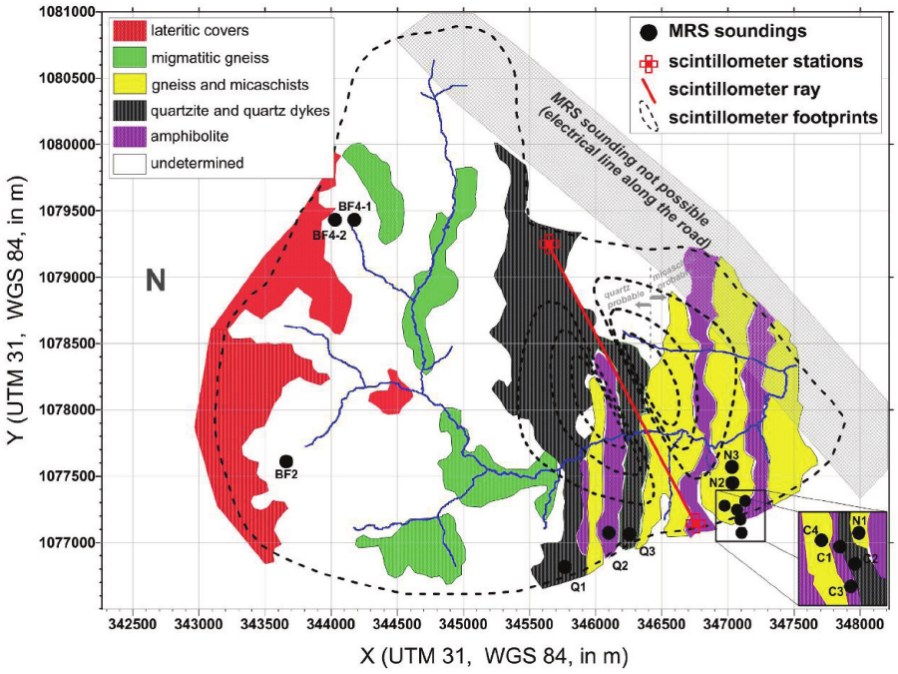


FIGURE 1.5 – Principales unités géologiques déterminées à partir de mesures électromagnétiques (EM34) d'études géologiques. Le scintillomètre et ses footprints sont aussi représentés. D'après Descloitres *et al.* (2011)

2 Site d'étude : bassin versant de l'Ara

L'Ouémé est le plus grand fleuve du Bénin qu'il traverse du Nord au Sud où il se jette dans le Golfe de Guinée. Il draine la quasi-totalité des eaux du pays. Le bassin de la Donga (586 km^2), sous-bassin de l'Ouémé supérieur, est situé au Nord-Ouest du Bénin. Le sous-bassin versant de l'Ara (12 km^2), appelé site de Nalohou, est situé en tête du bassin de la Donga. Il est caractéristique du bassin de l'Ouémé, en terme de couvert et de contexte géologique. Il est situé en zone soudanienne (cf. carte 1.2).

De nombreux instruments ont été déployés sur le site de Nalohou permettant d'obtenir un suivi long-terme des variables atmosphériques et hydrologiques dans le sol. Ces instruments sont répertoriés dans le tableau 2.1 et situés sur la figure 2.1. Une station météorologique et micrométéorologique permet d'obtenir le forçage atmosphérique et le bilan d'énergie d'une jachère jeune entourée de cultures. Un scintillomètre permet quant à lui d'obtenir des mesures de turbulence sur une zone plus hétérogène. Une série de capteurs dans le sol, situés à trois endroits d'une topo-séquence le long d'un versant, permettent de mesurer la teneur en eau, la succion et la température à plusieurs profondeurs. Des piézomètres sont également situés à plusieurs niveaux de la topo-séquence pour déterminer le niveau des nappes. Il existe également des mesures sur les cours d'eau : niveau d'eau, débit, conductivité électrique de l'eau.

Outre ces instruments, des campagnes de caractérisation du sol et du sous-sol ont été menées sur ce site pour en déterminer les propriétés pédologiques et hydrogéologiques. La végétation fait également l'objet de caractérisations.

Ce chapitre vise donc à présenter les principales caractéristiques du bassin versant de l'Ara qui seront utiles à notre étude. Ces caractéristiques concernent les compartiments suivants : atmosphère, sol, sous-sol et végétation, qui seront présentés dans une logique descendante.

2.1 Le climat

Le bassin de l'Ara est situé en zone soudanienne. Durant la saison des pluies, le cumul annuel de pluie est de 1200 mm en moyenne (période 1950–2010), réparti entre avril et octobre. Pendant les mois d'hiver (de novembre à mars), de très rares événements pluvieux peuvent survenir.

TABLEAU 2.1 – Descriptif des instruments de mesure. D'après Guyot (2010)

Mesures	**Altitude**	**Instrument**
MESURES ATMOSPHÉRIQUES		
Pression atmosphérique	2 m	Station météo WXT510 (Vaisala)
Température de l'air	2 m	Station météo WXT510 (Vaisala)
Humidité relative de l'air	2 m	Station météo WXT510 (Vaisala)
Vitesse du vent	2 m	Station météo WXT510 (Vaisala)
Direction du vent	2 m	Station météo WXT510 (Vaisala)
Rayonnement (4 composantes)	2 m	Radiomètre CNR1 (Kipp and Zonen)
Flux de chaleur sensible (et latente)	18 m	Scintillomètre à large ouverture BLS 900 (Scintec)
	4, 5 m	Anémomètre sonique CSAT3 (Campbell Scientific) et Li7500 (Licor)
Précipitations	1, 20 m	Pluviomètre (OTT)
MESURES DANS LE SOL		
Température du sol	-0,1 ; -0,2 ; -0,4 ; -0,6 ; et -1 m	Thermocouple T108 (Campbell Scientific)
Humidité du sol	-0,1 ; -0,2 ; -0,4 ; -0,6 ; et -1 m	Sonde réflectométrique de teneur en eau CS616 (Campbell Scientific)
Succion	-0,1 ; -0,2 ; -0,4 ; -0,6 ; et -1 m	Sonde Watermark (Challenge Agriculture)
Hauteur de nappe	-2 ; -10 et -20 m	Piézomètre manuel (OTT)
MESURES DANS LES COURS D'EAU		
Niveau d'eau	-	Limnigraphe Thalimèdes (OTT)
Conductivité	-	Conductivimètre électrique

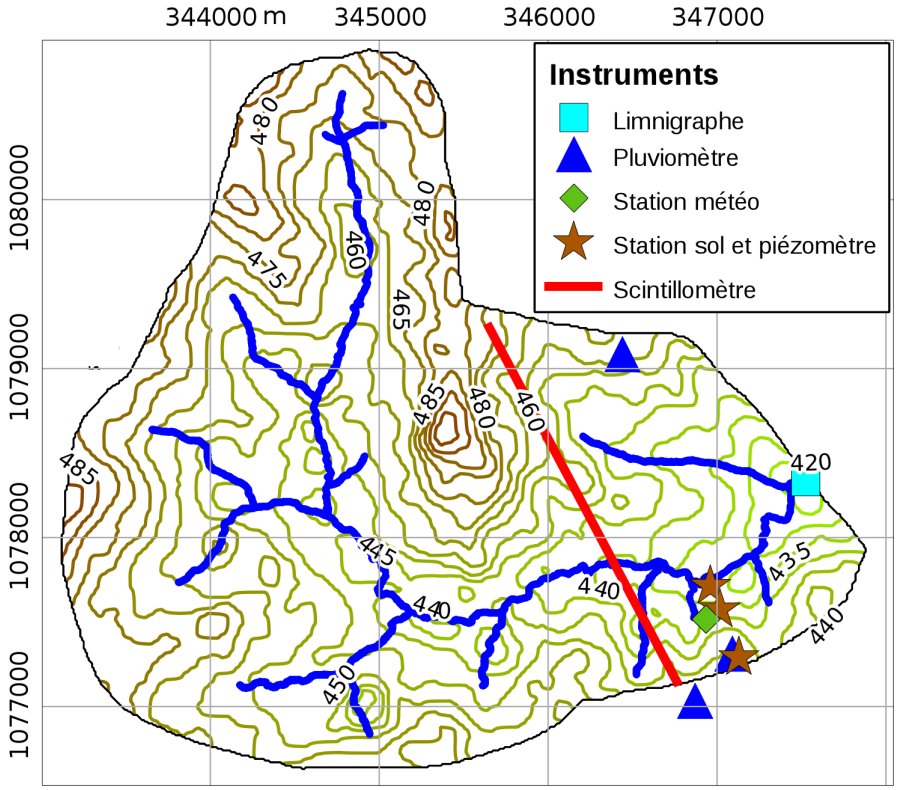


FIGURE 2.1 – Bassin versant de l'Ara : topographie et instruments de mesure

Toutefois, la tendance est plutôt sèche avec des flux de Nord-Est (harmattan) apportant de l'air sec et chaud chargé en poussière.

Des capteurs disposés sur la station de Nalohou enregistrent des données météorologiques (température de l'air, pression, humidité relative de l'air, précipitations, vitesse et direction du vent, rayonnement incident et réfléchi de courte et grande longueur d'onde...). Ces données sont présentées sur les figures 2.2 pour les années 2006 à 2009.

En 2006, la station de mesures de Nalohou n'a pas fonctionné pendant 2 semaines (une semaine fin janvier et une semaine mi-août). Afin d'obtenir un jeu de données continu pour la modélisation, les données météorologiques des stations de Bira et de Belefoungou (respectivement à 13 et 15 km de l'Ara) ont été utilisées pendant ces périodes. Ces 2 stations étant proches de celle de Nalohou, mais n'ayant pas la même végétation, les données ont été si nécessaire corrigées par une étude de la corrélation entre les données sur les différents sites lorsque toutes les stations avaient un fonctionnement nominal. Les données présentées sont celles utilisées pour le programme d'intercomparaison de modèles ALMIP-2 (Boone *et al.* 2011).

Les données de forçage à Nalohou font apparaître la dynamique intra-saisonnière du climat du bassin versant. La saison sèche dure jusqu'à mi-avril et reprend en novembre (cf. figure 2.2 P_r). En 2006, on observe uniquement un événement pluvieux pendant cette saison, le 13 février.

Le cumul annuel des précipitations est généralement compris entre 1000 et 1600 mm (Guyot *et al.* 2009a). L'année 2006 a été une année particulièrement sèche, avec seulement 900 mm. Les années 2007 et 2008 sont des années moyennes avec 1200 mm, et l'année 2009 est plus humide avec un cumul de 1500 mm.

Le rayonnement solaire (courtes longueurs d'onde) incident $SW_{\downarrow}$ est présenté sur la figure 2.2. En saison sèche, alors que peu de nuages sont observés, $SW_{\downarrow}$ diminue et atteint un minimum inférieur à 500 $W.m^{-2}$. Cela est dû à l'inclinaison de la Terre et aux aérosols désertiques apportés par l'harmattan. On peut d'ailleurs noter des augmentations brutales du $SW_{\downarrow}$ lors des changements de direction du vent correspondants aux changements de masse d'air. Pendant la saison des pluies, on peut observer une grande variabilité entre 600 et 1000 $W.m^{-2}$ sur les maxima. Les valeurs moyennes journalières sont par ailleurs plus faibles qu'en saison sèche. On observe également que l'enveloppe des maxima montre un léger creux (2 maxima) typique de ces régions intertropicales où le soleil passe 2 fois par an au zénith.

Le rayonnement infrarouge (grandes longueurs d'onde) incident $LW_{\downarrow}$ (cf. figure 2.2) est plus important en saison des pluies en raison de la présence de nuages qui ont une émissivité (de l'ordre de 1) supérieure à celle d'un ciel clair (de l'ordre de 0,3). Ceci est particulièrement marqué en fin de saison des pluies et est en corrélation avec les faibles valeurs moyennes des courtes longueurs d'onde $SW_{\downarrow}$. Les différences entre saison sèche et humide sont de l'ordre de 60 $W.m^{-2}$ et compensent en moyenne annuelle les pertes de $SW_{\downarrow}$.

L'amplitude des variations journalières de la température de l'air T_a (cf. figure 2.2) est plus importante pendant la saison sèche, puisqu'elle est supérieure à 15°C. Au contraire, en saison humide elle ne dépasse pas 10°C. L'évolution de la température moyenne journalière est également liée aux saisons : elle augmente jusqu'à atteindre 30°C en moyenne journalière pendant

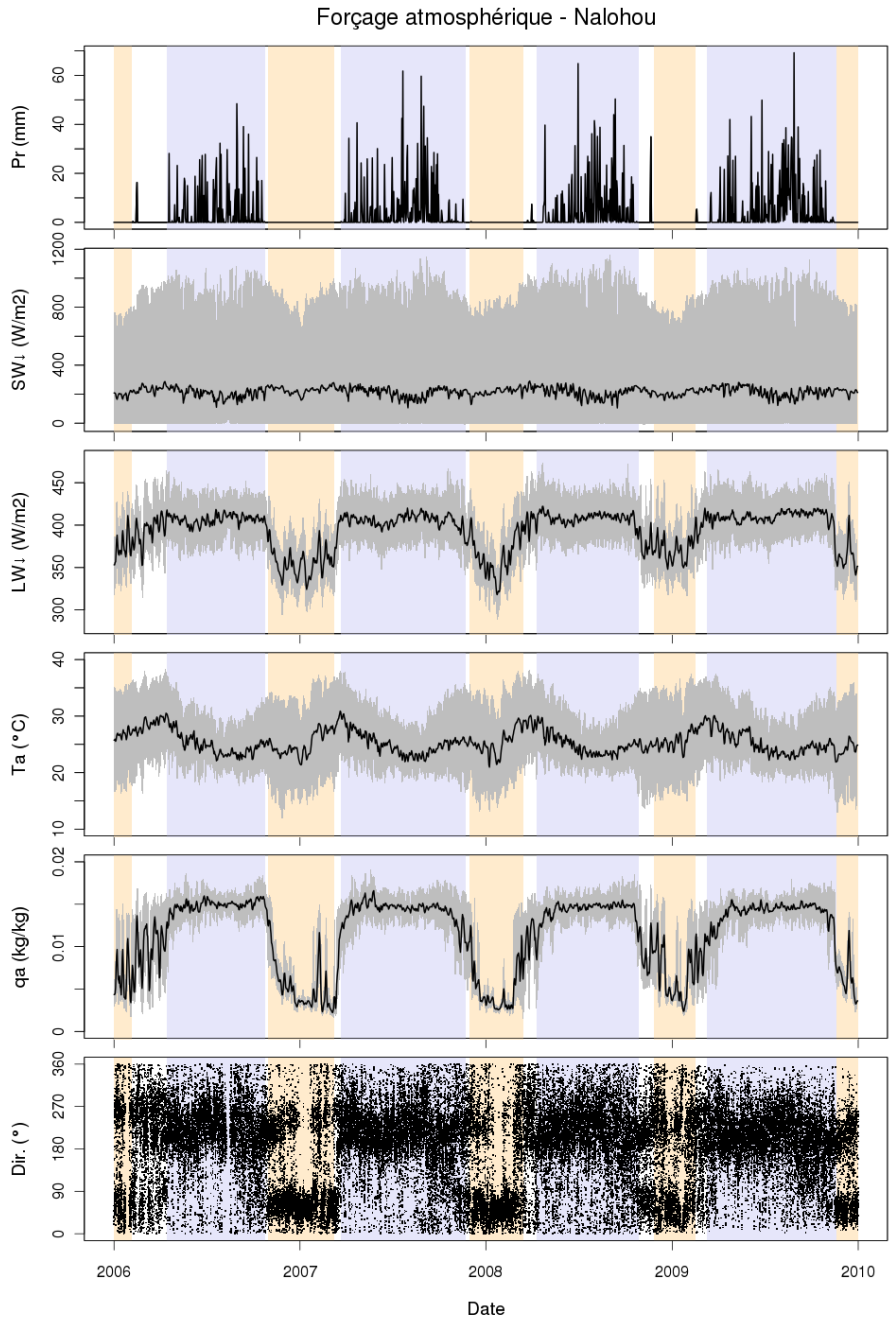


FIGURE 2.2 – Forçage atmosphérique de 2006 à 2009 : précipitations, rayonnement incident de courte longueur d'onde et de grande longueur d'onde, température de l'air, humidité spécifique de l'air, direction du vent par rapport au Nord. En noir : les moyennes journalières ; en gris : les amplitudes journalières. Les périodes sèches (amende clair) et humides (lavande clair) ont été délimitées à l'aide d'un critère sur le déficit de pression de vapeur (Guyot *et al.* 2009b)

la période sèche et diminue en saison des pluies avec un minimum d'environ 20°C. Dès que les pluies s'arrêtent, l'amplitude journalière augmente. Les températures minimales sont clairement corrélées aux périodes sans nuage. La température moyenne atteint son maximum en fin de saison sèche et commence à diminuer avec le changement de la direction du vent.

On note trois périodes pour les variations de l'humidité spécifique q_a (cf. figure 2.2), par ailleurs fortement corrélées avec les précipitations P_r et la direction du vent Dir (cf. figure 2.2). D'avril à octobre, le vent souffle du Sud-Ouest (direction de l'ordre de 250° par rapport au Nord), les pluies sont fréquentes, l'humidité de l'air augmente en valeur moyenne jusqu'à atteindre 15 g/kg et ses variations journalières sont faibles. Au contraire, lorsque le vent vient préférentiellement du Nord-Est (direction d'environ 40°), de fin octobre à décembre, il n'y a pas de précipitation et l'humidité est faible (inférieure à 5 g/kg). De janvier à avril, on observe une période de transition pour laquelle les entrées de vent de Sud-Ouest sont fréquentes, les précipitations sont rares et la variabilité de l'humidité est importante. Plus la direction du vent est variable, plus l'humidité de l'air fluctue.

2.2 La pédologie

Les seuls types de sols dominants dans le bassin versant de l'Ara sont les sols ferrugineux tropicaux lessivés (subdivisés en sous-groupes : avec/sans concrétions et indurés).

L'Atlas du Bénin (Judex *et al.* 2009) présente une carte des sols du bassin versant de l'Ara plus détaillée réalisée à partir des études de l'ORSTOM (Volkoff 1976, Faure 1977) et de sondages et profils géologiques réalisés sur le terrain. La figue 2.3 présente la carte de répartition des sols. On y distingue 4 grandes familles :

- les plinthosols qui représentent des sols peu profonds et fortement dégradés avec un horizon induré et une couche de surface fortement gravillonnaire,
- les plinthic acrisols/lixisols avec des horizons plus profonds,
- les acrisols/lixisols avec un horizon induré,
- les gleysols sablonneux et fluviosols qui sont situés principalement dans les bas-fonds.

Des estimations de la texture du sol ont été réalisées au niveau des 3 stations sols qui correspondent à des acrisols pour les stations de haut et de milieu de versant et à des plinthosols pour la station de bas de versant (Galle communication personnelle). La texture a été déterminée par granulométrie au tamis en 3 classes (cf. tableau 2.2). Les sols sont globalement assez sableux, surtout près de la surface, dans les 40 premiers cm. Des zones plus argileuses existent en dessous de l'horizon de surface. En effet, sous 60 cm, les sols contiennent entre 20 et 30 % d'argile, 60 à 70 % de sable et très peu de limon (< 10 %). D'autres études de caractérisation de la texture et de la structure des sols ont été réalisées à plus grande échelle, sur le bassin versant de la Donga (De Condappa 2006), mais ne permettent pas de représenter la variabilité des propriétés du sol sur le bassin versant de l'Ara de façon suffisamment précise pour notre étude en raison d'un échantillonnage trop lâche (tous les 15 km).

TABLEAU 2.2 – Granulométrie réalisée au tamis en 3 classes. (A : horizon avec matière organique; B : horizons sous-jacent ; C : roche peu dégradée). D'après Galle (communication personnelle)

z [cm]	sable [%]	argile [%]	limon [%]	horizon	classe USDA
Haut de versant					
5	88,8	4,1	8,2	A	sand
10	88,4	4,6	6,9	A	sand
20	89,0	3,8	7,8	A	sand
40	83,0	4,7	9,3	B	loamy sand
60	71,5	19,0	9,9	B2	sandy loam
80	68,7	22,9	8,9	B2	sandy clay loam
100	60,9	27,1	12,4	B2	sandy clay loam
180				C	
Milieu de versant					
5	85,9	5,8	8,5	A	loamy sand
10	84,6	7,1	8,7	A	loamy sand
20	83,5	8,3	6,7	A	loamy sand
40	77,6	14,0	8,8	A	sandy loam
60	56,12	31,9	11,9	B	sandy clay loam
80	45,6	35,9	18,3	B	sandy clay loam
100	52,7	28,3	18,5	B	sandy clay loam
150				C	
Bas de versant					
5	83,2	9,7	7,8	A	loamy sand
10	77,1	14,6	8,8	A	sandy loam
20	79,4	12,7	7,8	A	sandy loam
40	66,3	24,1	9,4	B	sandy clay loam
60	58,1	30,3	11,9	B2	sandy clay loam
80	72,7	18,7	9,9	B2	sandy loam
100	78,7	11,0	9,7	B2	sandy loam
150				C	

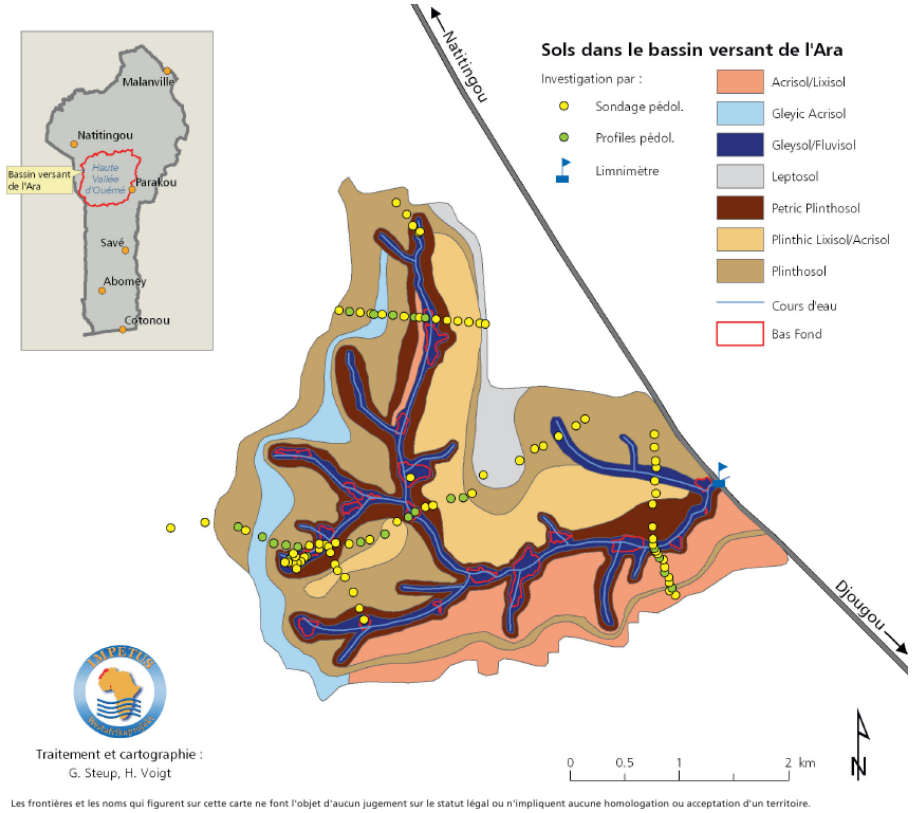


FIGURE 2.3 – Carte des sols du bassin versant de l'Ara. D'après Judex *et al.* (2009)

Outre la texture et la structure, les propriétés hydrodynamiques des sols qui contrôlent les transferts et le stockage de l'eau dans le sol sont également nécessaires à la caractérisation pédologique du bassin versant ; en particulier la porosité p, les courbes de rétention $h(\theta)$ reliant le potentiel capillaire h à la teneur volumique en eau du sol θ et les courbes de conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau $K(\theta)$. Ces propriétés sont peu documentées sur le bassin versant de l'Ara. En effet, elles sont principalement déterminées à partir de la texture du sol à l'aide de fonctions de pédotransfert. Toutefois, des essais de porométrie au mercure [1] ont permis de déterminer la courbes de rétention du sol sur des échantillons pris dans une colonne de haut de versant, à plusieurs profondeurs de 2 à 7 m (Daïan et Séguis communication personnelle). A 2 m de profondeur le sol présente une bimodalité : les courbes montrent 2 points d'inflexion (figure 2.4), ce qui est compatible avec les observations de texture. Au delà de cette profondeur, les sols sont monomodaux. La bimodalité est caractéristique des zones tropicales et sub-tropicales et a des conséquences importantes sur le comportement hydrodynamique des sols, comme l'a montré De Condappa *et al.* (2008). Ce dernier préconise une redéfinition des équations mathématiques utilisées jusqu'alors pour décrire les propriétés hydrodynamiques des sols. On remarque également la grande variabilité de teneur en eau à saturation entre 0,2 et 0,45 $m^3.m^{-3}$ pour les horizons profonds.

1. voir la section 5.3.2 pour plus d'informations sur la porométrie au mercure

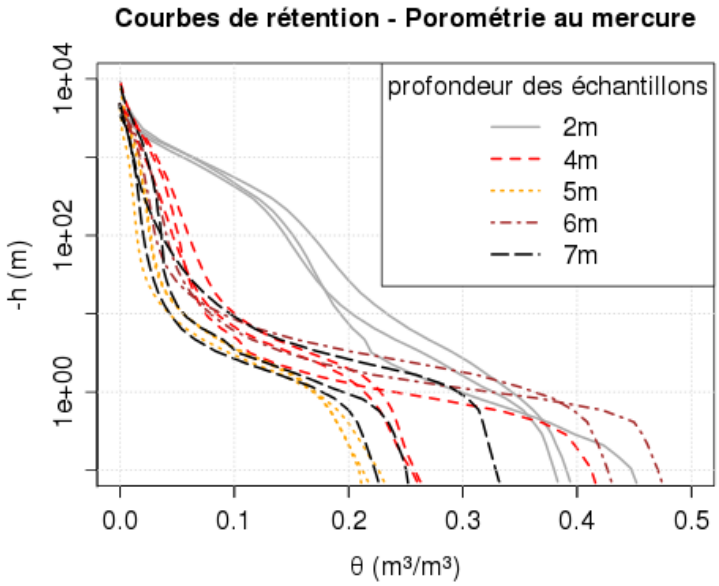


FIGURE 2.4 – Courbes de rétention obtenues à partir d'essais de porométrie au mercure. D'après Daïan et Séguis (communication personnelle)

2.3 La géologie

Le bassin versant de l'Ara est situé dans une zone de socle fracturé, avec des affleurements latéritiques. Les roches constituant le socle sont des roches métamorphiques. Cette configuration est représentative de la région.

Le socle est organisé en structures orientées suivant des bandes Nord-Sud, et avec un pendage de 20° vers l'Est (Descloitres *et al.* 2003, Descloitres *et al.* 2011). On observe une alternance de bandes de gneiss, de quartz, de micaschistes et d'amphibolites.

Une première mission de prospection géophysique a été menée en mai 2003 pour effectuer une reconnaissance du bassin versant de l'Ara avec pour objectif de cartographier la résistivité électrique afin d'obtenir des informations sur le socle, les nappes, les zones d'altération, les fractures, les zones d'infiltration et de percolation et les formations superficielles (Descloitres *et al.* 2003, Wubda 2003). Une première reconnaissance géologique a permis de mettre en évidence une structure Nord-Sud d'un socle de micaschiste avec un pendage de 20°E ainsi que des bancs très épais de quartzite. Il a également été noté que les affleurements de carapace/cuirasse sont nombreux. Pour l'instant, la présente étude laisse en suspens le fait de savoir si cette structure a une influence sur les flux souterrains et sur les zones d'altération. Un panneau de résistivité apparente permet de comprendre l'organisation des couvertures de ce bassin. L'établissement de la carte géophysique de résistivité électrique par la méthode électromagnétique EM34 a été réalisé pour déterminer les variations spatiales de la conductivité électrique sur l'ensemble du bassin versant (Wubda 2003), cf. figure 2.5.

En octobre et novembre 2004, une mission de tomographie de résistivité électrique a eu lieu pour identifier l'organisation géométrique des différents matériaux constituant la couverture d'al-

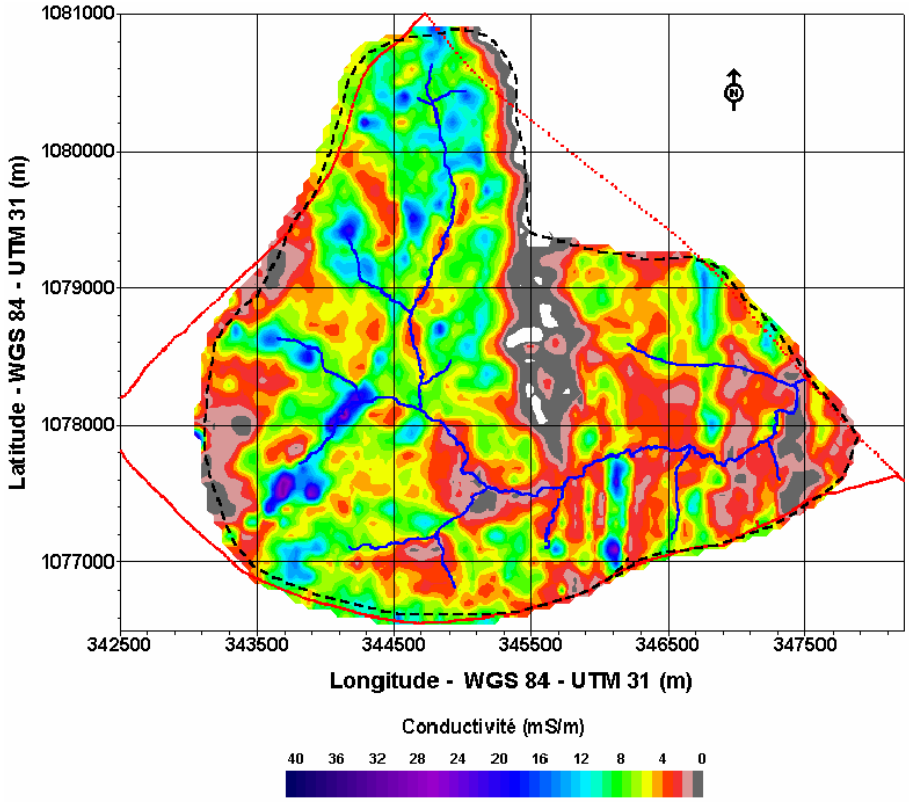


FIGURE 2.5 – Distribution en isovaleurs des conductivités EM34 sur le bassin versant de l'Ara. D'après Wubda (2003)

tération (Robain et Wubda 2004). Quatre profils ont été réalisés sur le site de l'Ara pendant cette mission.

L'ensemble des missions géophysiques préliminaires permet de considérer 3 grands ensembles : une couche superficielle résistante de 1 à 2 m d'épaisseur, une couche intermédiaire conductrice d'épaisseur comprise entre 2 et 7 m, et une couche profonde résistante correspondant au substrat rocheux plus ou moins altéré. Sur l'ensemble des profils réalisés, de nombreuses irrégularités sont constatées laissant deviner des surépaisseurs de l'altérite, des zones d'altération contrastées dans l'ensemble intermédiaire, et des zones argileuses pouvant servir de "plancher" de nappes perchées temporaires entre 1 et 2 m de profondeur.

La caractérisation des aquifères par la méthode RMP (résonance magnétique des protons) a fait apparaître 4 classes d'aquifère suivant la valeur de la teneur en eau : roche à faible densité de fracture ou aquifère sablo-argileux, roche à densité de fracture moyenne, roche à forte densité de fracture ou aquifère sableux, aquifère argileux (pour lesquels on note une faible valeur de résistivité). Les sondages RMP montrent une forte variabilité de porosité et de conductivité hydraulique à saturation entre les 4 classes d'aquifère (Descloitres *et al.* 2006).

Le projet ANR GHYRAF permet de suivre depuis 2008 les variations de stock d'eau dans le sol à l'aide d'un gravimètre relatif installé sur le bassin versant de l'Ara, en haut de versant (Hinderer *et al.* 2009, Hinderer *et al.* 2011). Ces mesures permettent de comparer l'estimation de la porosité de drainage (partie de la porosité qui peut être drainée par effet gravitaire) avec celle mesurée par RMP et de déterminer l'humidité du sol dans toute la zone non saturée (alors

que les stations de capteurs d'humidité dans le sol ne sont pas installées à plus d'un mètre de profondeur).

Une nouvelle mission a été réalisée début octobre 2008 pour caractériser les aquifères dans la zone du gravimètre (Descloitres *et al.* 2008b). Des mesures de panneau électrique (mesures de résistivité électrique le long d'un profil à partir d'électrodes disposées en surface) montrent une organisation de la couche d'altération suivant des bandes Nord-Sud : des bandes de faible résistivité caractéristiques d'une couche d'altération plus épaisse, plus argileuse ou plus minéralisée alternent avec des bandes de résistivité plus forte caractéristiques d'une roche plus saine (figure 2.5). Ces bandes Nord-Sud correspondent à la direction structurale des roches (probablement la foliation des schistes), ce qui laisse penser que l'organisation de l'altération résulte d'un héritage géologique. Quatre sondages électriques sur des bandes différentes (altérite de micaschiste, quartz, anomalies conductrices) ont permis d'estimer une épaisseur d'altération pouvant varier entre 5 et 10 m. Des sondages RMP ont permis de déterminer les paramètres hydrodynamiques de la zone d'altération et de l'aquifère pérenne. Les sondages en zone conductrice (bande d'amphibolite/gneiss ou de micaschiste) ont une teneur en eau RMP faible de l'ordre de 3% dans un terrain aquifère allant de quelques mètres jusqu'à 22 m de profondeur. En zone plus résistive, le terrain aquifère est moins profond, et la teneur volumique en eau est plus élevée : 10% sur la formation de quartz, mais peut également être plus faible : 1,5% pour le dernier sondage. Un modèle conceptuel hydrogéologique a finalement été proposé en prenant en compte la géologie, les sondages électriques et RMP (Descloitres *et al.* 2008b). Ces études permettent de déterminer la géométrie du sous-sol mais elles ne peuvent être utilisées pour déterminer les variations saisonnières.

Ces études géophysiques font ressortir la complexité de la géométrie du sous-sol sur le site de l'Ara. D'une part, l'épaisseur d'altération varie spatialement. D'autre part, le socle, proche de la surface, présente une organisation en bandes orientées Nord-Sud, perpendiculaires au drain principal. Ces bandes de socle présentent des propriétés différentes, notamment en terme de porosité.

2.4 La végétation

Le bassin versant de l'Ara est caractérisé par une végétation variée (voir figure 2.6) comprenant des zones de savane arborée ou arbustive, ainsi que des zones de culture ou de jachère. Deux autres sites de mesures intensives sont présents sur le bassin de la Donga : celui de Belefoungou (site de forêt claire) et celui de Bira (site de savane arbustive). Pendant la saison sèche, les herbacées sont inexistantes mais les arbustes et les arbres gardent leurs feuilles, sauf entre décembre et janvier où on assiste à un renouvellement du feuillage.

La répartition des différents types de végétation sur le bassin versant de l'Ara a été obtenue à partir d'images satellites SPOT à 20 m de résolution par Zin *et al.* (2009). Une classification en 7 classes a été réalisée sur l'ensemble de la Donga dont la figure 2.6 montre un extrait pour le bassin versant de l'Ara. (Les images SPOT utilisées sont celles d'avril et octobre 2005 et janvier

2006). Cette carte montre l'hétérogénéité de la distribution des différents types de couverts : les arbres suivent la ravine de l'Ara sous forme d'une ripisilve, 3 villages se trouvent sur le pourtour du bassin. A proximité de ces villages, des zones de culture et de jachère se concentrent. L'instrumentation se trouve plutôt dans ces zones de culture. On trouve également de grands arbres esseulés éparpillés sur l'ensemble du bassin versant entre des zones de savane arborée ou arbustive.

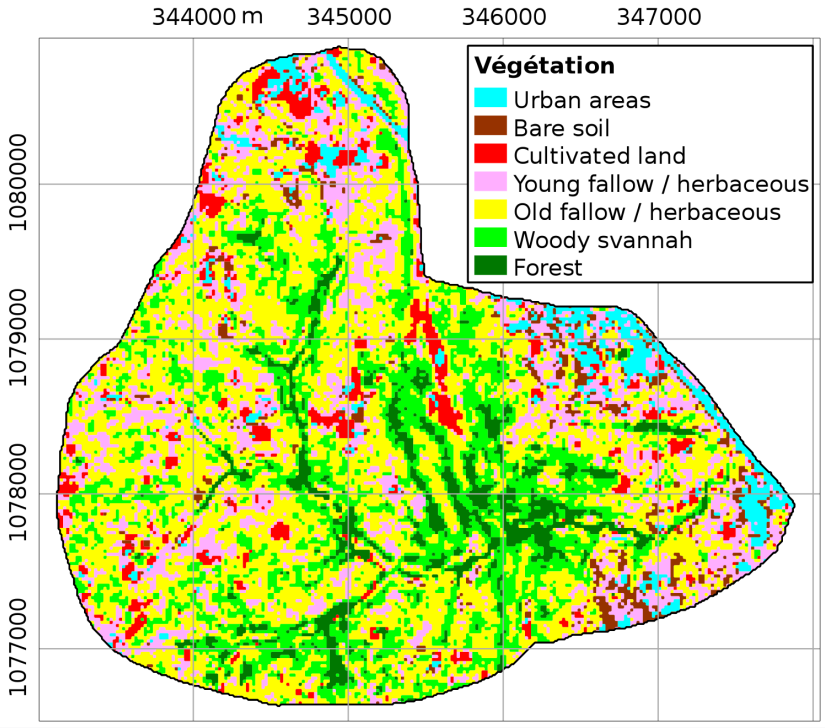


FIGURE 2.6 – Bassin versant de l'Ara : classifications des différents types de végétation. D'après Zin *et al.* (2009)

Toutes ces surfaces suivent un cycle annuel marqué par les contraintes climatiques et la saisonnalité de la mousson (Blanchard *et al.* 2007, Seghieri *et al.* 2009).

La figure 2.7 présente quelques paramètres clés qui caractérisent le cycle annuel des herbacées à Nalohou : la hauteur de végétation, l'albedo (défini comme le rapport des rayonnements de courte longueur d'onde descendant et montant, autrement dit la fraction d'énergie solaire réfléchie par la surface) et le LAI (Leaf Area Index). Il faut noter que l'albedo est une propriété du sol défini comme étant le rapport entre l'intégrale du rapport entre le rayonnement réfléchi et le rayonnement incident, alors que la mesure de l'albedo se fait en calculant le rapport entre l'intégrale du rayonnement réfléchi et l'intégrale du rayonnement incident. Ceci peut engendrer des écarts entre la mesure et la valeur de l'albedo à cause du caractère non linéaire de l'intégrale.

Une à deux semaines après le début de la saison des pluies, les herbacées commencent à pousser (figure 2.7). Elles peuvent atteindre plus de 3,00 m en fin de saison humide et dépasser les arbustes des savanes arbustives. Elles se développent aussi sous les canopées forestières de manière plus éparse. Sur la figure 2.7, on note un palier dans la croissance des herbacées, ceci est dû au fait que 2 types d'herbacées – les annuelles et les pérennes – sont pris en comptes dans la mesure de la hauteur de végétation. Or ces 2 types d'herbacées ont des cycles de croissance

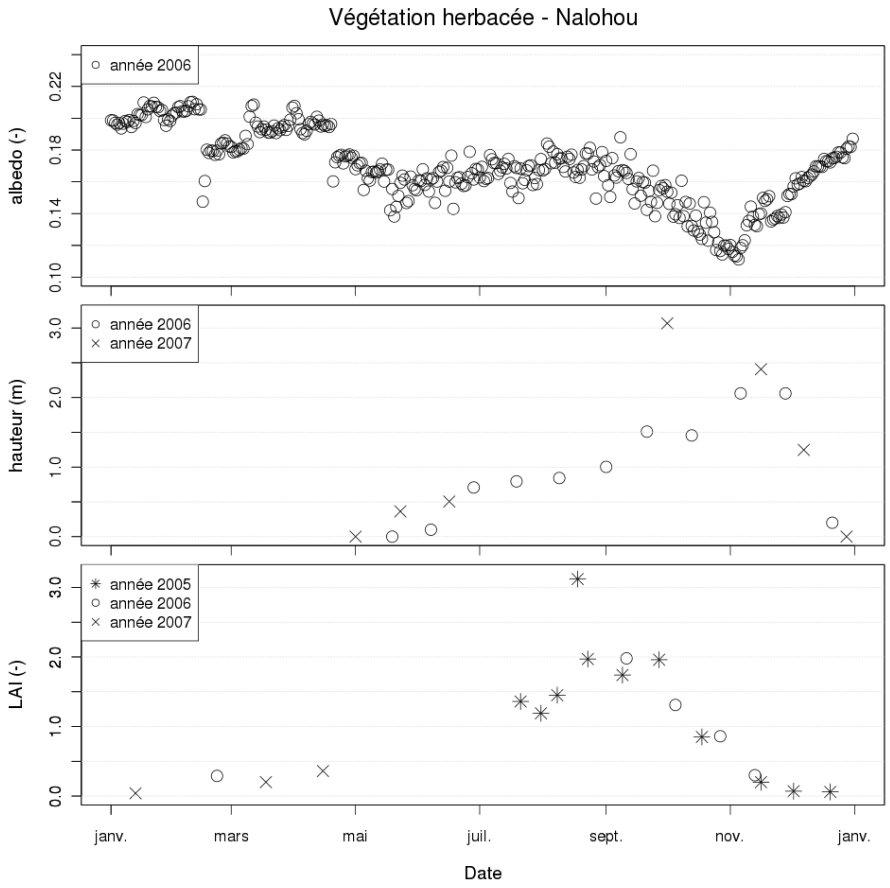


FIGURE 2.7 – Albedo, hauteur de végétation et LAI pour une végétation herbacée

déphasés et des hauteurs maximales différentes. En novembre, lorsque la direction du vent change de régime (de Sud-Ouest à Nord-Est) marquant la fin de la saison des pluies, toutes les cultures et les herbacées sont brûlées pour enrichir les sols et éviter les incendies incontrôlés, ce qui ramène brutalement la hauteur de végétation à 0. Les changements de hauteur de végétation engendrent des modifications de la rugosité de la surface. Pour le sol nu, les arbustes éparses et les cultures en buttes provoquent une rugosité importante comprise entre 0.1m et 0.2m. Lorsque les herbacés poussent, la rugosité augmente suivant les lois de Brutsaert (1982). L'indice foliaire est également lié à la hauteur de la végétation : les feuilles se développent lorsque la végétation pousse. Les cultures (mil, coton, maïs) ont leur cycle propre, qui est proche de celui des herbacées. Les semis ont lieu après la deuxième pluie et les récoltes se déroulent à la fin de l'été.

La biomasse et le LAI de 3 types de végétation (savane arbustive, mosaïque de jachère et culture, forêt claire) ont fait l'objet d'un suivi pendant les années 2005 et 2006 (Blanchard *et al.* 2007), en séparant les propriétés des herbacées (annuelles) de celles des ligneux.

L'albedo a un cycle plus complexe car il dépend non seulement du type de couvert mais aussi de l'humidité de surface, en particulier quand le sol est nu. Ainsi, il diminue lorsqu'il pleut et que la végétation pousse car la couleur change : les herbes sont plus sombres que le sol nu. La pluie permet également un lessivage de l'atmosphère, ce qui engendre une diminution du rayonnement diffus par rapport au rayonnement direct. Ainsi, les propriétés directionnelles de la surface (non Lambertienne) induisent une diminution de l'albedo.

Sur la figure 2.7, on observe que l'albedo du sol nu est de l'ordre de 0,2 lorsque le sol est sec (janvier, février). Pendant cette période, les variations d'albedo sont corrélées avec les changements de direction du vent, donc avec les changements de masse d'air (différentes teneurs en aérosols). Pour les épisodes d'harmattan, l'albedo est légèrement inférieur à celui observé pour les flux de Sud-Ouest. Les épisodes pluvieux des mois de février et d'avril entraînent une baisse brutale de l'albedo. Ainsi, l'albedo du sol mouillé est de l'ordre de 0,18. Lorsque la végétation commence à pousser, l'albedo diminue progressivement et se stabilise autour de 0,16. Lorsque la végétation commence à jaunir, l'albedo chute de manière continue pour atteindre une valeur minimale autour de 0,12. Les brûlis et les changements de couleur du sol entraînent une remontée de l'albedo à des valeurs proches de 0,2 en fin d'année.

Conclusion de la partie I

En Afrique de l'Ouest, de la côte guinéenne jusqu'au Sahel, la mousson est la principale source de précipitation et donc d'alimentation en eau douce pour les populations. Ainsi, des millions de personnes dépendantes de cette ressource sont exposées au caprice du cycle de la mousson, en particulier au Sahel où les pluies sont peu fréquentes (moins de 600 mm/an), où la reprise évaporatoire représente 60 % des précipitations et où les coefficients de ruissellement sont importants. En zone soudanienne, la ressource en eau et les populations sont tout aussi vulnérables. En effet, si les précipitations sont plus abondantes (supérieures à 1200 mm), la reprise évaporatoire est aussi plus importante (jusqu'à 80 % des précipitations) de part une

couverture végétale plus dense. D'autre part, une grande partie des sous-sols de la ceinture soudanienne est constituée de socle, surmonté de couches d'altération argileuse. Ces structures rendent la disponibilité de la ressource en eau souterraine très variable dans l'espace et souvent peu exploitable. Ainsi la caractérisation et la compréhension des processus hydrologiques dans leur ensemble, incluant les interactions entre les réservoirs souterrains, la végétation, l'atmosphère et les rivières est essentielle pour la mise en œuvre de politiques de gestion durable de la ressource en eau dans ces zones où elle est particulièrement vulnérable. Dans le cadre du programme AMMA-CATCH qui vise à mieux comprendre l'impact de la variabilité de la mousson d'Afrique de l'Ouest sur les ressources en eau, un dispositif expérimental important a été déployé au Bénin, au Niger et au Mali. Au Bénin, le cycle hydrologique est étudié à différentes échelles par l'instrumentation et le suivi de trois bassins versants imbriqués, l'Ouémé (10000 km^2), la Donga (586 km^2) et le bassin d'Ara (12 km^2). Ce dernier permet d'étudier les processus de transfert d'eau et d'énergie de manière détaillée grâce à l'installation d'instruments de mesures sur le long terme.

L'analyse des données sur ce bassin versant a permis de mettre en évidence le rôle prépondérant de la végétation dans cette zone de socle, caractérisée par une végétation qui reste active toute l'année. Toutefois, la complexité de la géologie, l'hétérogénéité des épaisseurs de sol, du couvert végétal et des caractéristiques hydriques induites par les différents réservoirs hydrologiques, rendent très difficiles la généralisation des processus observés localement et l'agrégation des paramètres hydrologiques à grande échelle. La mise en œuvre d'une modélisation distribuée des processus doit permettre d'étudier le rôle de ces hétérogénéités. La partie suivante détaille les processus à considérer et leur mise en œuvre dans les modèles utilisés. Ceci doit nous permettre de répondre à notre objectif qui est de montrer dans quelle mesure les hétérogénéités sont susceptibles de générer des transferts latéraux pour alimenter des zones d'évapotranspiration privilégiées.

Deuxième partie

Les processus hydrologiques et leur modélisation

3 Représentation des processus

Pour répondre aux objectifs que nous nous sommes fixés – caractériser et modéliser la dynamique et la variabilité de l'évapotranspiration – il est nécessaire de représenter la variabilité géologique et celle du couvert végétal, et de considérer les interactions entre les aquifères et la végétation. Il s'agit de mettre en exergue les processus hydrologiques intervenant en zone de socle. Aussi le chapitre 3 présentera-t-il ces processus, et le rôle prépondérant de l'évapotranspiration dans les échanges d'eau et d'énergie. A partir de cette analyse des processus, l'objectif est de mettre en œuvre une modélisation distribuée des échanges d'énergie et d'eau. Ce travail s'appuie sur la mise en œuvre de deux modèles hydrologiques : SiSPAT et ParFlow-CLM qui seront présentés dans le chapitre 4.

3.1 Processus hydrologiques et atmosphériques

Le fonctionnement hydrologique des bassins versants intéresse les hydrologues depuis plusieurs décennies. Ce sont, entre autres, les processus qui contrôlent les transferts de masse d'eau et d'énergie dans le système sol-végétation-atmosphère. Ces processus sont plutôt bien décrits dans la littérature. En revanche leurs interactions et la variabilité spatiotemporelle des variables qui les contrôlent restent encore largement inconnues. Ainsi, l'application des processus connus à chaque cas concret demeure un challenge.

Certains processus sont inexistants dans certaines régions du globe ou à certaines périodes, d'autres seront particulièrement importants dans d'autres régions. Par exemple, le ruissellement hortonien est prépondérant dans les zones semi-arides telles qu'au Sahel en raison de la faible capacité d'infiltration des sols souvent recouverts d'une croûte en surface et de la forte intensité des événements pluvieux (Peugeot *et al.* 2003, Cappelaere *et al.* 2003). Par contre, le ruissellement par saturation y est négligeable.

Les processus sont complexes et un certain nombre de facteurs physiques ou morphologiques contrôlent la localisation, l'intensité, le déclenchement et l'arrêt de ces processus. Ainsi, c'est souvent la combinaison de plusieurs facteurs qui conditionne le comportement d'un bassin versant. Les conditions climatiques, les usages et les propriétés du sol, la topographie ou la géologie

sont autant de facteurs qui peuvent affecter les processus physiques. Comprendre les processus dominants dans le fonctionnement d'un bassin versant reste une question clé aujourd'hui car cela dépend de conditions locales.

Pour les processus hydrologiques intervenant sur les bassins versants, on peut citer l'interception de la pluie par la végétation, les écoulements d'eau de surface par un dépassement de la capacité d'infiltration (Horton 1933) ou sur des surfaces saturées (Dunne et Black 1970), l'évaporation, la transpiration des plantes, les écoulements de subsurface ou souterrains, l'infiltration et la percolation de l'eau dans le sol, l'extraction racinaire par des plantes, le stockage, ...

Pour les processus atmosphériques régissant les transferts d'énergie, on peut citer : le rayonnement, la conduction de la chaleur, la convection, la turbulence, les changements d'état de l'eau, les échanges entre sol et atmosphère, ...

Tous les processus physiques observés peuvent être liés par des équations, notamment à base physique. Ces équations se fondent alors sur les 3 principes physiques fondamentaux : conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement. A partir de ces principes, on peut déterminer les bilans de masse d'eau, d'énergie et les équations de transfert qui nous intéressent.

Il ne s'agit pas dans cette partie de passer en revue tous les processus connus, mais seulement les processus principaux le plus souvent représentés dans les modèles hydrologiques et les modèles de transferts sol-végétation-atmosphère. On commencera par les processus à l'interface surface atmosphère avant de s'intéresser aux processus de subsurface.

3.2 Description des processus en surface

3.2.1 Le bilan radiatif

Sur un sol nu, le rayonnement résulte des contributions des courtes longueurs d'onde (visible et proche infra-rouge) et des grandes longueurs d'onde (infra-rouge thermique). Les courtes longueurs d'onde proviennent du soleil (R_s $[W.m^{-2}]$) et sont en partie réfléchies par la surface avec un coefficient de réflexion α $[-]$ appelé albedo. Le rayonnement de grande longueur d'onde a une composante émise par la Terre et peut s'exprimer par l'expression de Stefan-Boltzmann en fonction de l'émissivité (ϵ $[-]$) et de la température de la surface (T_s $[K]$). La deuxième composante est celle reçue de l'atmosphère (R_a $[W.m^{-2}]$) dont une fraction $(1-\epsilon)$ est réfléchie par la surface. Ainsi, le bilan radiatif à la surface terrestre qui définit la quantité de chaleur disponible au sol peut s'écrire :

$$R_n = (1-\alpha)R_s + \epsilon(R_a - \sigma T_s^4) \tag{3.1}$$

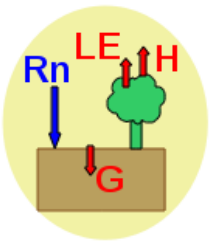
Le rayonnement net est à la fois influencé par la position de la terre par rapport au soleil, par les nuages et les aérosols présents dans l'atmosphère et par la température du sol. Ainsi, l'albedo est le principal facteur influençant R_n.

3.2.2 Flux radiatifs mesurés sur le bassin versant de l'Ara

La station météorologique permet de déterminer les différents termes du bilan radiatif. Ainsi, le rayonnement net R_n $[W.m^{-2}]$ est calculé à partir de l'intégration hémisphérique des composantes des rayonnements descendant ($\downarrow$) et montant ($\uparrow$) de courte (SW pour *short wave*) et grande longueur d'onde (LW pour *long wave*) mesurés :

$$R_n = LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow} + SW_{\downarrow} - SW_{\uparrow} \tag{3.2}$$

3.2.3 Le bilan d'énergie



Pour le cas simplifié d'un sol nu, la quantité de rayonnement disponible (R_n) à la surface du sol est redistribuée vers l'atmosphère ou stockée dans le sol. Le bilan d'énergie en surface impose alors l'égalité entre le rayonnement net (R_n $[W.m^{-2}]$) et les flux turbulents de chaleur latente (LE $[W.m^{-2}]$) et sensible (H $[W.m^{-2}]$) et le flux de chaleur dans le sol (G $[W.m^{-2}]$) :

$$R_n = H + LE + G \tag{3.3}$$

Les phénomènes turbulents permettent des échanges avec l'atmosphère de 2 types. Le flux de chaleur sensible (H $[W.m^{-2}]$) est un mouvement turbulent convectif créé par une différence de température entre la surface (T_s $[K]$) et l'atmosphère (T_a $[K]$). Le flux de chaleur latente (LE $[W.m^{-2}]$) dépend de la disponibilité en eau en surface et est fonction de l'équilibre entre l'humidité spécifique de l'air (q_a $[kg.kg^{-1}]$), et l'humidité spécifique au niveau de la surface (q_s $[kg.kg^{-1}]$). C'est un flux turbulent qui nécessite un apport d'énergie pour vaporiser l'eau disponible. Ces deux termes du bilan d'énergie sont appelés flux turbulents car au delà des premiers mm d'altitude, c'est la turbulence atmosphérique qui transporte chaleur et molécules d'eau. Ces 2 flux turbulents dépendent fortement du vent et de la rugosité de surface.

En surface, il y a également des échanges d'énergie avec le sol sous forme de conduction thermique lorsque la température dans le sol T $[K]$ n'est pas homogène, autrement dit lorsque la température varie en fonction de la profondeur. On parle de flux de chaleur dans le sol G $[W.m^{-2}]$.

3.2.4 Flux atmosphériques mesurés sur le bassin versant de l'Ara

Les mesures effectuées avec le scintillomètre et les stations d'eddy-covariance permettent de déterminer H et LE (Guyot *et al.* 2012). Il ne s'agit pas de flux directement mesurés mais déduits à partir de la théorie de la turbulence mécanique et thermique dans la couche limite atmosphérique.

Le scintillomètre permet de mesurer au niveau du récepteur la variance du logarithme de l'intensité d'un signal électromagnétique émis par l'émetteur après propagation dans un milieu

turbulent. L'étude de cette variance permet de déterminer le paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air que l'on peut relier au paramètre de structure de la température puis au flux turbulent de chaleur sensible (De Bruin *et al.* 1995). Le flux de chaleur latente est ici déterminé comme résidu du bilan d'énergie réalisé à l'échelle de l'empreinte du scintillomètre (Guyot 2010). La figure 3.1 montre que le scintillomètre permet d'estimer les flux turbulents atmosphériques au-dessus d'une surface hétérogène composée de jachères et de savanes arborée ou arbustive. Leur partition dans le champ de vision (footprint) du scintillomètre diffère pour des conditions de vent de Nord-Est ou de Sud-Ouest et induit donc des variations de flux lors des changements de direction du vent (figure 2.2). On notera d'importants dysfonctionnements du scintillomètre qui ne permet pas d'avoir de longues séries complètes de mesures.

Les flux de chaleur sensible et latente sont également déterminés par eddy-covariance (ou corrélations turbulentes) à partir des mesures hautes fréquences (20 Hz) des 3 composantes de la vitesse du vent et de la température par un anémomètre sonique et des concentrations de vapeur d'eau par un analyseur de gaz. La covariance entre les fluctuations de la composante verticale de la vitesse du vent et de l'humidité ou de la température permet de calculer les flux turbulents de chaleur latente ou sensible selon l'équation 3.4 où ρ_a et ρ_e $[kg.m^{-3}]$ sont respectivement la masse volumique de l'air et de l'eau, c_p $[J.kg^{-1}.K^{-1}]$ la capacité calorifique de l'air à pression constante, L_V $[J.kg^{-1}]$ la chaleur latente d'évaporation, $\overline{w'T'_a}$ $[m.K.s^{-1}]$ est la covariance de la vitesse verticale du vent et de la température de l'air, et $\overline{w'q'_a}$ $[m.s^{-1}]$ celle de la vitesse verticale du vent et de l'humidité spécifique (Aubinet *et al.* 2002). La station d'eddy-covariance a été installée sur une jachère herbeuse. 27 % des estimations des flux de chaleur sensible ou latente sont manquantes, en particulier lorsqu'il pleut.

$$\begin{cases} H = \rho_a c_p \overline{w'T'_a} \\ LE = \rho_e L_V \overline{w'q'_a} \end{cases} \tag{3.4}$$

Le dernier terme du bilan d'énergie – le flux de conduction de la chaleur dans le sol G $[W.m^{-2}]$ – est déterminé à partir des mesures de température dans le sol par une méthode harmonique qui permet de modéliser le profil vertical de température dans le sol et en particulier le gradient de température en surface, en supposant un sol homogène entre les mesures de température utilisées (10 et 20 cm) et la surface. G est alors calculé par la loi de Fourier (équation 3.5) où λ $[W.m^{-1}.K^{-1}]$ est la conductivité thermique du sol.

$$G = \lambda \frac{\partial T}{\partial z}_{|z=0} \tag{3.5}$$

En écrivant la température à une profondeur z_i sous la forme d'une décomposition en transformée de Fourier (équation 3.6), on obtient la solution $T_s(z,t)$ de l'équation de la chaleur (équation 3.7) sous la forme de l'équation 3.8.

$$T_{s,z_i}(t) = \sum_k C_k \cos(\omega_k t + \phi_k) \tag{3.6}$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \alpha_T \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \tag{3.7}$$

$$T_s(z,t) = \sum_k 2C_k \exp\left(-\frac{z - z_i}{z_\alpha}\right) \cos\left(\omega_k t + \phi_k - \frac{z - z_i}{z_\alpha}\right) \tag{3.8}$$

où C_k $[K]$, ω_k $[rd.s^{-1}]$ et ϕ_k $[-]$ sont respectivement l'amplitude, la pulsation et la phase de la $k$ième harmonique dans la décomposition de Fourier. α_T $[m^2.s^{-1}]$ est le coefficient de diffusion de chaleur dans le sol

z_α $[m]$ est la profondeur équivalente de diffusion. Soit :

$$z_\alpha = \sqrt{\frac{2\alpha_T}{\omega_k}} \tag{3.9}$$

où α_T peut être estimé à partir de 2 températures du sol connues, pour deux profondeurs différentes z_{i1} et z_{i2} situées dans le premier horizon homogène de sol, à partir de l'extinction d'amplitude journalière $\Delta T_{s,z_{i1}}$ et $\Delta T_{s,z_{i2}}$ des séries de température à z_{i1} et z_{i2} :

$$\alpha_T = \frac{\omega_j (z_{i1} - z_{i2})}{2(\ln(\Delta T_{s,z_{i1}} / \Delta T_{s,z_{i2}}))^2} \tag{3.10}$$

où ω_j est la pulsation journalière.

Ce coefficient α_T permet de calculer la conductivité thermique λ $[W.m^{-1}.K^{-1}]$ du sol près de la surface, connaissant la capacité calorifique du sol $C_T(\theta)$ $[J.m^{-3}.K^{-1}]$:

$$\lambda = C_T(\theta)\alpha_T \tag{3.11}$$

Ce calcul nécessite la connaissance de la teneur volumique en eau, en théorie sur la même épaisseur qu'entre les deux niveaux de température. Dans notre cas, les premières valeurs disponibles sont 10 et 20 cm tant pour la teneur en eau que pour la température, ce qui peut introduire des incertitudes sur les valeurs de flux de chaleur calculées en surface.

En utilisant la valeur de λ ainsi trouvée et la forme dérivée de l'équation 3.8, il est alors possible de déterminer le flux de chaleur dans le sol G.

Les termes du bilan d'énergie sont présentés sur la figure 3.1. L'objectif ici n'est pas de détailler la partition de l'énergie et ses cycles journalier, intra-annuel et inter-annuel. Cette étude est en cours dans la thèse d'Ossénatou Mamadou. Nous nous attacherons ici à décrire les grands traits du cycle annuel et des ordres de grandeur de chaque terme.

Le rayonnement net (R_n) est plus fort en saison des pluies (jusqu'à 800 $W.m^{-2}$ en maximum journalier) qu'en saison sèche (de l'ordre de 400 $W.m^{-2}$) malgré une nébulosité plus importante en saison des pluies. En effet, c'est en saison humide que les rayonnements incidents sont les plus

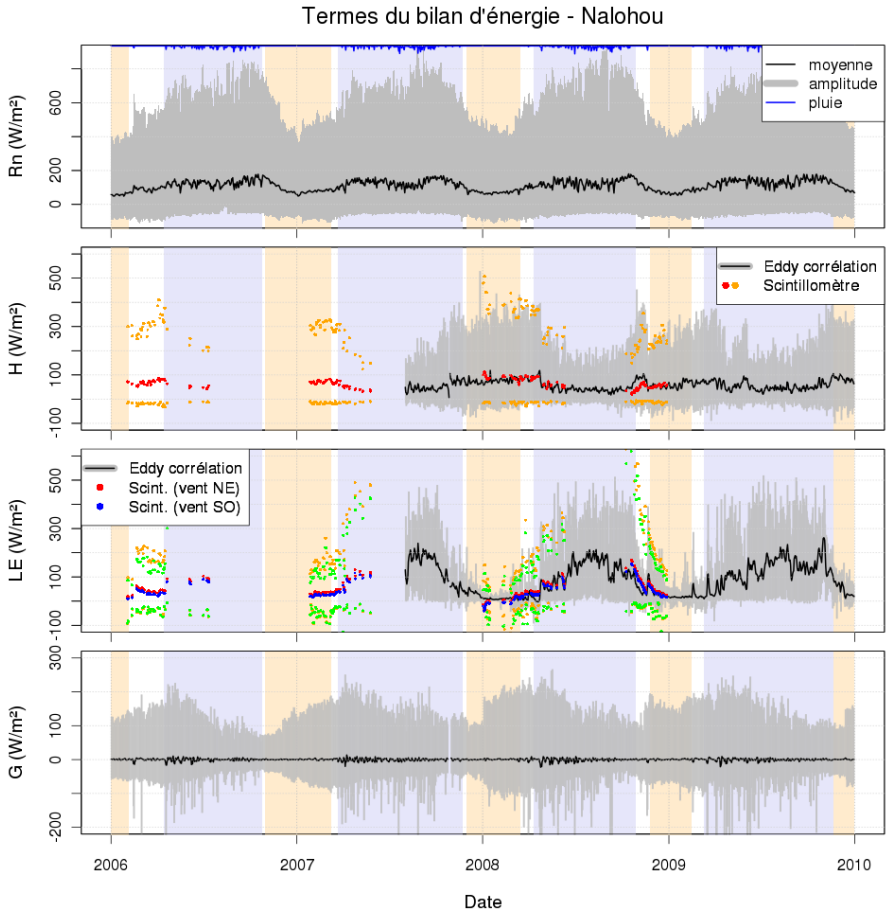


FIGURE 3.1 – Evolution temporelle des termes du bilan d'énergie de 2006 à 2009 sur une jachère herbeuse, en termes de moyenne et amplitude journalière. Rayonnement net (R_n) mesuré par la station météorologique. Flux de chaleur sensible (H) déterminé à partir des mesures scintillométriques ou des mesures d'eddy-covariance. Flux de chaleur latente (LE) déduit comme résidu du bilan d'énergie à partir des mesures scintillométriques. Flux de chaleur dans le sol (G) calculé par la méthode harmonique. En noir, rouge et bleu : moyenne journalière ; en gris, orange et vert : amplitude journalière.

importants (voir la section précédente). En cette saison, la couleur du sol est aussi plus foncée en raison de la pluie, il absorbe alors plus de rayonnement de courte longueur d'onde, $SW_{\uparrow}$ est donc plus faible qu'en saison sèche. Le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la Terre est lié à la température de celle-ci : l'augmentation du rayonnement net pendant la saison des pluies correspond à une diminution de la température du sol, donc une diminution de $LW_{\uparrow}$; réciproquement la diminution du rayonnement pendant la saison sèche correspond à une hausse de la température du sol. Le rayonnement net est un terme important du bilan d'énergie car il conditionne la quantité de chaleur disponible en surface.

Le flux de chaleur dans le sol (G) est quasiment nul en valeur moyenne tout au long de l'année. Son amplitude journalière suit une dynamique saisonnière mais non phasée avec celle du rayonnement net. Cette amplitude augmente pendant la saison sèche jusqu'à environ 300 $W.m^{-2}$ et diminue pendant la saison des pluies (amplitude de l'ordre de 100 $W.m^{-2}$) lorsque la végétation croît et ne permet plus à la surface de se réchauffer car le rayonnement incident au sol diminue. On note également des pics négatifs des minima journaliers importants lors des événements pluvieux qui conduisent à un déstockage important de l'énergie. On peut également observer des augmentations brutales du maximum journalier en début de saison sèche (janvier 2008, novembre 2008, décembre 2009 et dans une moindre mesure décembre 2006). Ces variations correspondent au brûlis des herbacées. Le sol redevient brutalement nu ce qui permet à la surface de s'échauffer davantage pendant la journée. Ceci induit des flux de chaleur dans le sol soudainement plus importants.

Sur la figure 3.1, les estimations des flux de chaleur sensible (H) en moyenne et amplitude journalière par eddy-covariance et par scintillométrie sont assez cohérentes, à part en novembre 2008. Ils sont de l'ordre de 300 à 400 $W.m^{-2}$ en valeur maximale en saison sèche, et inférieurs à 200 $W.m^{-2}$ en saison humide. Le flux de chaleur sensible chute en saison des pluies, indiquant une diminution de la différence de température entre le sol et l'air. En fin de saison, H augmente lorsque les pluies deviennent plus éparses. Le sol plus sec et la végétation haute et sèche créent des conditions de température de surface et de rugosité qui favorisent les flux sensibles. La chute brutale de H en novembre 2008 correspond à une pluie importante tombée juste après les brûlis et qui a donc refroidi brutalement la surface, en partie par évaporation et transport par le ruissellement. Cette dynamique rapide peut également être observée en début de saison des pluies. Il faut noter que les mesures faites à partir du scintillomètre sont contraintes à être négatives la nuit en imposant des conditions stables pour le calcul du flux à partir du paramètre de structure de la température.

Le flux de chaleur latente (LE) est quasiment nul en valeur moyenne pendant la saison sèche avec une variabilité journalière de l'ordre de 100 $W.m^{-2}$. On peut remarquer que pendant cette période, l'estimation de LE par scintillométrie est supérieure à celle par eddy-covariance. Cette différence peut être expliquée par les différences de footprints[1] : de la végétation ligneuse est présente dans l'empreinte du scintillomètre alors qu'il n'y en a pas dans celle de la tour de flux. Cependant, il ne faut pas oublier que l'estimation de LE par scintillométrie est le résultat d'un

1. Le footprint est la surface contributive à la mesure. Dans le cas de mesures avec un scintillomètre, il s'étend sur une vaste zone entre l'émetteur et le récepteur et dépend fortement de la direction du vent. Dans le cas de mesures par eddy-covariance, cette surface est beaucoup plus réduite et localisée.

bilan d'énergie qui cumule les erreurs et les incertitudes des 3 autres termes. Même si une attention particulière a été portée pour réduire ces incertitudes (Guyot *et al.* 2009b), des différences significatives peuvent apparaître. Dans la couche limite atmosphérique, les mesures de flux turbulents ont tendance à sous-estimer les échanges réels car les instruments n'échantillonnent pas toutes les échelles de la turbulence et ne prennent pas en compte les processus de transport horizontaux. Ainsi, l'estimation de LE comme résidu du bilan d'énergie dans lequel H est estimé par scintillométrie peut être vue comme un majorant du flux de chaleur latente réel sur l'ensemble du footprint. En saison des pluies, LE augmente pour atteindre des moyennes journalières de 200 $W.m^{-2}$ et des maxima de 500 $W.m^{-2}$. C'est en effet pendant la saison des pluies que l'eau est disponible en surface ou interceptée par la végétation pour être évaporée. C'est aussi pendant cette période qu'elle est active et transpire. Cette augmentation en début de saison accompagne la croissance de la végétation herbacée. Les maxima journaliers atteignent un palier qui se maintient pendant plusieurs mois avant de décroître plus ou moins rapidement en fin de saison des pluies en fonction du régime de précipitation. Pendant les périodes transitoires, des événements pluvieux isolés tombent sur une surface nue. On peut observer sur la figure 3.1 quelques-uns de ces épisodes qui induisent une réponse rapide des processus d'évaporation (février 2006, novembre 2008, décembre 2009).

Tous ces flux sont fortement liés à la température et à l'humidité du sol. Nous allons donc maintenant nous intéresser aux processus intervenant dans le sol.

3.3 Description des processus en zone saturée ou non saturée

3.3.1 Ecoulements dans les sols

Les écoulements de subsurface et souterrains sont régis par la capillarité et la gravité. L'eau dans le sol est soumise à une force gravitaire et à une force capillaire. La force gravitaire a tendance à entraîner l'eau en profondeur sous l'effet de son poids alors que la force capillaire fait remonter l'eau vers la surface (si le milieu est hydrophile). Le bilan d'énergie sur des particules d'eau se fait à partir de l'énergie potentielle associée à ces 2 forces. L'énergie cinétique peut être négligée dans les milieux poreux devant les énergies potentielles car les vitesses d'écoulement restent très faibles. On définit alors un potentiel total H_m $[m]$ aussi appelé charge hydraulique qui est la somme du potentiel gravitaire z $[m]$ (orienté positivement vers le haut) et du potentiel capillaire h $[m]$:

$$H_m = h + z \tag{3.12}$$

Ces potentiels sont communément donnés par unités de poids et s'expriment alors en mètres.

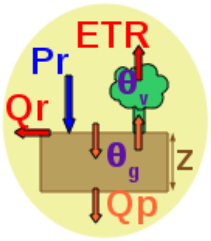
Un déséquilibre entre les 2 effets entraîne un écoulement de l'eau suivant la loi de Darcy généralisée :

$$\overrightarrow{q} = K(\theta)\overrightarrow{grad}(H_m) \tag{3.13}$$

où q $[m.s^1]$ est le flux spécifique d'écoulement, $K(\theta)$ $[m.s^1]$ la conductivité hydraulique pour une teneur volumique en eau θ donnée. K caractérise la capacité du milieu à transmettre de l'eau.

Néanmoins, la loi de Darcy ne permet pas de représenter convenablement les écoulements dans la macroporosité où le phénomène de capillarité est négligeable en raison du grand diamètre de ces pores. Les macropores peuvent être dûs au système racinaire de la végétation ou aux fractures du socle par exemple. Ils peuvent constituer un réseau où des écoulements préférentiels rapides sont possibles. Mais pour des raisons de simplicité, ce processus ne sera pas pris en compte dans notre étude.

3.3.2 Bilan d'eau en surface



Les transferts souterrains dans une colonne de sol sont soumis à des forçages tels que la pluie, la vidange par évapotranspiration ou par percolation, ... Le bilan d'eau d'une telle colonne de profondeur fixée, ramené à une surface unitaire 1 m^2, exprime la compensation de l'eau entrant dans le volume sous forme de précipitations (Pr $[m^3.m^{-2}]$) par l'eau sortant sous forme de ruissellement (Qr $[m^3.m^{-2}]$), de percolation en profondeur (Qp $[m^3.m^{-2}]$) et d'évapotranspiration (ETR $[m^3.m^{-2}]$) qui regroupe la transpiration des végétaux, l'évaporation du sol nu et de l'eau interceptée par la végétation, et par la variation du stock d'eau contenu dans le volume (ΔS $[m^3.m^{-2}]$) qui correspond à la variation de teneur volumique en eau ($\Delta\theta$ $[m^3.m^{-3}]$) sur l'épaisseur (z $[m]$) du volume :

$$Pr = Qr + Qp + ETR + \Delta\theta.z \tag{3.14}$$

Cette équation de bilan est valable à toutes les échelles mais les ordres de grandeur des termes diffèrent d'une échelle à l'autre. Par exemple, le ruissellement peut être nul à l'échelle locale (quelques m^2) alors que le bassin versant produit une lame d'eau de plusieurs dizaines ou centaines de mm par an. D'autre part, certains processus sont très variables dans l'espace. Aussi est-il très difficile de fermer une telle équation avec des observations car celles-ci sont représentatives d'échelles différentes. La modélisation est alors nécessaire pour faire le lien entre ces observations et identifier et comprendre les processus principaux à l'échelle d'intérêt.

3.3.3 L'hydrologie sur le bassin versant de l'Ara

L'étude des processus hydrologiques sur le bassin versant de l'Ara s'appuie sur des mesures in situ de hauteur d'eau, de débit et de conductivité électrique de l'eau à l'exutoire du bassin versant. Le débit est représenté sur la figure 3.2. On constate que les écoulements sont intermittents : ils sont inexistants en saison sèche et peuvent dépasser 40 $m^3.s^{-1}$ en saison des pluies. Les cumuls annuels atteignent respectivement 2,8 ; 3,5 ; 3,0 ; 3,6.10^6 m^3/an de 2006 à 2009. Il existe également un débimètre Parshall en sortie d'un bas-fond d'une surface drainée de 0,4 ha permettant d'en

déterminer le débit. Dans ce drain, les écoulements n'apparaissent qu'à la suite immédiate des événements pluvieux.

Des suivis de niveaux de nappe sont également réalisés avec des piézomètres en plusieurs endroits autour de la station de flux. La figure 3.3 présente les séries temporelles de 3 relevés piézométriques à 3 altitudes différentes d'un versant. A chaque fois, 3 piézomètres sont présents, chacun à une profondeur différente (environ 2, 10 et 20 m). Les 2 piézomètres les plus profonds permettent de déterminer la profondeur de la surface piézométrique de la nappe permanente alors que le plus proche de la surface, n'étant pas atteint par la nappe pérenne, permet de déterminer la profondeur de la surface piézométrique de la nappe perchée temporaire quand elle existe. On observe (figure 3.3) que le battement de la nappe pérenne est d'autant plus marqué qu'on se situe en haut de versant : il est de 3 m en haut de versant et seulement de 1 m en bas. On note également une diminution du niveau de la nappe au cours de l'année 2006, qui présente un faible cumul pluviométrique (900 mm). Quant à la nappe perchée, elle apparaît en milieu d'année, lorsque la saison des pluies a débuté depuis environ 2 mois, et se vidange en septembre en haut de versant alors qu'en bas de versant elle est présente jusqu'en décembre. Cette nappe perchée est située à moins de 2 m de profondeur.

Trois stations de mesure de teneur volumique en eau du sol et de succion ont aussi été installées à 3 niveaux du versant (voir figure 3.4). Des mesures de résistivités réalisées avec des "watermark" permettent de déterminer la succion via une relation d'étalonnage. Des mesures de vitesse de propagation d'une onde électromagnétique permettent de déterminer la constante diélectrique d'un milieu. Celle-ci dépend de la teneur en eau du milieu, il est donc possible d'étalonner les sondes "CS616" utilisées pour déterminer la teneur en eau du sol. Ces 2 types d'instruments sont placés à plusieurs profondeurs. Seules les mesures de teneur en eau θ sont présentées sur la figure 3.4 pour 2 profondeurs différentes (environ 20 cm et 1 m).

L'étalonnage des sondes de teneur en eau nécessite d'ajuster la réponse quadratique pour chaque profil et chaque profondeur à partir d'échantillons secs et humides et de la densité apparente du sol. Ceci suppose que le sol soit homogène, et que les échantillons prélevés pour calibrer les états secs et à différents taux d'humidité et estimer la densité apparente sont représentatifs de l'environnement de la sonde. Néanmoins, la figure 3.4 présente les mesures de teneur en eau avec l'étalonnage constructeur et non un étalonnage réalisé sur site. Ceci peut induire des erreurs sur les valeurs absolues ; on s'intéressera donc principalement à la dynamique des courbes obtenues.

A 20 cm, on observe des variations d'humidité dès les premières précipitations alors qu'à 1 m on n'observe une augmentation de l'humidité qu'à partir du milieu de la saison des pluies. En fin de saison des pluies, la dynamique de ressuyage est plus lente en profondeur et tend vers une valeur résiduelle plus élevée qu'à 20 cm d'environ 10 %, ce qui laisse présager que les propriétés de rétention ne sont pas les mêmes à ces 2 profondeurs. On observe également une saturation de la teneur en eau à 1 m de profondeur de façon épisodique durant la deuxième moitié de la saison des pluies indiquant la présence d'une nappe perchée. Les séries temporelles en haut et milieu de versant sont très similaires. Par contre, en bas de versant, la série à 1 m de profondeur présente des paliers de saturation plus longs (plusieurs semaines) que ceux en haut et milieu de versant. En bas de versant, la nappe perchée semble donc présente de manière continue pendant

la saison des pluies. Cet horizon se désature en fin de saison, ce qui s'accompagne de l'arrêt des écoulements dans la rivière.

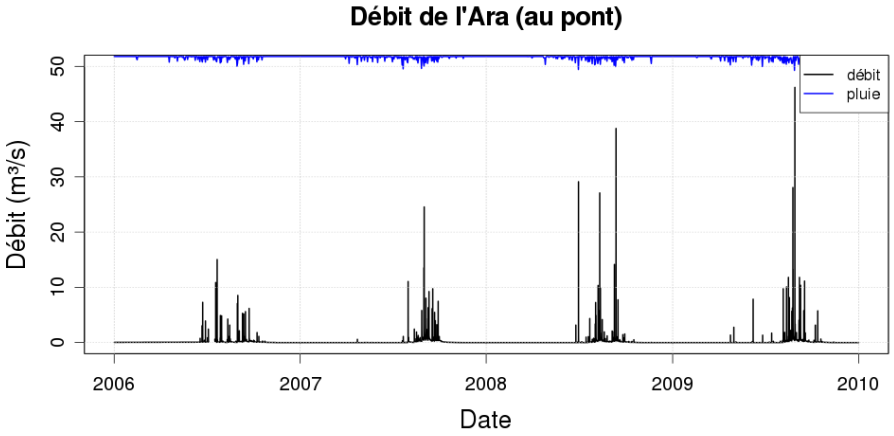


FIGURE 3.2 – Mesures de débit à l'éxutoire du bassin versant de l'Ara

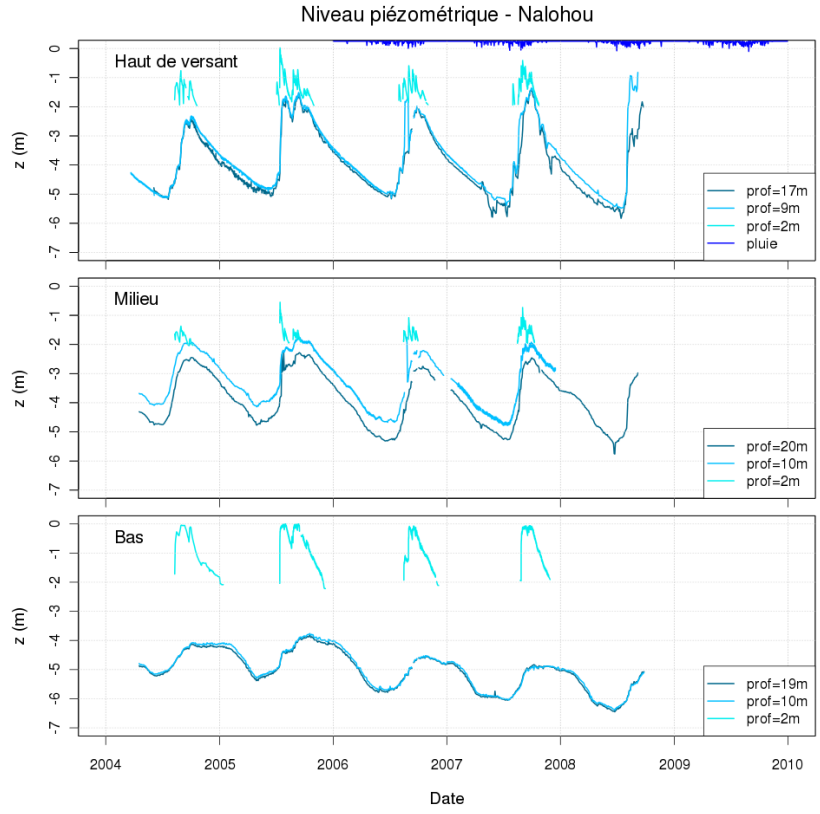


FIGURE 3.3 – Relevés piézométriques des hauteurs de nappe de 2004 à 2008, à 3 niveaux dans le versant et 3 profondeurs différentes

3.4 Synthèse des connaissances sur le bassin versant de l'Ara et modélisation

A partir d'observations réalisées sur le bassin versant de l'Ara et présentées précédemment, deux types de nappes ont été identifiés (Galle *et al.* 2005) : des nappes pérennes dans les altérites

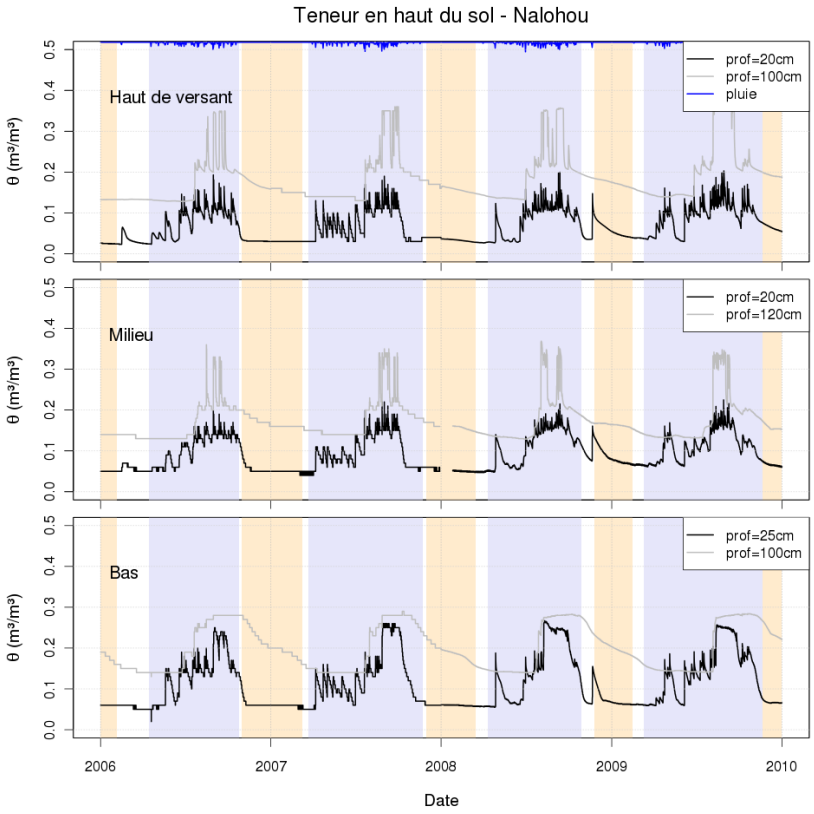


FIGURE 3.4 – Relevés de teneur volumique en eau du sol à plusieurs profondeurs de 2006 à 2009, à 3 altitudes dans le versant

du socle et des nappes perchées saisonnières et superficielles à dynamique rapide localisées sur certains versants et systématiquement dans des bas-fonds en tête du réseau hydrographique. Les écoulements en rivière sont intermittents, ils commencent vers le mois de juillet lorsque les précipitations s'intensifient et s'achèvent à l'automne lors de la fin des précipitations. A partir de caractérisations géochimiques, Kamagate *et al.* (2007) ont observé qu'il n'y a pas de signature des eaux des nappes pérennes dans les rivières quelque soit la surface drainée, donc pas de drainage régional. L'écoulement en rivière provient alors majoritairement des nappes perchées (Séguis *et al.* 2011b). L'observation du battement de la nappe permanente montre une recharge pendant la saison des pluies et une vidange pendant la saison sèche alors que les écoulements en rivière sont inexistants pendant cette période. Des mesures d'évapotranspiration ont montré que les quantités d'eau évapotranspirées en saison sèche mobilisent des couches profondes du sol (Guyot *et al.* 2009b). De plus, Guyot a montré que l'évapotranspiration et le ruissellement suffisent à contrebalancer les précipitations, confirmant ainsi l'absence de drainage profond. Enfin, Séguis *et al.* (2011b) supposent l'existence d'une redistribution latérale de l'eau de subsurface vers les bas-fonds qui sont des zones préférentielles d'évapotranspiration où la végétation arborée et les cultures qui ont des cycles culturaux pluriannuels peuvent ponctionner les ressources en eau dont elles ont besoin tout au long de l'année.

L'étude de ce fonctionnement a fait l'objet de plusieurs modélisations, à des échelles plus grandes (bassin versant de la Donga et de l'Ouémé supérieur). Dans une approche physique, Varado (2004) s'est intéressée au bassin versant de la Donga. Elle s'est attachée à développer un

module repésentant les transferts dans la zone non saturée pour le modèle hydrologique distribué POWER, au pas de temps journalier. Le Lay (2006) a adopté une approche plus conceptuelle. Il a mis en œuvre 2 modélisations : GR4J, modèle journalier global à réservoirs développé suivant une démarche empirique et TOPAMMA, modèle distribué fondé sur la génération des écoulements par ruissellement sur des surfaces saturées contributives. Ces modèles ont permis d'estimer les différentes composantes du bilan hydrologique : écoulements en rivière, évapotranspiration, infiltration profonde. Ces deux approches, physique et conceptuelle, n'ont considéré que l'aspect hydrologique du fonctionnement des bassins versants. Les transferts d'énergie n'y sont pas abordés. Le Lay *et al.* (2008) ont également montré que les modèles utilisés peuvent produire des hydrogrammes concordants avec les observations mais avec des cumuls d'évapotranspiration et de percolation très différents selon le modèle. Ainsi, on suppose que les modèles prédisent les bons débits, mais avec des hypothèses non physiques pour représenter les autres processus.

De plus, ces 2 travaux ont souligné le manque de connaissance des propriétés du sol en profondeur, de l'évapotranspiration et du devenir des eaux profondes ; les travaux de modélisation ne peuvent pas se faire sans une caractérisation de terrain. Aussi, Kamagate (2006) a caractérisé les écoulements par des procédés géochimiques et Guyot (2010) s'est attaché à caractériser l'évapotranspiration, considérée comme le terme prépondérant du bilan hydrologique, à l'aide de mesures effectuées avec un scintillomètre infra-rouge à l'échelle du bassin versant de l'Ara.

Cette thèse s'appuie sur ces nouveaux résultats, et tend à élaborer une caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols (cf. partie III) en vue d'une modélisation distribuée à base physique couplant les processus hydrologiques et énergétiques (cf. parties IV et V). Cette nouvelle modélisation devra permettre de caractériser la distribution spatiale de l'évapotranspiration et de confirmer les hypothèses sur le fonctionnement du bassin versant de l'Ara.

3.4.1 Rôle clé de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration [1] qui joue un rôle central parmi les processus hydrologiques intervient à la fois dans les transferts et bilans d'eau et d'énergie.

L'évapotranspiration (ETR $[m^3.m^{-2}]$) et le flux de chaleur latente (LE $[W.m^{-2}]$) sont liés par la chaleur latente de vaporisation de l'eau (L_V $[J.kg^{-1}]$) qui dépend de la température de la surface et sa masse volumique (ρ_e $[kg.m^{-3}]$) :

$$LE = L_V \rho_e \frac{\partial ETR}{\partial t} \tag{3.15}$$

Cette relation sous-entend qu'on considère la surface comme homogène avec une seule température de surface. C'est un peu plus compliqué si on a plusieurs sources (la végétation et le sol nu par exemple) à cause des différences de température entre les composantes. Il faut alors adapter les relations de passage entre flux massiques et flux énergétiques en tenant compte des différences de température entre les composantes du flux d'évapotranspiration.

1. volume d'eau évaporé et transpiré par unité de surface

Le cycle hydrologique et le bilan d'énergie sont caractérisés par l'interdépendance de leurs composantes, en particulier via les transferts de masse et d'énergie lors des changements d'état de l'eau. Ainsi, si un processus est perturbé, tous les autres s'en ressentent. Pression anthropique et variabilité climatique peuvent être à l'origine de telles perturbations. L'enjeu est donc d'être capable de bien comprendre et de pouvoir expliquer tous ces processus pour mieux appréhender d'éventuelles perturbations.

4 Modèles choisis pour représenter les processus

Le cycle hydrologique fait intervenir de nombreux processus couplés, comme la section précédente a pu le suggérer. Néanmoins, la plupart des modèles ne représentent qu'une partie de ce cycle, déconnectée de l'ensemble. On peut par exemple citer les modèles hydrologiques qui ne s'intéressent qu'au devenir de l'eau infiltrée dans le sol et le sous-sol (FeFlow, MODFLOW, Hydrus, ...) ; les modèles pluie-débit (TOPMODEL, GR4J, ...) ; les modèles de surface de transferts sol-végétation-atmosphère (ISBA, ...) qui ne représentent pas les transferts dans le sol, ou alors que de façon très grossière à l'aide d'un nombre limité de réservoirs ; les modèles de croissance végétale (STEP, ISBA-Ags, ...) ; et les modèles atmosphériques (MesoNH, ...) qui s'intéressent aux mécanismes de génération des précipitations et aux processus de circulation atmosphérique à grande échelle.

On rappelle que cette thèse a pour objectifs, d'une part, de confirmer les hypothèses sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant, et d'autre part, de caractériser la distribution spatialisée de l'évapotranspiration en lien avec les nappes souterraines ou de sub-surface. Pour cela, un modèle spatialisé à base physique a été utilisé afin de représenter à la fois les processus physiques régissant les transferts d'eau et d'énergie dans le sol, et les échanges entre le sol et l'atmosphère via la surface et la végétation. A ce titre, un modèle tel que MODFLOW (McDonald *et al.* 2003) ne peut pas être retenu pour notre étude car il se restreint à l'étude des transferts dans les aquifères. Au contraire, les modèles tels que ISBA (Noilhan et Planton 1989) en 1D ou DHSVM (Wigmosta *et al.* 1994, Wigmosta *et al.* 2002) en 3D permettent une bonne représentation des échanges entre le sol et l'atmosphère au niveau de la surface et de la végétation. Le ruissellement en surface et les écoulements en rivière y sont bien représentés. Mais, le sol n'y est représenté que par 2 ou 3 réservoirs, ce qui ne permet pas une représentation précise des transferts dans les zones non saturée et saturée en lien avec la géométrie du sous-sol. Quant aux modèles tels que PIHM (Qu et Duffy 2007) ou SWAT (Arnold *et al.* 1998), ils n'ont qu'une représentation semi-physique des processus. En effet, les grandeurs telles que l'évapotranspiration ou l'interception par la végétation doivent être calibrés dans le modèle PIHM. Le modèle SWAT est un modèle au pas de temps journalier qui ne résoud pas explicitement les processus

de surface. Par exemple, l'évapotranspiration est paramétrée en fonction de l'évapotranspiration potentielle, le LAI, ... Un tel modèle ne permet pas l'étude des processus, mais a plutôt une vocation opérationnelle sur des bassins versants peu jaugés.

4.1 Le modèle 1D : SiSPAT

Dans un premier temps, on s'est intéressé uniquement aux transferts verticaux. Nous souhaitions utiliser un modèle qui décrive précisément non seulement les transferts d'eau mais aussi le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère, tout en prenant en compte le rôle de la végétation. Pour cela, le modèle SiSPAT répondait parfaitement à nos besoins.

Le modèle SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer) est un modèle numérique décrivant les flux d'énergie et d'eau dans le système sol-végétation-atmosphère dont le développement a été entamé par Dantas-Antonino (1992) et a été complété par des processus liés à la pluie (Braud *et al.* 1995). C'est un modèle unidirectionnel vertical qui convient pour des études locales et à méso-échelle. Il décrit les transferts de chaleur et d'eau. Il a été conçu pour remplir les deux objectifs suivants :

- donner une représentation physique des processus mis en jeu : mouvements couplés de chaleur et d'eau dans la zone non saturée et saturée, extraction racinaire, transferts turbulents au-dessus et dans la canopée, interception, infiltration et ruissellement de surface.
- réaliser un bilan simplifié entre les différentes couches de sol, la végétation et l'atmosphère.

Le sol est défini par la superposition d'horizons de caractéristiques différentes. Chaque horizon est alors maillé afin de résoudre les équations de transferts couplés d'énergie et d'eau. Un terme de puits correspondant à l'extraction racinaire est pris en compte à chaque nœud du modèle. Ainsi, le modèle peut prendre en compte les sols homogènes ou stratifiés. Les transferts sous forme liquide et vapeur sont pris en compte. La végétation est assimilée à une couche homogène de température T_v et deux bilans d'énergie sont considérés : un pour la partie de sol nu et un pour la végétation. Le modèle est contraint à un niveau de référence par les variables de forçage atmosphérique, à savoir la vitesse du vent, la température et l'humidité spécifique de l'air , le rayonnement incident de courte et grande longueur d'onde et les précipitations.

Les paramètres d'entrée à renseigner dans SiSPAT sont :

- la discrétisation du profil de sol
- les paramètres décrivant les propriétés hydrodynamiques et thermiques du sol (courbes de rétention, de conductivité hydraulique, de conductivité thermique...) pour chaque horizon
- les caractéristiques de la végétation et leur évolution (hauteur de la végétation, indice foliaire, résistance stomatique, ...)
- les propriétés de surface (albedo, émissivité, longueur de rugosité, ...)
- les informations nécessaires à la simulation (pas de temps du forçage, durée de la simulation, pas de temps minimum et maximum de la simulation et des fichiers de sortie).

Le modèle SiSPAT ne permet pas de modéliser simultanément plusieurs types de végétation. Il faut donc réaliser des simulations différentes puis les agréger si l'on veut obtenir des résultats caractéristiques d'une mosaïque de végétation.

4.1.1 Transferts dans le sol

Dans le sol, les variables pronostiques utilisées pour décrire les transferts sont la température dans le sol T_s $[K]$ et le potentiel matriciel h $[m]$ à chaque nœud du modèle :

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \tilde{z}} \left(D_{mh} \frac{\partial h}{\partial \tilde{z}} + D_{mT} \frac{\partial T_s}{\partial \tilde{z}} - K \right) - \frac{S_{rac}}{\rho_e} \tag{4.1}$$

$$C_T \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \tilde{z}} \left(D_{ch} \frac{\partial h}{\partial \tilde{z}} + D_{cT} \frac{\partial T_s}{\partial \tilde{z}} \right) \tag{4.2}$$

avec les coefficients de stockage : C_h $[m^{-1}]$ et C_T $[J.m^{-3}.K^{-1}]$ les capacités capillaire et calorifique volumique ; les coefficients de transport : D_{mh} $[m.s^{-1}]$, D_{mT} $[m^2.s^{-1}.K^{-1}]$, D_{ch} $[W.m^{-2}]$ et D_{cT} $[W.m^{-1}.K^{-1}]$ sont respectivement la conductivité isotherme de l'eau, la diffusivité isobare de la vapeur, la conductivité isotherme de la vapeur et la conductivité thermique apparente, K $[m.s^{-1}]$ la conductivité hydraulique liquide ; et S_{rac}/ρ_e $[s^{-1}]$ un terme de puits racinaire. t $[s]$ représente le temps et $\tilde{z}$ $[m]$ la coordonnée verticale, orientée positivement vers le bas.

La détermination des coefficients cités ci-dessus dépend des caractéristiques des horizons de sol (courbes de rétention, de conductivité hydraulique et conductivité thermique), des différents constituants du sol et de leurs proportions, du forçage (pression atmosphérique) et de l'état hydrique et thermique du sol (h, T_s).

4.1.2 Transferts à l'interface sol-végétation-atmosphère

A l'interface sol-végétation-atmosphère, 5 variables pronostiques sont utilisées pour décrire les transferts. Il s'agit de la température et du potentiel matriciel au niveau de la surface : h_1 $[m]$ et T_{s1} $[K]$ (T_1 sur la figure 4.1), de l'humidité spécifique et de la température de l'air à une hauteur artificielle de canopée : q_{av} $[kg.kg^{-1}]$ et T_{av} $[K]$, et de la température de la végétation : T_v $[K]$.

Les équations permettant de déterminer ces 5 variables sont les équations de bilan d'eau et d'énergie en considérant les températures du sol nu (indice g dans les équations) et de la végétation (indice v).

$$R_{ng} = H_g + LE_g + G \tag{4.3}$$

$$R_{nv} = H_v + LE_v \tag{4.4}$$

$$H = H_g + H_v \tag{4.5}$$

$$LE = LE_g + LE_v \tag{4.6}$$

$$P_g \rho_e = \frac{LE_g}{L_V} + Q_{mg} \tag{4.7}$$

Dans la dernière équation, P_g $[m.s^{-1}]$ représente la pluie nette arrivant au sol, et Q_{mg} $[kg.m^{-2}.s^{-1}]$ le flux de masse à l'interface issu du module sol :

$$Q_{mg} = -\rho_e \left(D_{mh}(h_1, T_{s1}) \frac{\partial h}{\partial \tilde{z}}_{\tilde{z}=0} + D_{mT}(h_1, T_{s1}) \frac{\partial T_s}{\partial \tilde{z}}_{\tilde{z}=0} - K(h_1, T_{s1}) \right) \tag{4.8}$$

La figure 4.1 représente le schéma des transferts à l'interface sol-végétation-atmosphère et ceux dans le sol.

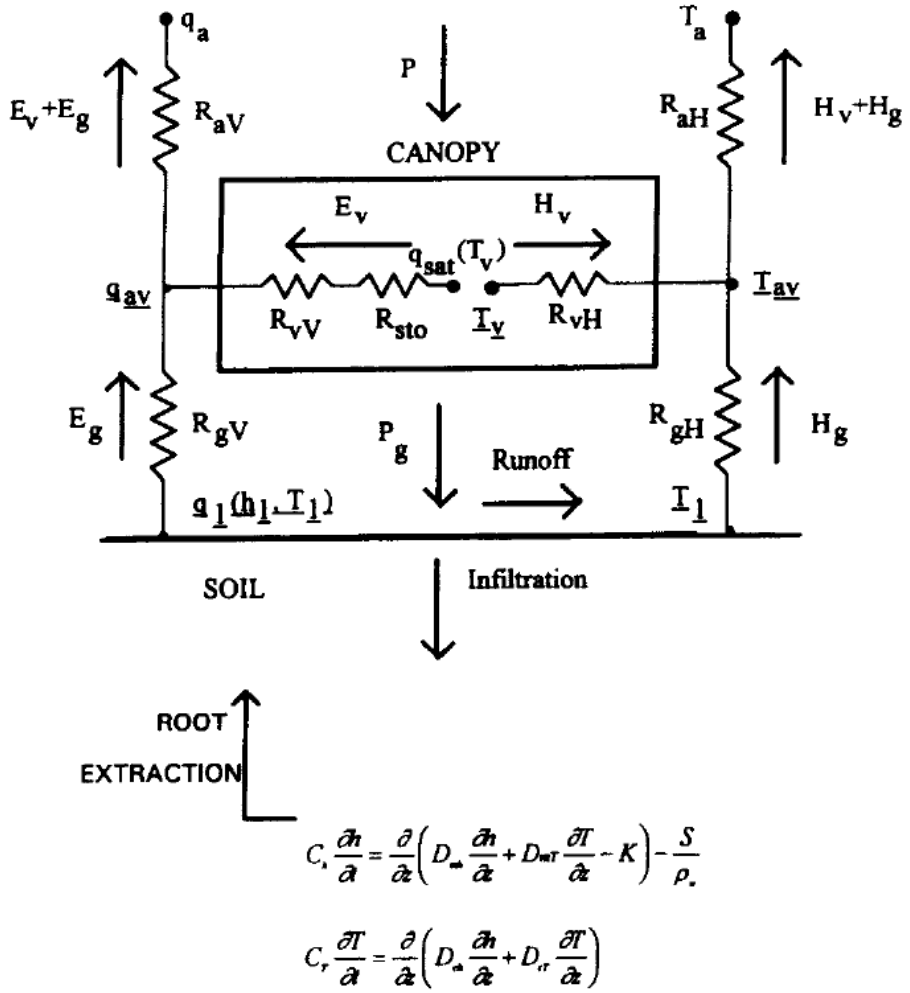


FIGURE 4.1 – Schéma du modèle SiSPAT. D'après Braud *et al.* (1997).

Le facteur de partitionnement de l'énergie entre la végétation et le sol nu est noté σ_f $[-]$.

Pour les transferts radiatifs au niveau de la surface, le rayonnement net est calculé en séparant les termes de rayonnement net sur une surface de sol nu (R_{ng}) et sur une surface avec de la végétation (R_{nv}), et en séparant le rayonnement net de courte longueur d'onde (SW_n) et de grande longueur d'onde (LW_n). L'hypothèse de réflexions multiples entre le sol et la canopée est

également prise en compte (Taconet *et al.* 1986) :

$$R_n = R_{nv} + R_{ng} \tag{4.9}$$

avec :

$$\begin{cases} R_{nv} = & SW_{nv} + LW_{nv} = SW_{\downarrow}(1-\alpha_v)\sigma_f\left(1+\dfrac{\alpha_g(1-\sigma_f)}{1-\sigma_f\alpha_g\alpha_v}\right) \\ & +\sigma_f(\epsilon_v(LW_{\downarrow}-\sigma T_v^4)+\dfrac{\epsilon_v\epsilon_g\sigma(T_{s1}^4-T_v^4)+(1-\sigma_f)(1-\epsilon_g)\epsilon_v(LW_{\downarrow}-\sigma T_v^4)}{1-\sigma_f(1-\epsilon_v)(1-\epsilon_g)}) \\ R_{ng} = & SW_{ng} + LW_{ng} = SW_{\downarrow}(1-\alpha_g)(1-\sigma_f)\dfrac{1}{1-\sigma_f\alpha_g\alpha_v} \\ & +\dfrac{(1-\sigma_f)\epsilon_g(LW_{\downarrow}-\sigma T_{s1}^4)-\epsilon_g\epsilon_v\sigma_f\sigma(T_{s1}^4-T_v^4)}{1-\sigma_f(1-\epsilon_v)(1-\epsilon_g)} \end{cases} \tag{4.10}$$

α_g et α_v $[-]$ sont les albedos pour le sol nu et la végétation respectivement, ϵ_g et ϵ_v $[-]$ les émissivités pour le sol nu et la végétation, σ $[W.m^{-2}.K^{-4}]$ la constante de Stefan-Boltzman. Les rayonnements incidents de courte $SW_{\downarrow}$ et grande longueur d'onde $LW_{\downarrow}$ sont donnés par le forçage atmosphérique.

Les flux de chaleur sensible et latente sont également calculés en séparant la contribution de la végétation de celle du sol nu :

$$H = H_v + H_g \tag{4.11}$$

$$\text{avec :} \begin{cases} H_v = \dfrac{-\rho_a c_p(T_{av}-T_v)}{R_{vH}} \\ H_g = \dfrac{-\rho_a c_p(T_{av}-T_{s1})}{R_{gH}} \end{cases} \tag{4.12}$$

$$LE = LE_v + LE_g \tag{4.13}$$

$$\text{avec :} \begin{cases} LE_v = -L_V\rho_a\left(\dfrac{f_w}{R_{vV}}+\dfrac{1-f_w}{R_{vV}+R_{sto}}\right)(q_{av}-q_{sat}(T_v)) \\ LE_g = -L_V\dfrac{\rho_a}{R_{gV}}(q_{av}-q_1) \end{cases} \tag{4.14}$$

où ρ_a $[kg.m^{-3}]$ est la masse volumique de l'air, c_p $[J.kg^{-1}.K^{-1}]$ la capacité calorifique de l'air à pression constante, et f_w $[-]$ la fraction mouillée de la végétation. $q_{sat}(T)$ $[kg.kg{-}1]$ est l'humidité spécifique à saturation à la température T. Une analogie peut être faite entre ces équations et l'électronique pour laquelle les flux H et LE sont des intensités tandis que $(T_{av}-T_v)$, $(T_{av}-T_{s1})$, $(q_{av}-q_{sat}(T_v))$ et $(q_{av}-q_1)$ sont des différences de potentiels. Végétation et sol nu sont vus comme deux circuits montés en parallèle (figure 4.1). Les grandeurs R_{gH}, R_{gV} $[s.m^{-1}]$ sont les résistances aérodynamiques entre le sol et l'air au niveau de la canopée z_{av} pour la chaleur et la vapeur respectivement tandis que R_{vH}, R_{vV} $[s.m^{-1}]$ sont les résistances aérodynamiques entre la canopée et l'air au même niveau z_{av}. R_{sto} $[s.m^{-1}]$ est la résistance stomatique des plantes.

Le flux de chaleur dans le sol est défini à partir de l'équation de diffusion de la chaleur en prenant en compte la contribution du transport de la chaleur par la vapeur présente dans la zone

non saturée du sol, de la façon suivante :

$$G = -\left[D_{ch}(h_1, T_{s1})\left(\frac{\partial h}{\partial \tilde{z}}\right)_{\tilde{z}=0} + D_{cT}(h_1, T_{s1})\left(\frac{\partial T_s}{\partial \tilde{z}}\right)_{\tilde{z}=0}\right] \tag{4.15}$$

4.1.3 Transferts à l'interface sol-plantes

SiSPAT permet de prendre en compte le rôle des plantes via l'extraction racinaire S_{rac}/ρ_e $[s^{-1}]$ (cf. équation 4.1) selon un modèle fondé sur une analogie électrique comme précédemment. L'hypothèse suivant laquelle le flux extrait par les racines Q_{rac} $[kg.m^{-2}.s^{-1}]$ est égal à la transpiration des plantes T_r $[kg.m^{-2}.s^{-1}]$ permet alors de calculer le potentiel foliaire h_f $[m]$ via les équations suivantes :

$$T_r = Q_{rac} \tag{4.16}$$

$$Q_{rac} = \rho_e \sum_{j,h_j>h_f} \frac{h_j - h_f - z_v}{R_{solj}(f_{rac_j}, K_j) + R_{rj}(f_{rac_j})} = \sum_j S_{rac_j}.\Delta z_j \tag{4.17}$$

$$\tag{4.18}$$

où z_v $[m]$ est la hauteur moyenne de la canopée, h_j $[m]$ le potentiel matriciel, R_{solj} $[s^{-1}]$ la résistance du sol, R_{rj} $[s^{-1}]$ la résistance de la plante, K_j $[m.s^{-1}]$ la conductivité hydraulique, f_{rac_j} $[m^{-1}]$ la fonction de densité racinaire et Δz_j $[m]$ l'épaisseur de la couche j.

La résistance stomatique des plantes R_{sto} $[s.m^{-1}]$ est alors calculée à partir du potentiel foliaire :

$$R_{sto} = \frac{R_{stomin} f_{SW\downarrow}(SW\downarrow) f_{hf}(h_f)}{LAI} \tag{4.19}$$

avec R_{stomin} $[s.m^{-1}]$ la résistance stomatique minimale (sans stress hydrique), $f_{SW\downarrow}(SW\downarrow)$ $[-]$ une fonction prenant en compte le rayonnement permettant la photosynthèse, $f_{hf}(h_f)$ $[-]$ une fonction décrivant l'influence du stress hydrique, et LAI $[-]$ l'indice foliaire.

4.2 Le modèle 3D : ParFlow-CLM

Afin de représenter à la fois les transferts dans les zones saturée et non saturée et à l'interface sol-végétation-atmosphère, nous avons choisi le modèle hydrologique spatialisé à base physique ParFlow couplé au modèle sol-végétation-atmosphère Common Land Model (CLM). ParFlow est un modèle capable de simuler des flux de subsurface en zone saturée (Ashby et Falgou 1996) ou non saturée (Jones et Woodward 2001). Il représente également le couplage entre la surface et la subsurface (Kollet et Maxwell 2006). Couplé avec CLM, il permet de prendre en compte les effets de la surface et de la végétation sur la subsurface (Maxwell et Miller 2005, Kollet et Maxwell 2008).

4.2.1 La physique dans ParFlow : équations de transferts de masse

Le sol est discrétisé à partir d'un maillage en différences finies.

Les écoulements en zones saturée ou non saturée sont représentés par l'équation de Richards 3D (Ashby et Falgou 1996, Jones et Woodward 2001) :

$$\theta/\theta_s(h)S_s\frac{\partial h}{\partial t} - p\frac{\partial \theta/\theta_s(h)}{\partial t} - div[\overline{K}(h)\overrightarrow{grad}(h+z)] = Q \tag{4.20}$$

où θ $[m^3.m^{-3}]$ est la teneur en eau, θ_s $[m^3.m^{-3}]$ celle à saturation, S_s $[m^{-1}]$ le coefficient d'emmagasinement spécifique, p $[-]$ la porosité, K $[m.s^{-1}]$ la conductivité hydraulique, Q $[m^3.s^{-1}]$ un terme de source ou puits d'eau (en particulier, les échanges en surface) et h $[m]$ est la pression. $h+z$ est la charge hydraulique, z étant orienté positivement vers le haut. Cette équation prend en compte aussi bien les transferts d'eau latéraux que verticaux, dans la zone saturée ou non saturée, en régime permanent ou non.

Le ruissellement et les écoulements de surface sont modélisés par l'équation d'onde cinématique (Kollet et Maxwell 2006), qui est une simplification des équations de Barré de Saint Venant :

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} = div(\overrightarrow{v}h_s) + \frac{\partial P_g}{\partial t} + \frac{Q_{mg}}{\rho_e} \tag{4.21}$$

où h_s $[m]$ est la pression d'eau en surface, v $[m.s^{-1}]$ est la vitesse d'écoulement, P_g $[m^3.m^{-2}]$ est la pluie nette en surface, Q_{mg}/ρ_e $[m.s^{-1}]$ est le flux d'échange en surface. La vitesse d'écoulement v $[m.s^{-1}]$ dépend du coefficient de frottement de Manning η_o $[s.m^{-1/3}]$, de la pente I_f $[-]$ et de la charge hydraulique à la surface h_s $[m]$:

$$v = -\frac{1}{\eta_o} I_f^{1/2} h_s^{2/3} \tag{4.22}$$

Initialement, le ruissellement était calculé à partir du concept de conductance ce qui supposait une interface distincte à la surface. Le flux échangé en surface dépendait ainsi de l'amplitude et de la direction du gradient hydraulique à travers l'interface et de la connectivité hydraulique. Ceci n'était pas satisfaisant car cette interface n'avait pas de réalité expérimentale. Cette nouvelle paramétrisation fondée sur le principe d'onde cinématique est alors plus pertinente pour une représentation physique et a été intégrée à ParFlow (Kollet et Maxwell 2006). La figure 4.2 illustre ces 2 représentations des écoulements en surface.

Certains processus qui sont intégrés dans SiSPAT ne sont pas pris en compte par ParFlow. En effet, ParFlow néglige la composante convective du flux de chaleur dans le sol ainsi que le transport d'eau sous forme vapeur dans la zone non saturée, et les flux d'énergie et d'eau dans le sol sont résolus indépendamment alors qu'ils sont résolus de façon couplée dans SiSPAT. Néanmoins, ceci n'a pas d'incidence significative sur les cas d'étude que nous avons à traiter, comme on pourra le voir par la suite dans la partie IV.

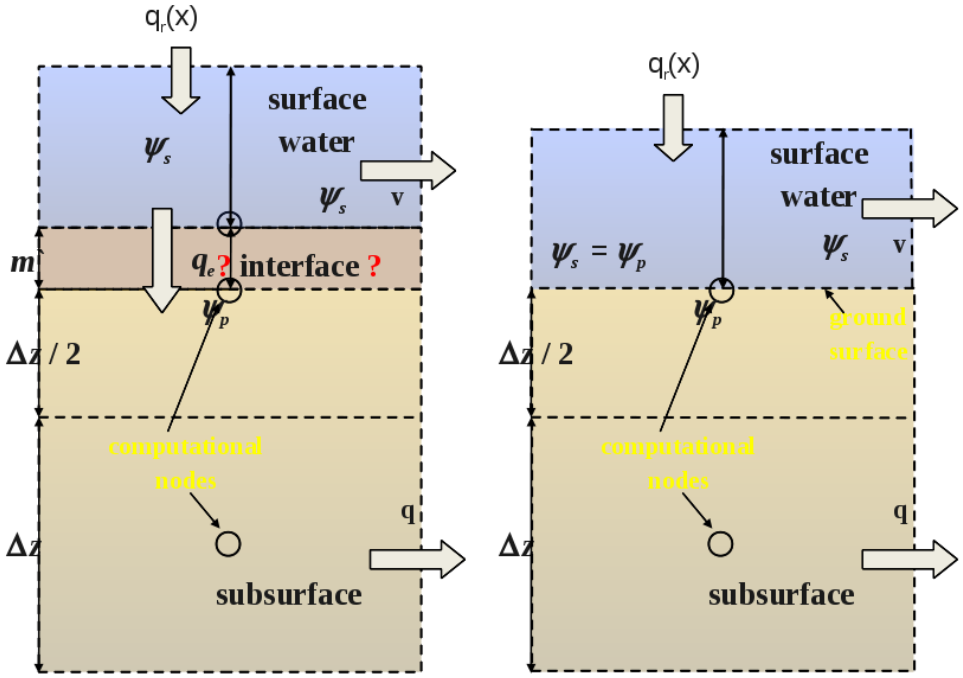


FIGURE 4.2 – Schéma des 2 représentations des écoulements en surface. A gauche, à partir du concept de conductance avec une interface d'épaisseur m ; à droite, à partir du concept d'onde cinématique. D'après Kollet et Maxwell (2006)

4.2.2 La physique dans CLM : équations et termes des bilans d'énergie et de masse à la surface

CLM (Maxwell et Miller 2005, Kollet et Maxwell 2008) permet de calculer les bilans d'eau et d'énergie en surface. Les différents termes sont calculés en prenant en compte 2 sources d'énergie distinctes en surface – le sol nu et la végétation – comme pour SiSPAT. A partir de la spécification des propriétés optiques, morphologiques et physiologiques des plantes et du forçage atmosphérique, CLM calcule les variables pronostiques suivantes : température et stockage d'eau dans la canopée, température et teneur volumique en eau des différentes couches de sol. CLM permet de calculer les termes du bilan d'énergie en surface qui est défini en distinguant la contribution de la végétation (indice v) de celle du sol (indice g) de la façon suivante :

$$R_n = R_{ng} + R_{nv} \tag{4.23}$$

$$\text{avec : } \begin{cases} R_{ng} = H_g + LE_g + G \\ R_{nv} = H_v + LE_v \end{cases} \tag{4.24}$$

où R_n $[W.m^{-2}]$ est le rayonnement net, H $[W.m^{-2}]$ le flux de chaleur sensible, LE $[W.m^{-2}]$ le flux de chaleur latente et G $[W.m^{-2}]$ le flux de chaleur dans le sol.

Le rayonnement net est calculé en distinguant le rayonnement de courte longueur d'onde (SW) du rayonnement de grande longueur d'onde (LW). Le rayonnement de courte longueur d'onde est lui-même subdivisé suivant la longueur d'onde – visible (noté vis) ou proche infra-rouge (nir),

et le type de rayonnement – direct (dir) ou diffus (dif).

$$R_{ng} = SW_{ng} + LW_{ng} \tag{4.25}$$

$$\text{avec : } \begin{cases} SW_{ng} = \sum_{\Lambda=nir,vis} \sum_{\mu=dir,dif} (1 - \alpha_{\Lambda\mu} - \sigma_f F_{\Lambda\mu}) SW_{\downarrow\Lambda\mu} \\ LW_{ng} = \epsilon_g \sigma T_s^4 - \epsilon_g LW_{\downarrow c} \end{cases} \tag{4.26}$$

$$R_{nv} = SW_{nv} + LW_{nv} \tag{4.27}$$

$$\text{avec : } \begin{cases} SW_{nv} = \sigma_f \sum_{\Lambda=nir,vis} \sum_{\mu=dir,dif} F_{\Lambda\mu} SW_{\downarrow\Lambda\mu} \\ LW_{nv} = [2 - \epsilon_v(1 - \epsilon_g)]\epsilon_v \sigma T_v^4 - \epsilon_v \epsilon_g \sigma T_s^4 - \epsilon_v [1 - (1 - \epsilon_g)(1 - \epsilon_v)] LW_{\downarrow} \end{cases} \tag{4.28}$$

où la température de la surface est notée T_s $[K]$, celle de la végétation T_v $[K]$, l'albedo α $[-]$, l'émissivité ϵ $[-]$. σ $[W.m^{-2}.K^{-1}]$ est la constante de Stefan-Boltzmann, σ_f $[-]$ est la fraction de végétation et $F_{\Lambda\mu}$ $[-]$ est la fraction du rayonnement de courte longueur d'onde absorbé par la canopée.

Le flux de chaleur sensible est calculé à partir des températures du sol en surface T_s $[K]$, des feuilles T_v $[K]$ et de l'air dans la canopée T_{av} $[K]$. Il tient compte de la fraction de végétation σ_f $[-]$, de l'indice foliaire des plantes incluant les tiges VAI $[-]$, de la densité de l'air ρ_a $[kg.m^{-3}]$, de la chaleur spécifique de l'air sec c_p $[J.kg^{-1}.K^{-2}]$, de la résistance aérodynamique des feuilles R_b $[s.m^{-1}]$, du coefficient de transfert entre l'air dans la canopée et le sol sous-jacent C_s $[-]$, la vitesse du vent au niveau de la canopée u_{av} $[m.s^{-1}]$.

$$H = H_g + H_v \tag{4.29}$$

$$\text{avec : } \begin{cases} H_g = \sigma_f \rho_a c_p C_s u_{av} (T_s - T_{av}) \\ H_v = \sigma_f VAI \rho_a c_p R_b (T_v - T_{av}) \end{cases} \tag{4.30}$$

Le flux de chaleur latente est calculé à partir de la chaleur latente d'évaporation L_V $[J.kg^{-1}]$, de l'humidité spécifique de l'air à la surface q_s $[kg.kg^{-1}]$, celle à l'altitude de référence q_{av} $[kg.kg^{-1}]$ et celle de la végétation à saturation $q_{sat}(T_v)$ $[kg.kg^{-1}]$. Pour la partie due à la végétation, on distingue la contribution de l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée E_v $[kg.m^{-2}.s^{-1}]$ et la transpiration des parties sèches de la végétation T_r $[kg.m^{-2}.s^{-1}]$. Il tient compte de la fraction de végétation σ_f $[-]$, de l'indice foliaire des plantes incluant les tiges VAI $[-]$, de la densité intrinsèque de l'air ρ_a $[kg.m^{-3}]$, de la résistance aérodynamique des feuilles R_b $[s.m^{-1}]$, de la résistance stomatique R_{sto} $[s.m^{-1}]$, du coefficient de transfert entre l'air dans la canopée et le sol sous-jacent C_s $[-]$, la vitesse du vent au niveau de la canopée u_{av} $[m.s^{-1}]$, de la fraction mouillée

de la canopée f_w [−], de la fraction sèche f_d [−].

$$LE = LE_g + LE_v \tag{4.31}$$

$$\text{avec :} \begin{cases} LE_g = L_V \sigma_f \rho_a C_s u_{av} (q_s - q_{av}) \\ LE_v = L_V (E_v + T_r) \\ \text{où :} \begin{cases} E_v = \sigma_f VAI \delta(q_{sat}(T_v) - q_{av}) \rho_a f_d \dfrac{(q_{sat}(T_v) - q_{av})}{R_b} \\ T_r = \sigma_f VAI \left(1 - \delta(q_{sat}(T_v) - q_{av})(1 - f_w)\right) \rho_a \dfrac{(q_{sat}(T_v) - q_{av})}{R_b + R_{sto}} \end{cases} \end{cases} \tag{4.32}$$

où δ est la fonction échelon qui retourne 1 pour un argument positif et 0 pour un argument négatif ou nul.

Le flux de chaleur dans le sol est obtenu à partir de l'équation de conductivité thermique faisant intervenir la conductivité thermique du sol λ $[W.m^{-1}.K^{-1}]$ et la température du sol T_s $[K]$.

$$G = \lambda \overrightarrow{grad}(T_s) \tag{4.33}$$

La température du sol est alors calculée en utilisant la diffusion de la chaleur :

$$C_T \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} + L_V \tag{4.34}$$

où C_T $[J.m^{-3}.K^{-1}]$ est la capacité calorifique volumique du sol et L_V $[J.kg^{-1}]$ la chaleur latente d'évaporation de l'eau.

4.2.3 Couplage entre ParFlow et CLM

Le couplage entre ParFlow et CLM s'effectue via la zone racinaire. ParFlow calcule les transferts et bilan d'eau dans le sol ainsi que le ruissellement et les écoulements de surface. Les teneurs en eau dans le sol ainsi calculées par ParFlow sont directement utilisées par CLM qui calcule les flux d'eau et d'énergie en surface. Ces flux d'énergie servent de forçage à ParFlow pour chaque niveau par le terme de puits Q de l'équation 4.20.

Conclusion de la partie II

Cette partie a présenté les processus actifs dans la dynamique du bassin versant et les principaux termes des bilans d'eau et d'énergie. Les observations et les caractéristiques (géologiques, de couvert, hydrologiques) exposées dans la partie I ont permis d'émettre des hypothèses de fonctionnement du cycle hydrologique en zone soudanienne. Deux modèles ont été identifiés pour représenter explicitement en 1D et en 3D les processus principaux. Le modèle SiSPAT permet de représenter avec une discrétisation très fine les transferts d'eau et d'énergie entre les différents horizons de sol et vers l'atmosphère. Le modèle ParFlow-CLM permet par des hypothèses sim-

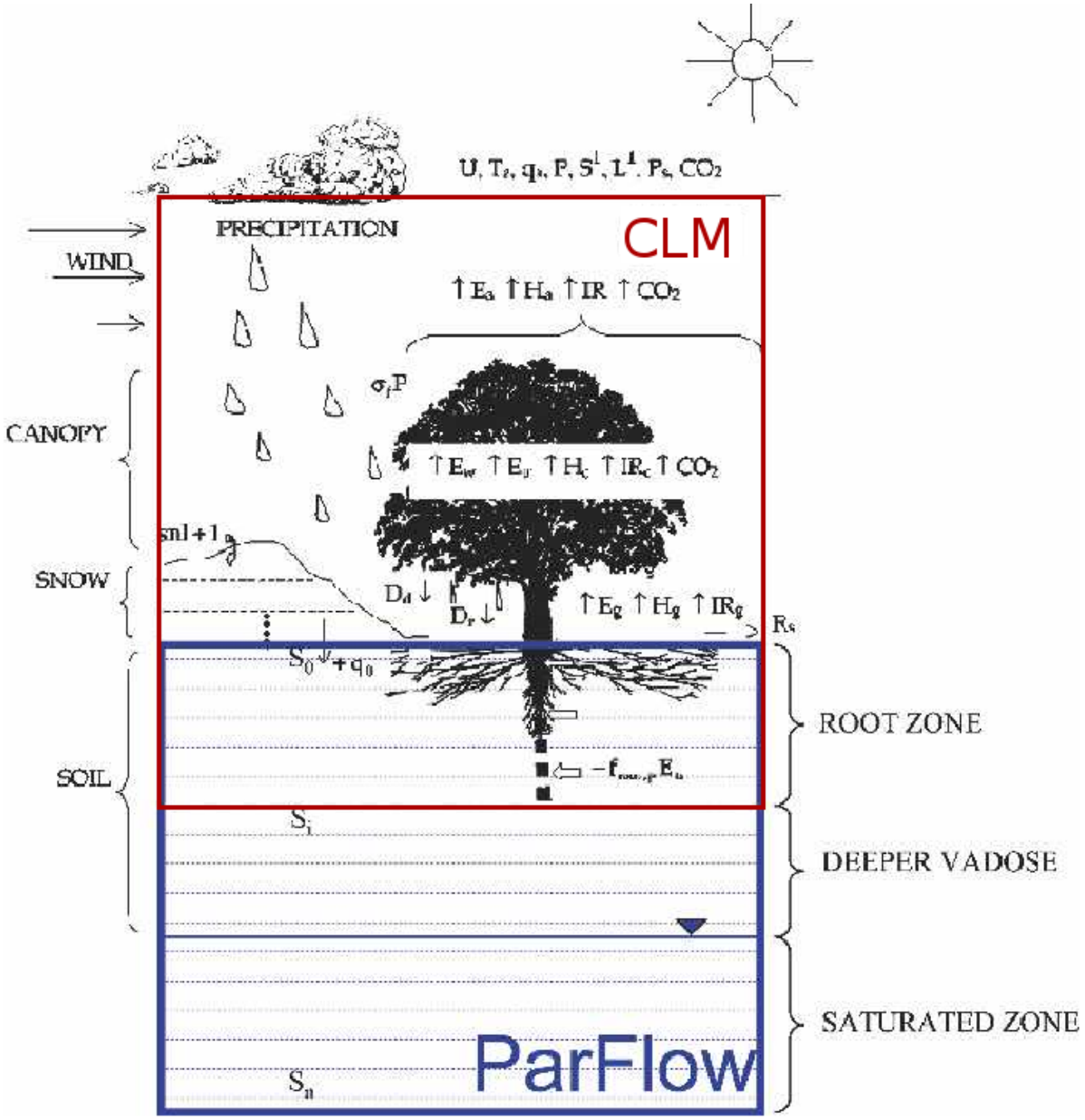


FIGURE 4.3 – Schéma du modèle couplé ParFlow-CLM. D'après Maxwell et Miller (2005)

plificatrices et des schémas numériques optimisés de représenter les mêmes transferts en 3D. Ces deux modèles nécessitent de connaître les caractéristiques hydrodynamiques des sols (courbes de rétention, de conductivité hydraulique...). Renseigner ces caractéristiques de manière distribuée reste un problème important pour la mise en œuvre des modèles. La partie suivante propose une démarche pour alimenter les modèles et leurs paramètres physiques.

Troisième partie

Caractérisation du site d'étude

5 Campagne de caractérisation spatialisée des propriétés hydrodynamiques

Pour comprendre, par la modélisation, les interactions entre la végétation et les aquifères et le rôle de la redistribution latérale de l'eau vers les bas fonds, il est notamment nécessaire de caractériser la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du sous sol du bassin versant, car ce sont eux qui vont régir les déplacements d'eau dans le sol. On pense que cette variabilité est susceptible de redistribuer l'eau vers les bas fond (Séguis *et al.* 2011b). Les temps de simulations du cas d'étude ne nous a pas permis de mettre en œuvre une analyse de sensibilité complète comme par exemple, celle proposée par Demarty *et al.* (2004). Toutefois, une analyse de sensibilité basée sur stratégie d'échantillonage par hyper-cubes latin (McKay *et al.* 1979) a été réalisée et a pu mettre en avant les paramètres à caractériser sur le terrain (cf. annexe A) ; il s'agit notamment des propriétés hydrodynamiques des sols.

Des courbes de rétention ont d'ores et déjà été obtenues entre 2 et 7 m de profondeur (cf. section 2.2). Mais toutes ces courbes sont issues d'échantillons prélevés dans un même puits, elles ne nous permettent donc pas d'avoir une information spatialisée. D'autre part, les horizons de surface jusqu'à 2 m de profondeur n'ont pas été caractérisés de la même manière.

L'objectif de la campagne de terrain menée dans le cadre de cette thèse est d'obtenir la porosité, les courbes de rétention $h(\theta)$ et de conductivité hydraulique $K(\theta)$, idéalement en tout point du bassin versant, et pour chaque horizon entre la surface et les aquifères. Ce chapitre présente la stratégie employée et les méthodes mises en œuvre pour y parvenir.

5.1 Stratégie pour la mise en œuvre de la campagne de prospection de terrain

5.1.1 Mise en relation des informations spatialisées et des informations locales

Les mesures des paramètres hydrodynamiques sont faites ponctuellement. Des essais d'infiltrométrie permettent d'obtenir K_S, voire l'ensemble de la courbe $K(\theta)$ et même $h(\theta)$ avec une nouvelle méthode de suivi temporel, et la porométrie au mercure réalisée en laboratoire sur des échantillons prélevés sur le terrain permet d'obtenir $h(\theta)$. Toutes ces mesures durent plusieurs heures chacune, et nécessitent de creuser des fosses pédologiques pour pouvoir caractériser les différents horizons. Il n'est donc pas envisageable d'obtenir leur variabilité spatiale de façon directe.

Par contre, il est relativement aisé d'obtenir des variables géophysiques, géologiques ou de végétation de façon spatialisée. Sur le bassin versant de l'Ara, des études de prospection géophysique ont déjà été menées afin notamment de déterminer la résistivité électrique de façon spatialisée sur l'ensemble du bassin versant, ainsi que sur des coupes verticales (cf. section 2.3). On peut dès lors se demander s'il n'existerait pas une relation entre ces mesures de résistivité et les paramètres hydrodynamiques que l'on cherche à obtenir. En effet, on peut supposer que les formations électriquement conductrices (i.e. inférieures à 50 $\Omega.m$) contiennent une part importante d'argile, ce qui ferait chuter la conductivité hydraulique drastiquement. On peut également se demander si la géologie, la topographie ou la végétation n'auraient pas également une corrélation avec ces paramètres hydrodynamiques.

Nous avons réalisé une campagne de terrain (Robert 2010) afin de déterminer s'il existe des relations entre ces différents paramètres hydrodynamiques et les informations spatialisées. Ces relations permettraient de paramétrer des modèles d'écoulement souterrain à l'échelle du bassin versant. L'enjeu est de déterminer une stratégie de spatialisation à partir d'un nombre restreint de mesures des paramètres hydrodynamiques afin de pouvoir renseigner le modèle hydrologique spatialisé, ParFlow-CLM.

5.1.2 Echelles de variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques

Renseigner le modèle spatialisé nécessite la connaissance des paramètres hydrodynamiques des différents horizons de sol, et leurs variations spatiales. Cette spatialisation des paramètres peut jouer un rôle déterminant dans le fonctionnement hydrologique du bassin versant et les résultats de simulation en dépendent, il faut donc y attacher de l'importance. Un élément clé de cette étude est de pouvoir distinguer la dispersion (locale) des paramètres, et leur variabilité spatiale. En effet, si l'écart-type des mesures de porosité réalisées dans un même horizon d'une même fosse est plus important que l'écart des mesures d'une fosse à l'autre par exemple, parler de variabilité spatiale n'a pas de sens. C'est pourquoi nous avons mis en place une stratégie à plusieurs échelles pour réaliser nos mesures.

- A l'échelle de la fosse pédologique (m^2) : dans chaque horizon de chaque fosse, nous avons réalisé 2 essais d'infiltrométrie (et plusieurs essais de suivi temporel d'infiltration quand cela était possible). Nous avons également réalisé 2 ou 3 prélèvements de cylindre de densité. Ceci permet de déterminer s'il y a des hétérogénéités dans un échantillon d'une taille $\sim m^3$.
- A plus grande échelle (quelques ha) : nous avons réalisé 8 fosses assez proches, près du village de Nalohou et de la station sol de haut de versant où un gravimètre supraconducteur a été installé pour caractériser les hétérogénéités à l'échelle de la parcelle. Sur cette zone, le lien entre les bandes géologiques (quartz, micaschiste, amphibolite) et la résistivité mesurée par la méthode de traîné électrique de type Schlumberger a déjà été étudiée sur cette zone par Descloitres *et al.* (2008b). Il semble donc intéressant d'étudier s'il existe une relation avec les paramètres hydrodynamiques.
- A l'échelle du sous-bassin versant (quelques km^2) : nous avons réalisé d'autres fosses sur toute la moitié Est du bassin versant pour corroborer/infirmer que la zone du gravimètre était représentative de l'ensemble du bassin versant. Nous avons choisi la moitié Est car c'est la zone couverte par le scintillomètre, ce qui permet de mettre en rapport les paramètres du sol sur cette zone aux mesures de flux de chaleur sur cette même zone. Nous avons choisi la position des fosses en observant une logique de bandes géologiques/géophysiques.

La mise en œvre de cette stratégie sera présentée dans la section 5.2.3.

Cette stratégie de changement d'échelle devrait nous permettre de déterminer l'échelle caractéristique de variation des paramètres hydrodynamiques et de répondre aux questions suivantes :

- les paramètres hydrodynamiques ont-ils une forte dispersion "localement" ?
- varient-ils au sein d'une même bande géologique ? à un même niveau du versant ? dans une même zone de végétation ?
- varient-ils d'une bande géologique à une autre ? en fonction de la topographie ? en fonction du type de végétation ?
- sont-ils constants sur l'ensemble du bassin versant ?

5.2 Méthodologie pour la mise en œuvre de la campagne de prospection de terrain

5.2.1 Description de la campagne

Une campagne de terrain de 2 mois a été effectuée sur le bassin versant de l'Ara en vue de réaliser les caractérisations supplémentaires identifiées, de fin octobre à fin décembre 2010 (Robert 2010). Elle a été réalisée pendant le début de la période sèche. Les dates de la campagne ayant été contraintes pour des raisons autres que scientifiques, la période d'étude ne permet pas d'étudier les sols jusqu'à des profondeurs importantes, le niveau des nappes étant au plus haut pendant cette période. Nous avons choisi de nous intéresser aux 2 premiers mètres des sols, qui sont dénoyés à cette période. Nous pouvons y creuser des fosses pédologiques. C'est aussi à cette période que les racines des herbacées sont les plus développées ce qui permet d'en apprécier

l'étendue. De plus, la végétation n'a pas encore été brûlée par les villageois, ce qui permet de situer les fosses dans leur environnement végétal.

Pour établir une corrélation entre paramètres hydrodynamiques et grandeurs spatialisées, on a besoin de connaître les paramètres hydrodynamiques en plusieurs endroits du bassin versant. Aussi avons-nous réalisé une vingtaine de fosses pédologiques, positionnées notamment en fonction des valeurs de résistivité obtenues lors de campagnes précédentes, et suivant une logique de changement d'échelle.

5.2.2 Description des essais en fosse

Les paramètres hydrodynamiques sont obtenus à partir des essais d'infiltrométrie in situ sur les différents horizons et de l'étude d'échantillons prélevés dans les fosses. Dans chaque fosse, on a opéré les mesures suivantes :

- prélever des échantillons pour effectuer des mesures de porosité. La porosité est un paramètre important puisqu'elle détermine la quantité d'eau maximale qui peut être stockée dans un sol.
- prélever des échantillons pour effectuer des essais de porométrie au mercure en laboratoire. Ceci permet d'en déduire la courbe de rétention et la porosité.
- effectuer des mesures d'infiltration à succion variable pour déterminer les courbes de conductivité hydraulique proche de la saturation.
- réaliser des mesures d'infiltration 1D avec suivi tensiométrique pour déterminer les courbes de rétention.
- estimer la profondeur et la densité des racines car elles sont responsables de la reprise par évapotranspiration des plantes.
- noter le type de végétation ou culture au niveau de la fosse pour déterminer s'il existe une corrélation entre propriétés hydrodynamiques du sol et végétation. (Certaines plantes peuvent préférer un sol plus ou moins conducteur, une zone propice à la formation de nappes perchées, ...).
- procéder à une prospection EM38 autour de la fosse pour avoir une cartographie de résistivité électrique à une échelle plus fine qu'avec l'EM34 et vérifier qu'il n'y a pas d'anomalie de résistivité au niveau de la fosse. Ces 2 méthodes seront détaillées dans les sections 5.2.3.1 et 5.3.5.

On peut classer les mesures citées ci-dessus en plusieurs catégories : celles qui ont trait aux paramètres hydrodynamiques et celles qui ont un rapport avec la végétation. La prospection électromagnétique EM38 ne fait pas partie de ces 2 catégories, elle vise à conforter les mesures spatialisées de résistivité réalisées lors de campagnes antérieures (cf. partie II). Parmi les paramètres hydrodynamiques, on discerne différents types. On a d'abord des paramètres de stockage : la porosité détermine la quantité d'eau maximale qui peut être stockée dans le sol. On a également des paramètres de transferts : l'aptitude d'un sol à transmettre l'eau qu'il contient est caractérisée par la courbe de conductivité hydraulique, et la courbe de rétention traduit la capacité du sol à retenir l'eau qu'il contient.

Les protocoles des mesures réalisées sont développés dans la partie suivante.

5.2.3 Identification de zones et localisation des fosses

En vu de la spatialisation, nous cherchons à caractériser des zones résistives (électriquement), des zones conductrices, des zones avec des occupations de sol différentes (culture, jachère, savane arbustive ou arborée) et des zones situées à des niveaux de versant différents. Pour cette campagne de terrain, nous avons adopté une stratégie de prospection qui tient compte des instruments et des expérimentations déjà réalisées sur le site de l'Ara, notamment de cartographies de résistivité électrique.

Nous avons choisi de caractériser 2 secteurs imbriquées.

- Le premier est le secteur proche du gravimètre. Il est situé en haut de versant et a bénéficié d'une cartographie précise de résistivité par traîné électrique de type Schlumberger. Concrètement, les 8 premières fosses réalisées se trouvent dans ce secteur ; il s'agit des fosses A à H du tableau 5.1.
- Le deuxième s'étend sur toute la partie Est du bassin versant afin d'avoir une meilleure représentativité du bassin, et notamment de la région couverte par le scintillomètre. La cartographie de résistivité électrique par la méthode électromagnétique EM34 couvre l'ensemble du bassin versant de l'Ara, dont ce secteur. Les fosses creusées dans cette région sont notées de I à W dans le tableau 5.1.

La figure 5.1 donne un aperçu de la répartition des fosses sur l'ensemble du bassin versant. Le fond de carte représente la conductivité électrique mesurée par la méthode EM34. L'empreinte approximative du scintillomètre est aussi représentée sur cette carte.

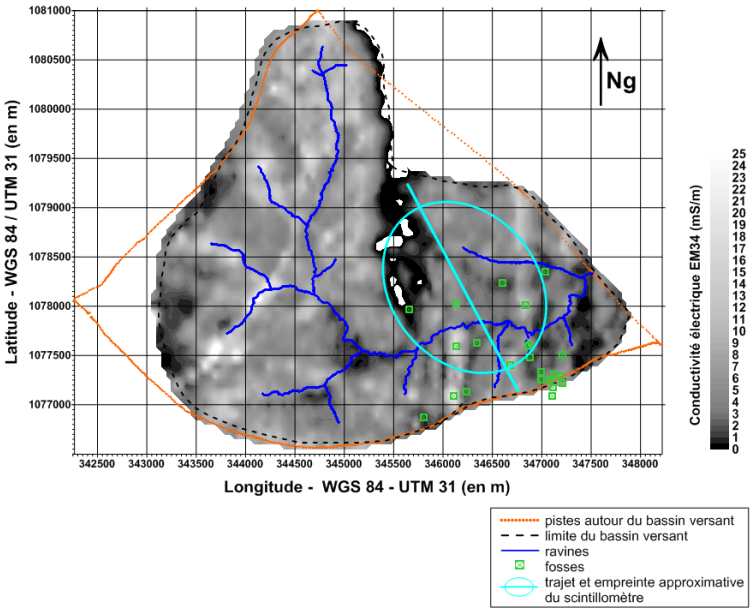


FIGURE 5.1 – Carte EM34 du Bassin versant de l'Ara, avec la position du scintillomètre et des fosses

Les coordonnées des fosses ainsi que les valeurs de résistivités mesurées au niveau des fosses par la méthode de traîné électrique de type Schlumberger ou par la méthode EM34 et l'occupation des sol sont répertoriées dans le tableau 5.1.

TABLEAU 5.1 – Localisation des fosses (coordonnées dans le système WGS84 avec la projection UTM31P) et conductivité mesurée par EM34 et par traîné électrique Schlumberger au niveau des fosses (ND = non disponible) (* = fosse non creusée car sol trop dur)

Fosse	x $[m]$	y $[m]$	Conductivité EM34 $[mS.m^{-1}]$	Conductivité Schlum. $[mS.m^{-1}]$	Occupation du sol
Fosses proches du gravimètre					
A	347125	1077301	4	10	jachère (culture)
B	347102	1077086	ND	83	jachère
C	347113	1077174	7	2	jachère
D	346992	1077250	5	3	culture (arachide)
E	347191	1077288	8	26	culture
F	347080	1077252	12	2	culture (buttes)
G	347207	1077215	15	27	jachère
H	346993	1077336	2	2	culture (arachide)
Fosses de la partie Sud-Est du bassin versant					
I	346109	1077092	27	ND	savane arborée
J	346238	1077134	4	ND	savane arbustive
K	346685	1077403	11	ND	jachère
L	346834	1078006	12	ND	jachère (culture)
M	346133	1077590	21	ND	savane arbustive
N	346349	1077625	2	ND	savane arborée
O*	346132	1078028	7	ND	savane arborée
P	346607	1078233	1	ND	savane arborée
Q	347212	1077503	4	ND	jachère
R	347016	1078349	1	ND	jachère (culture)
V	346860	1077595	9	ND	savane arbustive
W	346873	1077600	8	ND	jachère (culture)

5.2.3.1 Des cartographies de conductivités électriques à la détermination de zones conductrices ou résistives

Les valeurs de résistivité électrique spatialisées ont été obtenues par 2 méthodes différentes : le traîné électrique de type Schlumberger et la prospection électromagnétique de type EM34. Il paraît intéressant de comparer ces 2 méthodes avant de qualifier les zones prospectées de zone conductrice ou de zone résistive.

On peut utiliser la moyenne géométrique des valeurs de conductivité pour estimer la tendance centrale des séries de valeurs. Pour la conductivité EM34, la moyenne géométrique est de 6 mS/m. On peut alors considérer que les fosses pour lesquelles la conductivité est inférieure à cette valeur sont situées dans des zones résistives ; réciproquement celles pour lesquelles la conductivité est supérieure à cette valeur sont situées en zone conductrice. Pour la conductivité Schlumberger, la moyenne géométrique est de 8 mS/m, elle définit la limite entre les zones résistives et conductrices.

Il est indispensable de garder à l'esprit que les méthodes n'ont pas été employées à la même date, et que la résistivité électrique dépend également de la saturation en eau du sol. Il est donc illusoire de vouloir comparer ces valeurs entre elles sans connaître la saturation. C'est pourquoi on s'intéresse aux valeurs vis à vis de la moyenne géométrique plutôt qu'aux valeurs en elles-mêmes.

On peut toutefois mettre en regard les valeurs obtenues par ces 2 méthodes au niveau des 7 fosses concernées (cf. tableau 5.2). On remarque que la fosse A peut être considérée comme résistante par la méthode EM34 alors qu'elle est conductrice par traîné électrique de type Schlumberger. Réciproquement, la fosse F apparaît comme résistante avec la méthode Schlumberger alors qu'elle est conductrice pour la méthode EM34.

Tableau 5.2 – Conductivité mesurée par EM34 et par traîné électrique Schlumberger au niveau des fosses (en bleu : zone conductrice ; en rouge : zone résistive)

Fosse	Conductivité EM34 $[mS.m^{-1}]$	Conductivité Schlum. $[mS.m^{-1}]$
A	4	10
C	7	2
D	5	3
E	8	26
F	12	2
G	15	27
H	2	2
valeur médiane	6	8

En dehors du taux de saturation, ces différences peuvent venir du fait que la profondeur d'investigation n'est pas la même pour ces 2 méthodes : l'EM34 réalisé avec un espacement entre les profils de 100 m et avec un espacement de 20 m entre les bobines permet de sonder le sol jusqu'à 20 m de profondeur alors que la cartographie par traîné électrique de type Schlumberger a été obtenue pour un espacement de 20 m entre les profils, et pour une longueur de ligne AB/2

de 10 m permettant une reconnaissance jusqu'à environ 8 m de profondeur, ce qui est plus en adéquation avec la profondeur des fosses creusées.

On s'appuiera plutôt sur les valeurs de résistivité obtenues par la méthode Schlumberger pour les fosses proches du gravimètre (A à H), car cette méthode a une profondeur d'investigation moins importante, qui correspond d'avantage à la profondeur des fosses. Pour les autres fosses, on s'appuiera sur les valeurs de résistivité obtenues par la méthode EM34.

Par la suite on considérera donc que les fosses C, D, F, H, et J, N, P, R sont des fosses situées dans des zones résistives électriquement, alors que les fosses A, B, E, G, et I, K, L, M, Q, V, W sont situées dans des zones conductrices. La fosse A est située dans une zone intermédiaire, mais elle appartient à une formation peu résistive vis à vis de son entourage (cf. figure 5.3), d'où notre choix de la classer plutôt dans une zone conductrice. De la même façon, même si la fosse Q a une conductivité faible (4 mS/m), elle est située dans une bande entourée de 2 autres bandes de conductivité encore plus faible (cf. figure 5.2) auxquelles appartient la fosse R par exemple (1 mS/m). Nous avons donc choisi de classer la fosse Q parmi les fosses conductrices.

5.2.3.2 Fosses de la partie Sud-Est du bassin versant

En effectuant un zoom de la carte de conductivité électrique obtenue par la méthode EM34 sur la partie Sud-Est du bassin versant, là où se situent les fosses, on observe sur la figure 5.2 (en haut) qu'on a choisi de caractériser des bandes conductrices (fosses I, M, O, K, L, V, W) et des bandes résistantes (fosses S, T, J, N, P, U, R) qui ressortent de la carte de conductivité électrique par la méthode EM34.

Les fosses I, M et O sont dans une même bande conductrice, sans doute issue d'une même formation géologique. De même les fosses J, N et P se trouvent dans une même bande résistive. Parmi ces 2 bandes, les fosses O et P sont choisies en rive gauche de l'Ara, les fosses I et J en haut de versant, sur la rive droite, et les fosses M et N en milieu de versant, également en rive droite. Les fosses R et L viennent compléter l'échantillonnage en rive gauche de l'Ara. Les fosses V et W sont très proches l'une de l'autre, et situées dans un bas-fond.

On peut également regarder la position des fosses vis à vis de la végétation, comme sur la figure 5.2 (en bas). La plupart des fosses se trouvent dans des zones de savane arbustive ou arborée (fosses S, T, I, J, N, M, O, P, V). Certaines fosses se trouvent dans des zones de jachères (fosses K, Q), et d'autres dans des zones cultivées ou en bordure de zones cultivées (fosses L au bord d'une culture d'igname, R et W au bord de cultures de manioc).

La fosse O n'a pas pu être creusée car le sol était trop dur (zone de latérite). La fosse N a pu être creusée bien qu'également située dans une zone de cuirasse latéritique.

5.2.3.3 Fosses proches du gravimètre

Si on s'attache plus particulièrement à la zone du gravimètre, on peut voir la localisation des fosses sur la figure 5.3. Sur la carte représentant la conductivité électrique mesurée par traîné

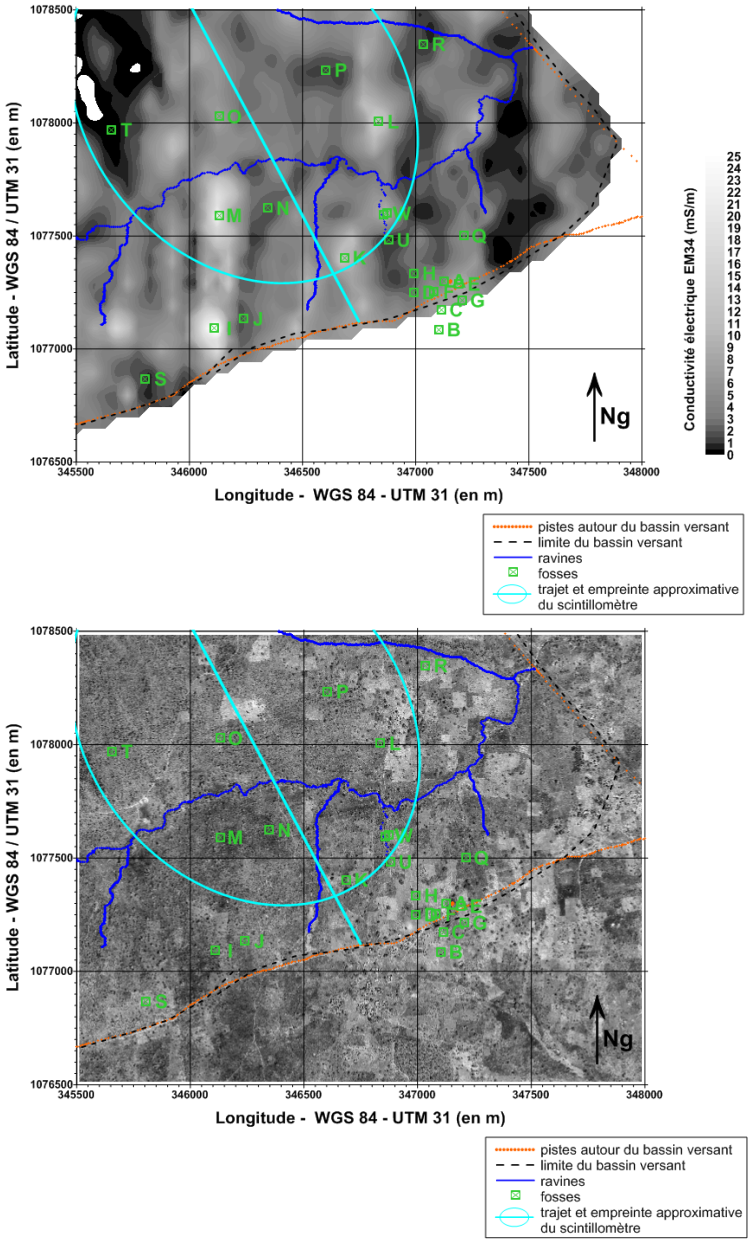


FIGURE 5.2 – Implantation des fosses pédologiques dans la partie Sud-Est du bassin versant de l'Ara, sur la carte de conductivité électrique EM34 (en haut), sur l'image satellitaire visible Google (en bas)

électrique (figure 5.3 en haut), on observe qu'on a choisi de creuser des fosses dans des bandes résistives issues d'une formation géologique d'amphibolite (fosses E, G et B) ou de micaschiste (fosse A), et d'autres fosses dans des bandes conductrices issues d'une formation géologique de micaschiste (fosses D et H) ou de quartz (fosses C et F).

Concernant la végétation (cf. figure 5.3 en bas), les fosses D et H sont situées dans un champ d'arachide, la fosse A dans une zone de jachère près de cultures de mil, la fosse B dans une zone de jachère où le mil ne pousse pas (d'après les villageois), la fosse C dans une zone de jachère herbeuse, la fosse F au milieu d'un champ d'ignames, la fosse E dans une zone de jachère près d'un baobab, et la fosse G dans une zone de jachère près d'un karité.

5.3 Protocoles expérimentaux de caractérisation hydrodynamique des sols

5.3.1 Prélèvement de cylindres de densité

Pour déterminer la porosité des sols, on effectue des prélèvements à l'aide de cylindres de densité. Ces cylindres sont enfoncés dans le sol à l'aide d'un cric plutôt que d'un maillet pour éviter de destructurer le sol (cf. figure 5.4). Les échantillons ainsi prélevés sont mis dans une étuve afin d'être séchés. On pèse ensuite les échantillons séchés, on note m leur masse.

On peut alors déterminer la densité apparente d_{sol} des échantillons prélevés :

$$d_{sol} = \frac{m/V}{d_{eau}} \tag{5.1}$$

Moyennant une hypothèse sur la densité de la matrice solide ($d_{matrice}$), on peut en déduire la porosité p des échantillons :

$$p = 1 - \frac{d_{sol}}{d_{matrice}} \tag{5.2}$$

Les incertitudes dans la détermination de la porosité des échantillons sont les suivantes :

- manipulation : l'arasage peut induire une erreur qu'on estime à ± 2 % sur le volume V de l'échantillon. On notera que les cylindres utilisés ont un volume $V = 100\ cm^3$.
- séchage : le temps de séchage a pu être sous-estimé. Les échantillons ont été mis dans une étuve à 95°C pendant environ 18 h. Après avoir sécher certains échantillons plusieurs fois, on estime l'erreur sur la masse séchée à +0,2 %.
- pesée : la précision de la balance utilisée est de 0,1 g, ce qui peut induire une erreur de $\pm 0{,}1$ %
- densité matricielle : elle peut varier suivant les matériaux présents dans le sol. La valeur choisie (2,65) est une moyenne pour des particules constituées d'oxydes de silicium ou d'aluminium. Néanmoins, la densité matricielle peut être supérieure avec la présence d'oxydes de

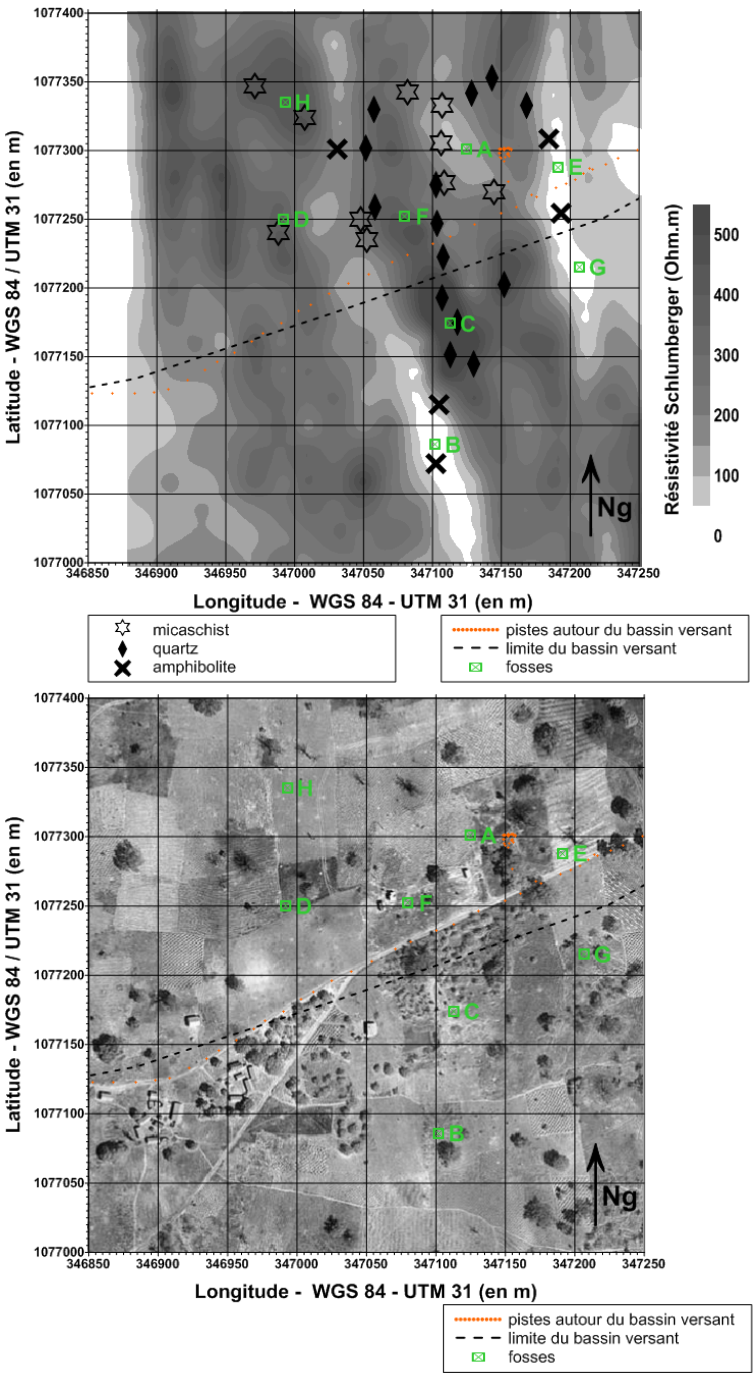


FIGURE 5.3 – Implantation des fosses pédologiques dans la zone autour du gravimètre, sur la carte de conductivité électrique obtenue par traîné électrique de type Schlumberger (en haut), sur l'image satellitaire visible Google (en bas). Les symboles (micaschiste, quartz, amphibolite) sont issus d'une prospection de surface. D'après Descloitres *et al.* (2008b)

fer (ce qui est le cas ici). On estime à ±5 % l'erreur possible sur la valeur choisie. Il faudrait donc la mesurer à l'aide d'un pictomètre par exemple pour une meilleure estimation.

Ainsi, on obtient les erreurs sur la densité apparente et sur la porosité suivantes :

$$\frac{\Delta d_{sol}}{d_{sol}} = \frac{\Delta m}{m} + \frac{\Delta V}{V} \sim 2\ \% \tag{5.3}$$

$$\frac{\Delta p}{p} = \frac{\Delta d_{matrice}}{d_{matrice}} + \frac{\Delta m}{m} + \frac{\Delta V}{V} \sim 5\ \% \tag{5.4}$$

Il est important de considérer ces incertitudes afin de pouvoir déterminer si les écarts d'un échantillon à l'autre peuvent être dus à ces incertitudes ou à la non représentativité de l'échantillon vis à vis de l'hétérogénéité du sol.

FIGURE 5.4 – Prélèvement de cylindres de densité sur le bassin versant de l'Ara, novembre 2010

5.3.2 Porométrie au mercure

5.3.2.1 Détermination de $h(\theta)$

Afin de déterminer les courbes de rétention, des essais de porométrie au mercure ont été réalisés en laboratoire sur des échantillons non remaniés ramenés en France et séchés à basse température.

La porométrie au mercure est une méthode qui consiste à faire pénétrer du mercure dans les pores d'un échantillon sous pression croissante (Daïan 2007). Contrairement à l'eau, le mercure est un fluide non mouillant vis à vis de la quasi-totalité des solides : il ne pénètre pas spontanément dans la porosité. Ceci permet de contrôler son injection au moyen de la pression ; à mesure que la pression augmente, le mercure remplit des pores de plus en plus fins et occupe des régions de plus en plus confinées de la porosité.

L'information brute obtenue lors d'un essai de porométrie au mercure est la caractéristique d'injection. Il s'agit de la relation entre le volume de mercure pénétré dans l'échantillon et la pression imposée du mercure. A partir de cette caractéristique d'injection, on peut facilement

déterminer la courbe de rétention hydrique qui lie le potentiel de pression h $[m]$ à la teneur en eau θ $[m^3.m^{-3}]$.

Il est aisé d'expliciter la relation entre la pression d'injection P_{Hg} $[Pa]$ et la taille des pores D $[m]$ à partir de la loi de Jurin si l'on fait l'hypothèse que les pores sont des troncs de cylindre de diamètre D :

$$P_{Hg} = -\frac{4\gamma_{Hg}\cos\theta_{Hg-sol}}{D} \tag{5.5}$$

où $\gamma_{Hg} = 0{,}485\ N.m^{-1}$ est la tension superficielle du mercure et θ_{Hg-sol} [°] est l'angle de contact entre le mercure et le sol. De la même façon, on peut lier la taille des pores à la pression de l'eau dans le sol P_{eau} $[Pa]$:

$$P_{eau} = -\frac{4\gamma_{eau}\cos\theta_{eau-sol}}{D} \tag{5.6}$$

où $\gamma_{eau} = 0{,}073\ N.m^{-1}$ est la tension superficielle de l'eau et $\theta_{eau-sol}$ [°] est l'angle de contact entre l'eau et le sol. La pression d'eau est facilement reliée au potentiel de pression h $[m]$ par :

$$P_{eau} = \rho_e.g.h \tag{5.7}$$

où $\rho_e = 1000\ kg.m^{-3}$ est la masse volumique de l'eau et $g = 10\ m.s^{-2}$ l'accélération de la pesanteur. En faisant l'hypothèse que $\theta_{Hg-sol} = 180 - \theta_{eau-sol}$, on trouve alors :

$$h = \frac{-P_{Hg}}{\rho_e.g}.\frac{\gamma_{eau}}{\gamma_{Hg}} \tag{5.8}$$

La teneur en eau θ $[m^3.m^{-3}]$ se déduit facilement à partir du volume occupé par le mercure comme étant le volume de vide laissé libre par le mercure :

$$\theta = p - v_{Hg} * d_{sol} \tag{5.9}$$

où p $[m^3.m^{-3}]$ est la porosité, v_{Hg} $[m^3.kg^{-1}]$ le volume massique occupé par le mercure et d_{sol} $[kg.m^{-3}]$ la densité apparente du sol (sec).

5.3.2.2 Détermination de la porosité

La porosité peut également être déterminée à partir de l'essai de porométrie au mercure comme étant le volume de mercure maximal qui a été injecté dans l'échantillon de sol, relativement au volume de l'échantillon.

Cette valeur de porosité est souvent sous-estimée car il peut rester de l'air piégé dans l'échantillon, et les pores de très petite taille ne sont pas toujours explorés, en raison de la limitation en pression d'injection (de 0,0031 à 205 MPa soit une exploration des pores de 6 nm à 400 μm de diamètre).

5.3.3 Essais d'infiltrométrie à disque à succion variable

5.3.3.1 Quelques aspects théoriques

L'eau dans le sol est soumise à deux forces principales : une force gravitaire, liée à sa profondeur z $[m]$; et une force capillaire due à l'interaction des phases liquide et gazeuse liée à la pression capillaire P_{eau} $[Pa]$. Les hydrologues expriment les potentiels ou énergies correspondantes par unité de poids (i.e. en unité de longueur). Aussi, z est le potentiel gravitaire (si l'axe est orienté vers le haut) ; et h $[m]$ est le potentiel capillaire aussi appelée hauteur d'eau équivalente ou potentiel matriciel. Ce dernier est relié à la pression capillaire par :

$$h = \frac{P_{eau}}{\rho_e g} \tag{5.10}$$

où ρ_e $[kg/m^3]$ est la masse volumique de l'eau et g $[m.s^{-2}]$ est l'accélération de la pesanteur. Le potentiel matriciel étant négatif en zone non saturée (il faut fournir de l'énergie pour extraire de l'eau d'un sol non saturé), on parle parfois de succion pour désigner son opposé. L'énergie totale est appelée charge hydraulique ; on la note H_m $[m]$. C'est la somme du terme matriciel (ou capillaire) et du terme gravitaire : $H_m = h + z$.

Pour décrire la dynamique de l'eau dans le sol, on utilise la loi de Darcy généralisée (équation 5.11). Elle fait intervenir la conductivité hydraulique K $[m.s^{-1}]$ qui représente l'aptitude du sol à transmettre l'eau qu'il contient pour un potentiel matriciel donné.

$$q = K(h)\overrightarrow{grad}(H_m) \tag{5.11}$$

où q $[m.s^{-1}]$ est la densité surfacique de flux ou débit volumique par unité de surface ou vitesse de filtration et H_m $[m]$ la charge hydraulique.

La description du phénomène d'infiltration ou d'absorption de l'eau par les sols peut se faire à partir de la lame d'eau infiltrée par l'équation suivante :

$$q = \frac{dI}{dt} \tag{5.12}$$

où I $[m]$ désigne la lame d'eau infiltrée au cours d'une durée t $[s]$. Une solution usuellement utilisée en 1D est celle de Philip (1957), valable en transitoire non stabilisé :

$$I = So\sqrt{t} + At \tag{5.13}$$

où So $[m.s^{-1/2}]$ est la sorptivité capillaire (traduisant la capacité d'un sol à absorber l'eau par capillarité), et A $[m.s^{-1}]$ est une constante qui rend compte des effets gravitaires (dont la valeur est entre $K/3$ et $2K/3$). (Il faut noter qu'aux temps courts, en présence de sable, la lame infiltrée est essentiellement due à cette couche de sable.) En considérant la droite $\frac{dI}{d\sqrt{t}} = f(\sqrt{t})$ obtenue

par dérivation par rapport à $\sqrt{t}$:

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = So + 2A\sqrt{t} \tag{5.14}$$

On peut alors facilement déterminer les paramètres So et A à partir de la pente et de l'ordonnée à l'origine de la droite.

5.3.3.2 Détermination de $K(\theta)$

Pour déterminer la courbe de conductivité hydraulique en fonction du potentiel matriciel $K(h)$, on a réalisé des essais d'infiltrométrie à disque à succion variable. On a utilisé des infiltromètres ayant un disque de rayon 10 cm, et un réservoir de rayon 1,5 cm (cf figures 5.5 et 5.7). Pour 6 valeurs de succion (10 ; 6 ; 3 ; 2 ; 1 et 0,5 cm d'eau), on a mesuré le flux spécifique d'infiltration en régime permanent q_∞ $[m.s^{-1}]$. Ces 6 essais correspondent à des cas très proches de la saturation.

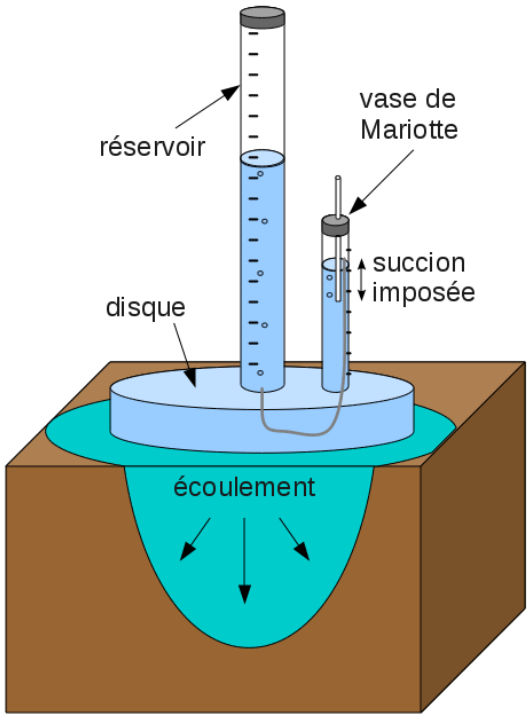


FIGURE 5.5 – Schéma d'un infiltromètre à disque à succion variable

A partir de ces mesures, on peut utiliser une méthode d'analyse fondée sur le régime permanent (Vandervaere 1995) pour déterminer la relation entre la conductivité hydraulique et le potentiel matriciel en s'appuyant sur le formalisme de Gardner (1958) :

$$K(h) = K_S e^{\beta h} \tag{5.15}$$

où β $[m^{-1}]$ est une constante proportionnelle à un rayon de pore hydrauliquement fonctionnel et K_S $[m.s^{-1}]$ la conductivité hydraulique à saturation. Pour déterminer la courbe de conductivité

hydraulique en fonction du potentiel matriciel il suffit alors de déterminer les paramètres K_S et β.

On considère pour cela le potentiel d'écoulement (ou potentiel de Kirchoff) ϕ $[m^2.s^{-1}]$ défini par :

$$\phi(h) = \int_{hi}^{h} K(x)dx \tag{5.16}$$

où h_i est l'état initial considéré comme très sec. En prenant le formalisme de Gardner pour la courbe $K(h)$ (cf. équation 5.15), il vient alors :

$$\phi(h) = \frac{K(h) - K(h_i)}{\beta} \simeq \frac{K(h)}{\beta}. \tag{5.17}$$

A partir de l'équation de Darcy, Wooding (1968) a montré que :

$$q_{0\infty} = K_0 + \frac{4\phi_0}{\pi R} \tag{5.18}$$

où l'indice $_0$ est un état quasi-saturé. Ainsi, les équations 5.17 et 5.18 donnent :

$$q_{0\infty} = K_0 \left(1 + \frac{4}{\pi R\beta}\right) = K_S e^{\beta h_0} \left(1 + \frac{4}{\pi R\beta}\right) \tag{5.19}$$

ou sous forme logarithmique :

$$\ln q_{0\infty} = \ln \left[K_S \left(1 + \frac{4}{\pi R\beta}\right)\right] + \beta h_0. \tag{5.20}$$

En utilisant les différents couples (h ;q_∞) mesurés, on peut déterminer la pente de la droite $\ln q_\infty = f(h)$ et son ordonnée à l'origine. La pente est égale à β et l'ordonnée à l'origine à $\ln \left[K_S \left(1 + \frac{4}{\pi R\beta}\right)\right]$ ce qui permet de calculer K_S (cf. figure 5.6).

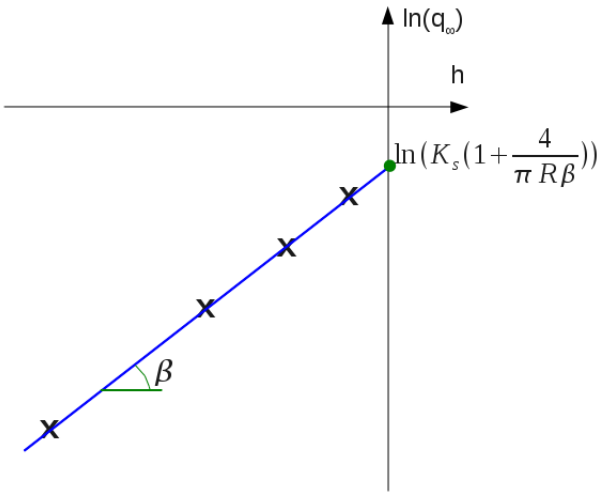


FIGURE 5.6 – Schéma de la courbe $\ln q_\infty = f(h)$ permettant de déterminer K_S et β

Toute cette analyse considère que β est constant, ce qui est rarement le cas : des pores de plus en plus grands deviennent actifs quand h augmente, donc β dépend de h. Ceci est particulièrement vrai pour les sols ayant des distributions granulométriques larges. Cela engendre quelques modifications dans le principe ci-dessus. On ne considère plus que K_S et β sont constants mais qu'ils sont constants *par morceaux*. Cela revient à chercher une courbe $K(h)$ pour chacun des modes de la distribution granulométrique. Pour les détails et les conditions d'applicabilités des formules, se référer à Vandervaere (1995).

FIGURE 5.7 – Essais d'infiltrométrie à disque sur le bassin versant de l'Ara, décembre 2010

5.3.4 Essais d'infiltrométrie 1D avec suivi tensiométrique

5.3.4.1 Détermination de $K(\theta)$

Nous avons réalisé des essais d'infiltrométrie 1D, en utilisant des cylindres enfoncés dans le sol pour éviter les effets latéraux. De plus, 3 tensiomètres ont été utilisés pour avoir un suivi temporel de la succion à plusieurs profondeurs (cf. figures 5.8 et 5.11).

Ces essais permettent de déterminer la conductivité hydraulique pour plusieurs succions. En effet, une fois le flux stabilisé, on peut mesurer q_∞. On peut également mesurer $\frac{dh}{dz}$ à l'aide des tensiomètres (cf. figure 5.9) au niveau de 2 d'entre eux et à plusieurs instants, donc pour plusieurs valeurs de h. L'équation de Darcy 5.21 nous permet alors d'en déduire la courbe $K(h)$ par extrapolation.

$$q_\infty = K(h)\left(\frac{dh}{dz} + 1\right) \tag{5.21}$$

5.3.4.2 Détermination de $h(\theta)$

Ces essais d'infiltrométrie 1D avec suivi tensiométrique à plusieurs profondeurs permettent également de déterminer la courbe de rétention $h(\theta)$.

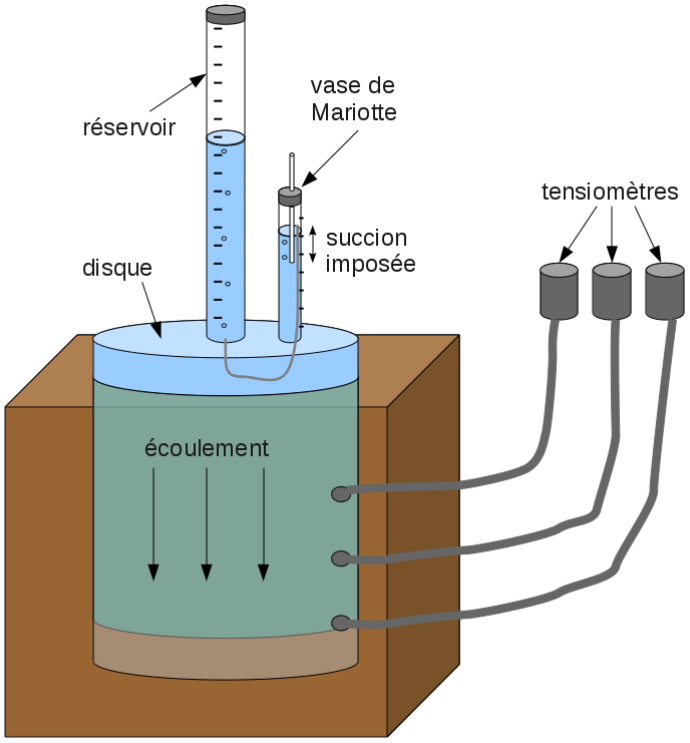


FIGURE 5.8 – Schéma d'un infiltromètre à disque 1D avec suivi temporel de la succion à 3 niveaux

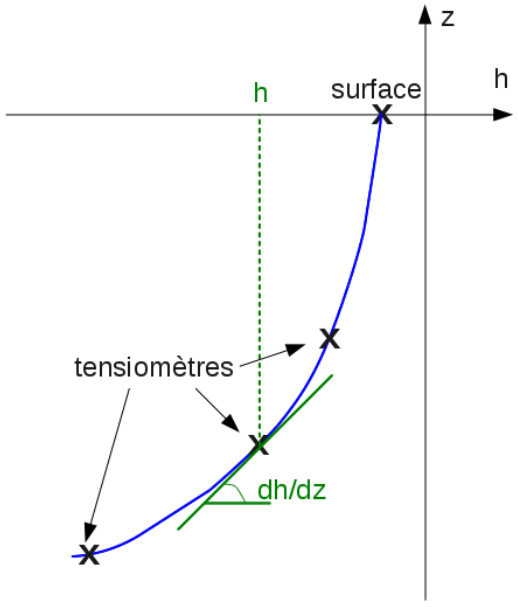


FIGURE 5.9 – Schéma de la courbe $K = f(h)$ permettant de déterminer $\frac{dh}{dz}$

On choisit le formalisme de van Genuchten-Mualem (van Genuchten 1980, Mualem 1976) pour décrire les courbes de rétention :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h(\theta)}{h_g}\right)^n\right]^{-(1-1/n)} \tag{5.22}$$

En faisant l'hypothèse que la teneur en eau résiduelle θ_r est nulle et en mesurant la teneur en eau à saturation θ_s par la méthode du cylindre de densité, déterminer une courbe de rétention revient alors à déterminer les paramètres h_g et n.

On peut noter t_3 $[s]$ l'instant auquel l'eau infiltrée arrive au troisième tensiomètre (le plus profond). C'est l'instant auquel la pression commence à changer. Le front d'infiltration est alors à la profondeur du troisième tensiomètre. On connaît alors 4 pressions (celles au niveau des 3 tensiomètres et celle qui est imposée en surface). Et on connaît également la lame d'eau qui s'est infiltrée depuis le début de l'essai : $I(t_3)$. Or,

$$I(t_3) = \int_0^{z_{front}(t_3)} \theta(z)dz. \tag{5.23}$$

En faisant varier les valeurs de h_g et n, et en convertissant les 4 valeurs de pression connues en teneur en eau grâce à l'équation 5.22 et calculant l'intégrale $\int_0^{z_{front}(t_3)} \theta(z)dz$, on peut chercher le couple de valeurs optimum permettant d'obtenir l'égalité de l'équation 5.23 (cf. figure 5.10). On détermine ainsi la courbe de rétention du sol.

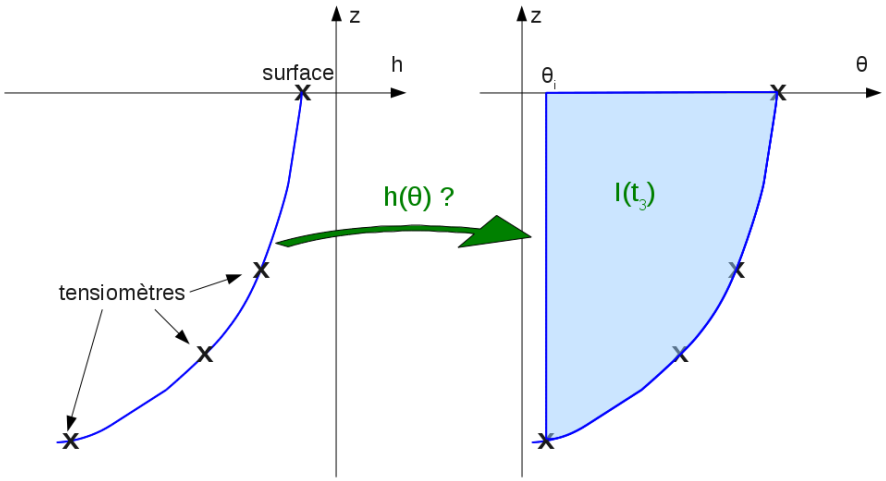


FIGURE 5.10 – Schéma de principe de détermination de h_g et n

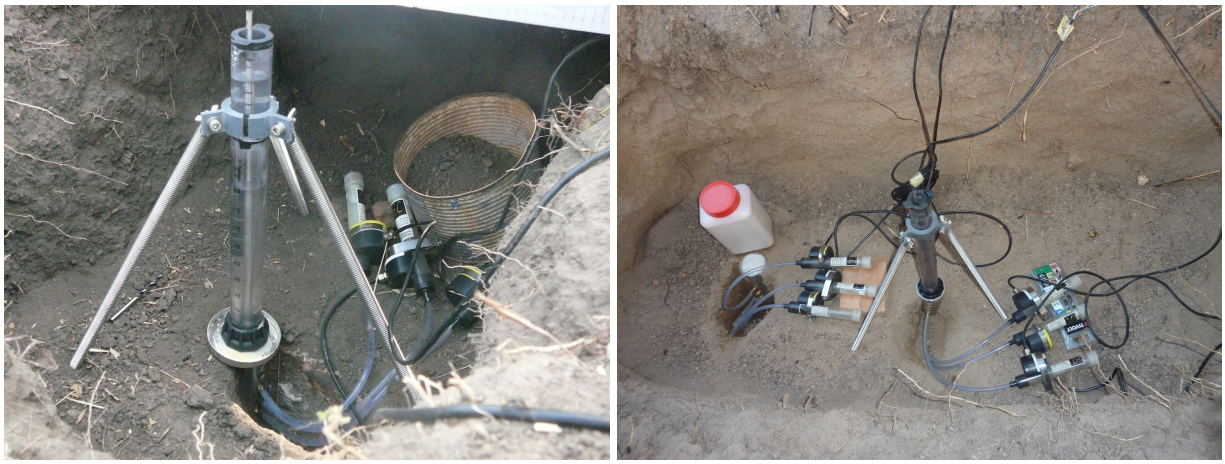


FIGURE 5.11 – Essais d'infiltrométrie avec tensiomètres sur le bassin versant de l'Ara, décembre 2010

5.3.5 Caractérisation de la représentativité de la fosse par prospection EM38

Des cartes de résistivité électrique par la méthode EM38 ont été réalisées autour des fosses pour vérifier - à plus fine échelle que les mesures par EM34 ou par panneau Schlumberger - qu'il n'y a pas d'anomalie électrique au niveau des fosses. En d'autres termes, nous espérons que les variations de résistivité sur un hectare autour de la fosse traduisent des variations pédologiques. Si la zone de la fosse est de résistivité homogène, la fosse sera considérée comme représentative.

L'appareil EM38 est constitué de 2 bobines espacées d'un mètre. La première sert à générer un champ électromagnétique à une fréquence donnée. Le sol, plongé dans ce champ, devient à son tour la source d'un champ électromagnétique secondaire de même fréquence mais déphasé par rapport au champ primaire. La deuxième bobine sert alors à détecter ce champ secondaire. La conductivité électrique apparente du sol peut alors être déterminée à partir du déphasage mesuré. Cette mesure a une profondeur d'investigation d'environ 1 m.

L'appareil utilisé se porte au ras du sol. Or, l'air étant un bon isolant électrique, il est indispensable de garder l'appareil toujours à la même hauteur du sol et que cette hauteur soit la plus faible possible, pour obtenir des mesures cohérentes et exploitables. Comme la végétation rend parfois ceci difficile voire impossible, Marc Descloitres a conçu un "têtard". Le "têtard" est une sorte de chariot en plastique (donc un isolant électrique), qui glisse sur le sol (cf. figure 5.12). Il suffit alors de traîner l'appareil, sans le porter, tout en faisant attention à ce qu'il reste bien vertical.

FIGURE 5.12 – Prospection EM38 sur le bassin versant de l'Ara, novembre 2010

6 Résultats de caractérisation spatialisée des paramètres hydrodynamiques

Ce chapitre présente les propriétés hydrodynamiques obtenues localement lors de la campagne de terrain. Dans un second temps, les résultats de spatialisation de ces propriétés hydrodynamiques à partir d'informations spatialisées telles que la végétation ou la conductivité électrique seront présentées.

6.1 Résultats de caractérisation locale des paramètres hydrodynamiques

6.1.1 Essais locaux

Des fiches ont été réalisées pour chaque fosse creusée, regroupant des informations et les premiers résultats obtenus, notamment :

- Le nom de la fosse et ses coordonnées géographiques (dans le système WGS84 avec la projection UTM31P)
- Une photo d'ensemble avec des commentaires sur la végétation environnante
- Une description de la fosse, avec en particulier une schématisation des racines, des pores, des horizons, la localisation des prélèvements et des essais d'infiltrométrie, des photos des horizons
- Pour certaines fosses, une carte de conductivité électrique autour de la fosse, réalisée avec l'appareil EM38.

Ces fiches sont disponibles en annexe B.

Les mesures de résistivité électrique autour des fosses avec l'appareil EM38 n'ont révélé aucune anomalie. On peut donc dire que les fosses où ces essais ont été réalisés (A, B, C, D, F, G et M) sont représentatives de la zone étudiée (en terme de résistivité).

Pour toutes les fosses creusées, on a mis en évidence 2 horizons. Le premier, qu'on notera H1, est plutôt sableux et de couleur brune. Il a une profondeur de 40 à 60 cm suivant les fosses. Le second, qu'on notera H2, de couleur rouge ou ocre, est plus argileux. Il s'étend jusqu'au fond des fosses (entre 1,4 et 2 m de profondeur). On a pu parfois commencer à voir le troisième horizon, noté H3, constitué de saprolite, au fond de certaines fosses (A, C, D, F, G, H, I, P, Q).

On peut diviser le deuxième horizon en sous-horizons (notés H2a, H2b, ...). Les différences entre ces sous-horizons sont a priori de deuxième ordre du point de vue des caractéristiques hydrodynamiques et dépendent de la fosse considérée. Par exemple, le deuxième horizon de la fosse C contient plus de 50 % de gravillons près de l'horizon 1 et il est de couleur ocre. Plus en profondeur, ce deuxième horizon contient moins de gravillons et la couleur ocre est entremêlée avec la couleur rouge. Si la dénomination "H1" et "H2" est commune à l'ensemble des fosses, le "a", "b", ... dépend par contre de chaque fosse.

6.1.2 Caractérisation de la porosité

6.1.2.1 Caractérisation de la porosité par prélèvement de cylindres de densité

En suivant le protocole de la partie précédente, on peut déduire la densité du sol d_{sol} et la porosité p pour les échantillons prélevés à partir de leur masse sèche. Déterminer la porosité nécessite néanmoins de faire une hypothèse sur la densité de la matrice solide. Nous avons pris une valeur $d_{matrice} = 2{,}65$.

Pour la fosse A, par exemple, on obtient les résultats du tableau 6.1.

TABLEAU 6.1 – Valeurs de densité (d_{sol}) et porosité (p) obtenues à partir des prélèvements de cylindres pour la fosse A et valeurs moyennes et écart-type par horizon de densité ($\overline{d_{sol}}$ et $S_{d_{sol}}$) et porosité ($\overline{p}$ et S_p)

Fosse	Horizon	z	d_{sol}	p	$\overline{z}$	$\overline{d_{sol}}$	$S_{d_{sol}}$	$\overline{p}$	S_p
		$[cm]$	$[-]$	$[m^3.m^{-3}]$	$[cm]$	$[-]$	$[-]$	$[m^3.m^{-3}]$	$[m^3.m^{-3}]$
A	H1	24	1,48	0,44					
A	H1	24	1,51	0,43	24	1,50	0,02	0,43	0,01
A	H1	26	1,52	0,43					
A	H2a	41	1,68	0,37					
A	H2a	41	1,68	0,37	44	1,64	0,07	0,38	0,03
A	H2a	50	1,56	0,41					
A	H2b	87	1,63	0,39					
A	H2b	118	1,67	0,37	108	1,70	0,09	0,36	0,03
A	H2b	118	1,80	0,32					
A	H3	151	1,61	0,39					
A	H3	154	1,59	0,40	154	1,66	0,11	0,37	0,04
A	H3	156	1,78	0,33					

Pour la densité et la porosité, on peut alors calculer les moyennes $\overline{d_{sol}}$ et $\overline{p}$ et écarts-types $S_{d_{sol}}$ et S_p par horizon, comme montré dans le tableau 6.1.

Pour la fosse A, les écarts entre les valeurs moyennes des horizons H2a, H2b et H3 sont plus faibles que les écart-types de ces valeurs. Ceci se retrouve également sur les résultats des autres fosses, comme on peut le constater sur le tableau 6.2.

TABLEAU 6.2 – Valeurs moyennes ($\overline{p}$) et écart-type (S_p) de porosité obtenues à partir de 2 ou 3 prélèvements de cylindres par horizon

Fosse	Horizon	$\overline{z}$ $[cm]$	$\overline{p}$ $[m^3.m^{-3}]$	S_p $[m^3.m^{-3}]$	Fosse	Horizon	$\overline{z}$ $[cm]$	$\overline{p}$ $[m^3.m^{-3}]$	S_p $[m^3.m^{-3}]$
A	H1	25	0,43	0,01	J	H1	13	0,42	0,03
A	H2a	44	0,38	0,03	J	H2a	80	0,46	0,00
A	H2b	108	0,36	0,03	J	H2b	149	0,43	0,03
A	H3	154	0,37	0,04	K	H1	20	0,43	0,02
B	H1	18	0,45	0,03	K	H2a	88	0,37	0,03
B	H2a	133	0,38	0,10	K	H2b	141	0,31	0,01
C	H1	20	0,46	0,01	L	H1	30	0,44	0,00
C	H2a	57	0,40	0,03	L	H2a	66	0,40	0,02
C	H2b	162	0,44	0,03	L	H2b	130	0,37	0,02
D	H1	28	0,39	0,06	M	H1	18	0,37	0,02
D	H2a	111	0,38	0,02	M	H2a	60	0,33	0,02
D	H3	163	0,39	0,03	M	H2b	118	0,35	0,02
E	H1	23	0,44	0,01	M	H2c	154	0,48	0,01
E	H2a	62	0,35	0,01	P	H1	20	0,42	0,01
E	H2b	125	0,31	0,05	P	H2a	80	0,44	0,01
F	H1	20	0,48	0,01	P	H2b	140	0,49	0,03
F	H2a	79	0,40	0,02	Q	H1	20	0,42	0,00
F	H2b	135	0,44	0,01	Q	H2a	75	0,35	0,02
F	H3	166	0,46	0,04	Q	H2b	126	0,31	0,03
G	H1	25	0,47	0,02	R	H1	20	0,43	0,00
G	H2a	80	0,38	0,01	R	H2a	65	0,37	0,01
G	H3	150	0,36	0,01	R	H2b	120	0,31	0,02
H	H1	30	0,46	0,00	V	H1	14	0,43	0,01
H	H2a	80	0,41	0,03	V	H2a	47	0,42	0,04
H	H3	127	0,40	0,03	V	H2b	92	0,36	0,01
I	H1	25	0,36	0,04	W	H1	22	0,31	0,02
I	H2a	68	0,43	0,05	W	H2a	73	0,39	0,06
I	H2b	116	0,39	0,04	W	H2b	94	0,34	0,02
I	H2c	148	0,46	0,00					

La figure 6.1 représente les résultats obtenus en fonction de la profondeur. On obtient des valeurs de porosité allant de 0,3 à 0,5 $m^3.m^{-3}$. La porosité est plus élevée près de la surface, dans les 50 premiers cm pour la plupart des fosses (autour de 0,42 $m^3.m^{-3}$) alors qu'elle diminue à environ 0,39 $m^3.m^{-3}$ entre 50 cm et 1 m. Au delà, la porosité semble continuer à diminuer puis augmenter de nouveau en dessous de 1,3 m. Les variations de profondeur de l'interface entre H2 et H3 amène une grande variabilité de porosité autour de 1,4 m. Il semble difficile de dégager une tendance nette en fonction de la profondeur.

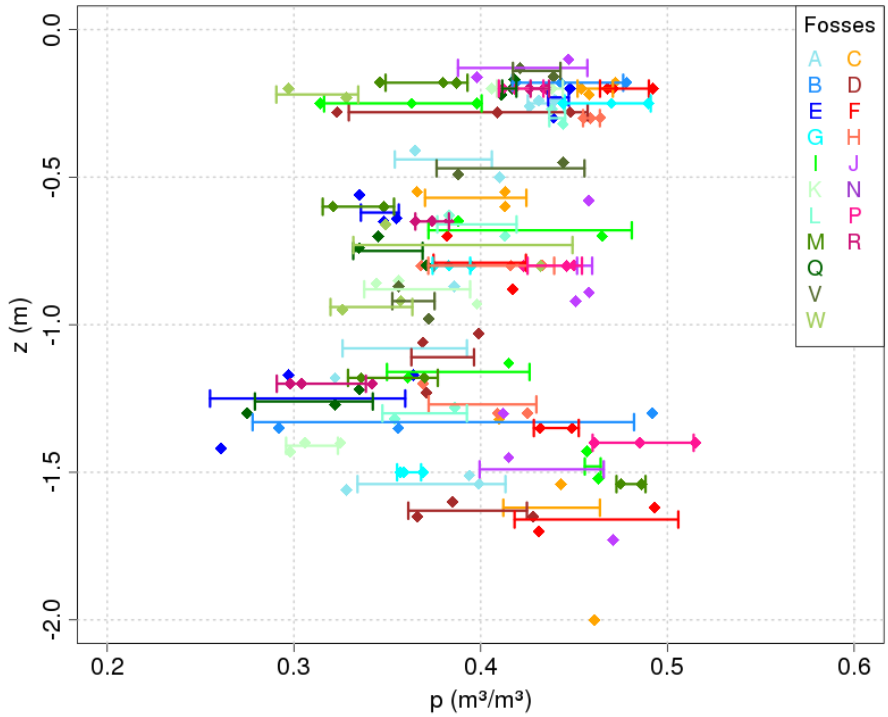


FIGURE 6.1 – Porosité obtenue à partir de cylindres de densité. Les diamants sont les valeurs locales, et les barres horizontales sont les moyennes avec leur écart-type. (Les couleurs blue-vert sont les fosses en zone conductrice ; rouge-orange en zone résistive)

6.1.2.2 Caractérisation de la porosité à partir des essais de porométrie au mercure

Des essais de porométrie au mercure ont été réalisés en laboratoire sur des échantillons non remaniés ramenés en France. Ces essais ont été faits pour 8 fosses : C, E, F, G, H, L, M et P. Ces essais permettent de déterminer la porosité des échantillons, dont les résultats sont présentés dans le tableau 6.3. Des moyennes par horizon et par fosse sont également présentées dans le tableau 6.4 avec leur écart-type.

La figure 6.2 représente les résultats obtenus. N'ayant pas la profondeur exacte des prélèvements, seule une indication de l'horizon est disponible sur cette figure. On a des valeurs de porosité allant de 0,22 à 0,5 $m^3.m^{-3}$. Les valeurs obtenues ici sont un peu plus faibles que celles obtenues par prélèvement de cylindres de densité mais cohérentes. Ceci était attendu car, comme expliqué dans le protocole, cette technique ne permet pas de mesurer les volumes d'air piégé, et les pores de très petite taille. Toutefois, nous trouvons une dispersion des valeurs obtenues aussi grande avec les 2 méthodes de détermination de la porosité.

TABLEAU 6.3 – Valeurs de porosité obtenues avec les essais de porométrie au mercure

Fosse	Horizon	p $[m^3.m^{-3}]$	Fosse	Horizon	p $[m^3.m^{-3}]$
C	H2a	0,45	H	H1	0,37
C	H2b	0,39	H	H2a	0,23
C	H2c	0,32	H	H2b	0,25
C	H2d	0,34	H	H3	0,25
C	H2e	0,43	L	H1	0,26
E	H1	0,41	L	H2a	0,49
E	H2a	0,27	L	H2b	0,38
E	H2b	0,22	M	H2a	0,42
F	H2a	0,35	M	H2b	0,38
F	H2b	0,24	M	H2c	0,36
F	H2c	0,42	M	H2d	0,33
F	H2d	0,40	P	H2a	0,36
G	H1	0,41	P	H2b	0,43
G	H2a	0,35	P	H2c	0,33
G	H2b	0,30	P	H2d	0,45
G	H2c	0,36	P	H3	0,49

TABLEAU 6.4 – Valeurs moyennes par horizon (et écart-type) de porosité obtenues avec les essais de porométrie au mercure

Fosse	Horizon	$\overline{p}$ $[m^3.m^{-3}]$	S_p $[m^3.m^{-3}]$
E	H1	0,41	-
G	H1	0,41	-
H	H1	0,37	-
L	H1	0,26	-
C	H2	0,39	0,05
E	H2	0,25	0,04
F	H2	0,35	0,08
G	H2	0,34	0,04
H	H2	0,24	0,02
L	H2	0,44	0,08
M	H2	0,37	0,04
P	H2	0,39	0,05
H	H3	0,25	-
P	H3	0,49	-

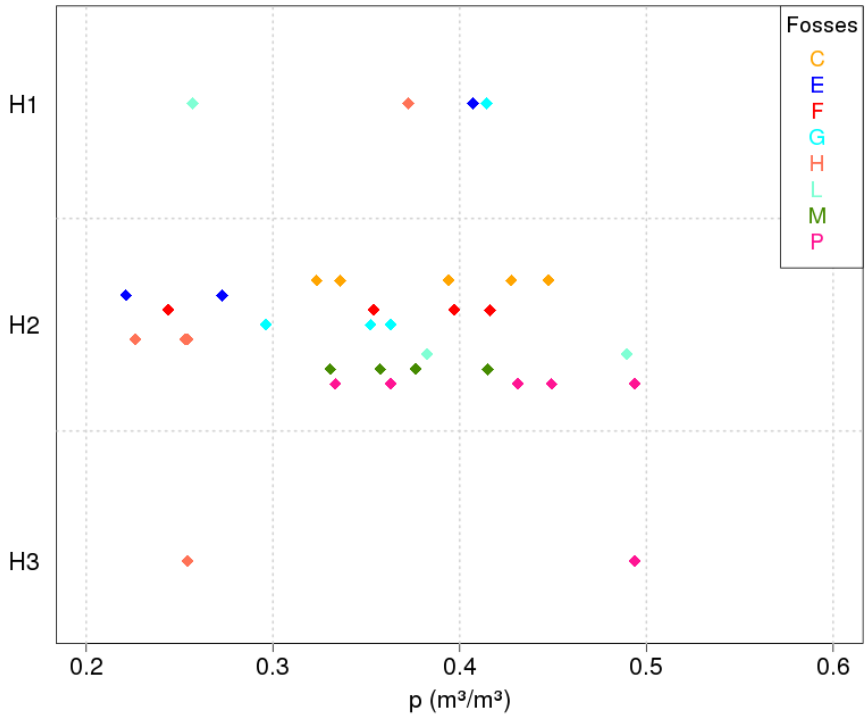


FIGURE 6.2 – Porosité obtenue à partir des essais de porométrie au mercure

6.1.3 Caractérisation des courbes de conductivité hydraulique

6.1.3.1 Caractérisation de la conductivité hydraulique par des essais d'infiltrométrie à disque à succion variable

Ces essais ont été effectués dans les fosses C, E, F, G, I, J, M et P, à 2 profondeurs différentes du deuxième horizon, avec à chaque fois une répétition. Les résultats sont présentés dans les figures 6.3 et 6.4.

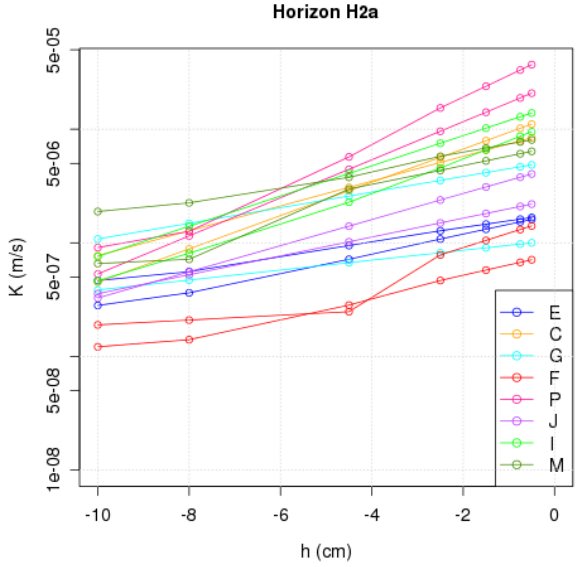


FIGURE 6.3 – Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 50 *cm* de profondeur

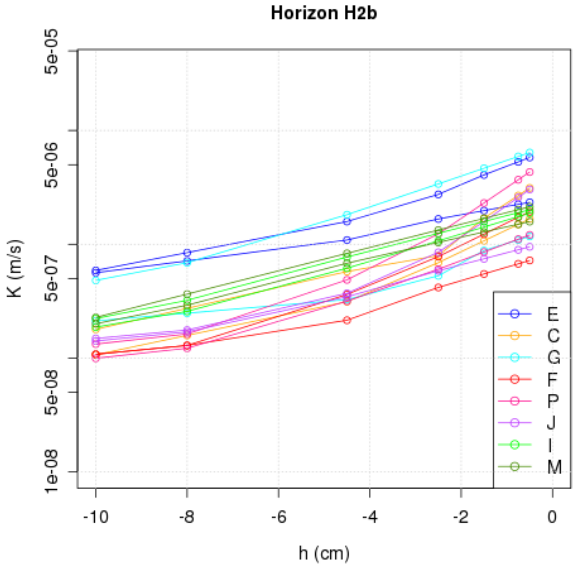


FIGURE 6.4 – Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 1 m de profondeur

On peut noter que les valeurs de K_S obtenues par extrapolation à 50 cm de profondeur varient entre 5.10^{-7} et 5.10^{-5} $m.s^{-1}$. A 1 m de profondeur, ces valeurs varient de 5.10^{-7} à 1.10^{-5} $m.s^{-1}$.

6.1.3.2 Caractérisation de la conductivité hydraulique à partir d'essais d'infiltrométrie 1D avec suivi tensiométrique

Des essais d'infiltration avec suivi tensiométrique ont été réalisés dans les fosses A, C, E, F et G. Malheureusement, ces essais ne sont pas exploitables.

Prenons l'exemple d'un essai effectué dans la fosse E en haut du deuxième horizon, à 40 cm de profondeur. En suivant le protocole décrit précédemment, on obtient la courbe de conductivité de la figure 6.5. Sur cette figure, nous avons différencié les points obtenus en faisant une différence de succion entre la valeur imposée en surface et la valeur mesurée par le premier tensiomètre (à 6 cm de profondeur) en gris clair, entre les valeurs de succion mesurées par le premier et le second tensiomètre (à 6 et 8 cm de profondeur) en gris foncé, et entre les valeurs de succion mesurées par le second et le troisième tensiomètre (à 8 et 10 cm de profondeur) en noir. En théorie, ces 3 courbes devraient se superposer car elles caractérisent un même échantillon considéré comme homogène. Or, ces 3 courbes sont différentes. Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer ces différences :

- déstructuration du sol lors de l'enfoncement du cylindre
- hétérogénéité de l'échantillon de sol contenu dans le cylindre
- présence de chemins d'infiltration privilégiés
- mauvais étalonnage des tensiomètres
- équilibre trop lent des tensiomètres.

On notera toutefois que la courbe obtenue à partir de la différence de succion entre la valeur imposée en surface et la valeur mesurée par le premier tensiomètre (courbe gris clair) semble

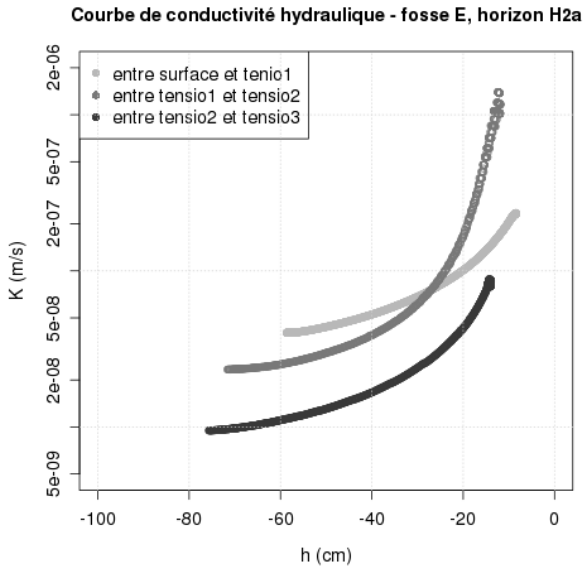


FIGURE 6.5 – Courbe de conductivité hydraulique issue de l'essai d'infiltrométrie 1D avec suivi tensiométrique réalisé dans la fosse E à 40 cm de profondeur

pouvoir prolonger les courbes obtenues par les essais d'infiltration à succion variable (figure 6.3) dans la même fosse à la même profondeur, pour des potentiels matriciels plus négatifs (sol plus sec). En effet, pour $h = -10$ cm, les essais d'infiltration à succion variable donnent une conductivité hydraulique comprise entre 2 et 5.10^{-7} $m.s^{-1}$ et on obtient une valeur de 2.10^{-7} $m.s^{-1}$ pour la courbe gris clair. Ce résultat encourageant laisse envisager des utilisations possibles de cette nouvelle méthode, mais nécessite de nouveaux essais qu'il ne nous a pas été possible de réaliser.

6.1.4 Caractérisation des courbes de rétention

6.1.4.1 Caractérisation des courbes de rétention par des essais de porométrie au mercure

Afin de déterminer les courbes de rétention, des essais de porométrie au mercure ont été réalisés en laboratoire sur des échantillons non remaniés ramenés en France. Ces essais ont été réalisés pour les fosses F, C, P, H, E, G, L et M. En suivant le protocole décrit dans le chapitre précédant, on a pu tracer les courbes de rétention de la figure 6.6.

Pour l'horizon H1, on obtient des courbes monomodales (un seul point d'inflexion) caractéristiques d'un sol sableux (point d'inflexion pour de faibles valeurs de pression). Néanmoins, il n'a pas été possible de ramener des échantillons correspondant à cet horizon pour toutes les fosses car ceux-ci étaient difficiles à prélever en raison d'une forte friabilité du sol.

Pour les échantillons prélevés dans H2, les courbes sont bimodales avec un mode sableux et un mode argileux comme déjà observé par De Condappa *et al.* (2008) (cf. section 2.2). On observe une forte variabilité, qui est sans doute due à la petite taille des échantillons (moins de $1cm^3$).

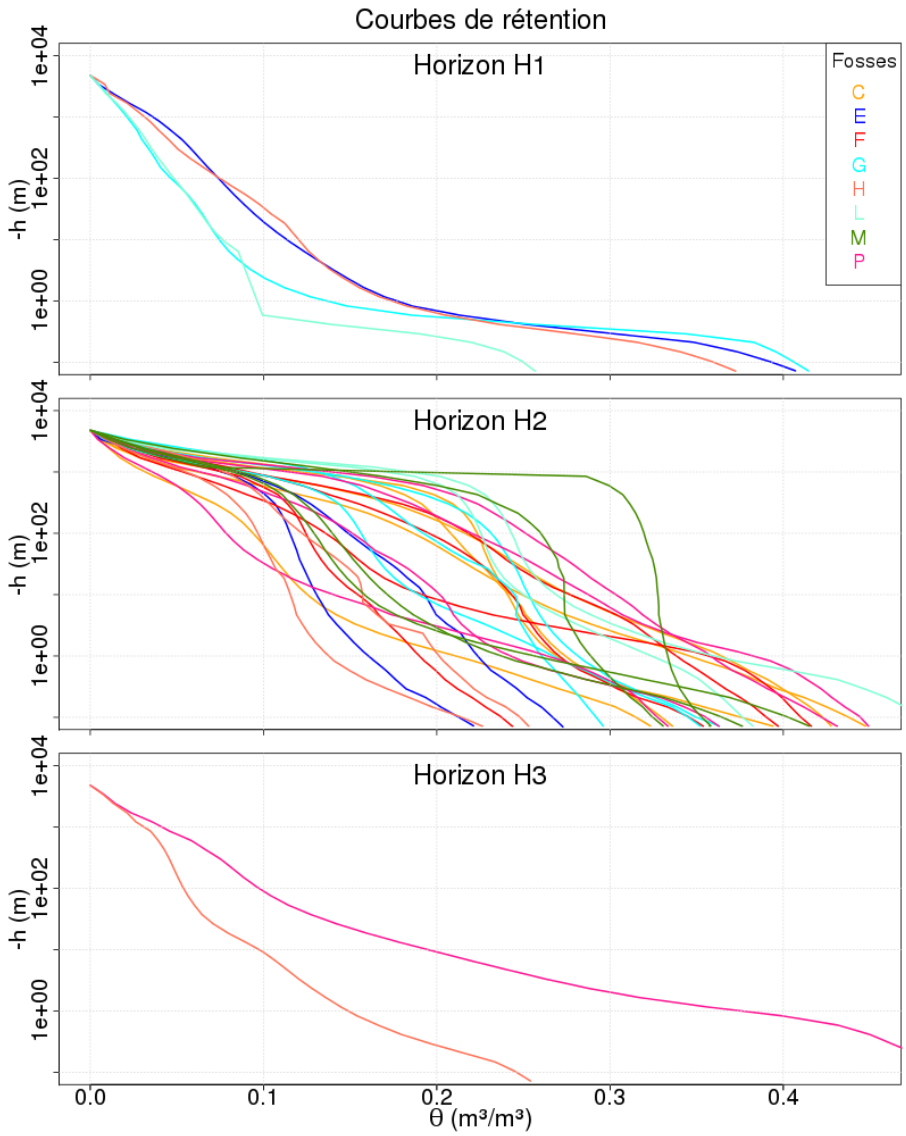


FIGURE 6.6 – Courbes de rétention obtenues par porométrie au mercure

Ceux-ci ne sont donc pas représentatifs du milieu qui présente des hétérogénéités visibles à l'œil (macro-pores, gros gravillons, couleur ocre ou rouge, ...).

Pour l'horizon H3, nous n'avons que 2 essais. Sur les courbes obtenues, on observe que le deuxième mode s'estompe. On retrouve des sols avec une granulométrie plus élevée en profondeur. Ceci peut être dû au lessivage des particules fines par le battement de la nappe. Néanmoins, la distinction entre les horizons H2 et H3 est assez difficile à faire avec ces échantillons car ils sont assez proches de l'interface entre H2 et H3.

A partir de ces résultats et de ceux obtenus sur des échantillons plus profonds (cf. section 2.2), nous avons proposé des expressions moyennes de courbe de rétention pour chaque horizon, qui peuvent servir à renseigner différents modèles. Ce sont les approches monomodales de van Genuchten-Mualem (cf. équation 6.1) et de van Genuchten-Burdine (cf. équation 6.2), et bimodale de van Genuchten-Burdine modifié dans le sec (cf. équation 6.3). Cette dernière permet de mieux représenter la bimodalité observée dans l'horizon H2, et a déjà été présentée dans la section A.1.2.

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h(\theta)}{h_g}\right)^n\right]^{-(1-1/n)} \tag{6.1}$$

Dans les équations 6.1 et 6.2, θ $[m^3.m^{-3}]$ est la teneur en eau du sol, θ_s $[m^3.m^{-3}]$ la teneur en eau à saturation, θ_r $[m^3.m^{-3}]$ la teneur en eau résiduelle, h $[m]$ la pression, h_g un paramètre d'échelle (la pression à laquelle les courbes de rétention montrent une inflexion), n un paramètre de forme.

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h(\theta)}{h_g}\right)^n\right]^{-(1-2/n)} \tag{6.2}$$

$$\begin{cases} \dfrac{\theta - \theta_{r1}}{\theta_s - \theta_{r1}} = \left[1 + \left(\dfrac{h(\theta)}{h_{g1}}\right)^{n_1}\right]^{-(1-2/n_1)} & \text{si } h > h_c \\ \dfrac{\theta}{\theta_s} = \left[1 + \left(\dfrac{h(\theta)}{h_{g2}}\right)^{n_2}\right]^{-(1-2/n_2)} - \left[1 + \left(\dfrac{h_o}{h_{g2}}\right)^{n_2}\right]^{-(1-2/n_2)} & \text{si } h \leqslant h_c \end{cases} \tag{6.3}$$

Dans l'équation 6.3 θ_{r1} $[m^3.m^{-3}]$ est la teneur en eau résiduelle du premier mode (la teneur en eau résiduelle globale est nulle). h_c est la pression entre les 2 modes, h_{g1} et h_{g2} $[m]$ sont les paramètres d'échelle pour chacun des 2 modes ; n_1 et n_2 $[-]$ sont les paramètres de forme.

Les tableaux 6.5, 6.6 et 6.7 présentent les valeurs des paramètres retenus pour que chacune des 3 représentations des courbes de rétention (van Genuchten-Mualem, van Genuchten-Burdine et van Genuchten-Burdine modifié dans le sec). Ces valeurs permettent d'obtenir des courbes de rétention représentant au mieux la médiane des courbes obtenues par porométrie au mercure. Etant contraints par les 3 types d'équations de van Genuchten, cette courbe médiane ne peut être obtenue ni en prenant une pression médiane pour une teneur en eau donnée, ni en faisant le

TABLEAU 6.5 – Valeurs retenues des paramètres de l'équation de la courbe de rétention de van Genuchten-Mualem (VGM)

Horizon	θ_r $[m^3.m^{-3}]$	θ_s $[m^3.m^{-3}]$	h_g $[m]$	n $[-]$
H1	0,03	0,40	-0,25	1,65
H2	0,00	0,36	-0,30	1,22
H3	0,01	0,30	-1,30	1,76

TABLEAU 6.6 – Valeurs retenues des paramètres de l'équation de la courbe de rétention de van Genuchten-Burdine (VGB)

Horizon	θ_r $[m^3.m^{-3}]$	θ_s $[m^3.m^{-3}]$	h_g $[m]$	n $[-]$
H1	0,03	0,40	-0,2	2,6
H2	0,00	0,36	-0,2	2,2
H3	0,01	0,30	-1,0	2,7

TABLEAU 6.7 – Valeurs retenues des paramètres de l'équation de la courbe de rétention de van Genuchten-Burdine modifié dans le sec, avec $h_o = -60000\ m$ (VGB2)

Horizon	θ_{r1} $[m^3.m^{-3}]$	θ_s $[m^3.m^{-3}]$	h_{g1} $[m]$	n_1 $[-]$	h_{g2} $[m]$	n_2 $[-]$	h_c $[m]$
H1	0,08	0,40	-0,2	2,75	-0,0052708244	2,1487062	-5
H2	0,12	0,36	-0,2	2,35	-152,98368	2,0924195	-100
H3	0,02	0,30	-1,0	2,70	-35,986880	2,0170076	-200

contraire. Il s'agit d'un ajustement "à la main" des paramètres permettant de respecter au mieux les paliers observés (points d'inflexions des courbes), la dynamique (pentes des courbes), et de conserver les positions relatives des courbes d'un horizon à l'autre.

La figure 6.7 représente les courbes de rétention pour les 3 modèles choisis pour les valeurs de paramètres présentés dans les 3 tableaux précédents. Elle représente également les courbes obtenues à partir des essais de porométrie au mercure, y compris ceux réalisés sur des échantillons plus profonds (cf. section 2.2).

6.1.4.2 Caractérisation des courbes de rétention par des essais d'infiltrométrie 1D avec suivi tensiomètrique

Comme pour l'exploitation des essais d'infiltrométrie 1D avec suivi tensiomètrique pour déterminer les courbes de conductivité hydraulique (cf. section 6.1.3.2), la détermination des courbes de rétention n'est pas possible sur les essais que nous avons réalisés.

6.2 Discussions sur la spatialisation des paramètres hydrodynamiques

Les objectifs de cette campagne de terrain étaient i) de déterminer les changements d'échelle et ii) de spatialiser les paramètres hydrodynamiques (porosité, courbes de rétention et de conduc-

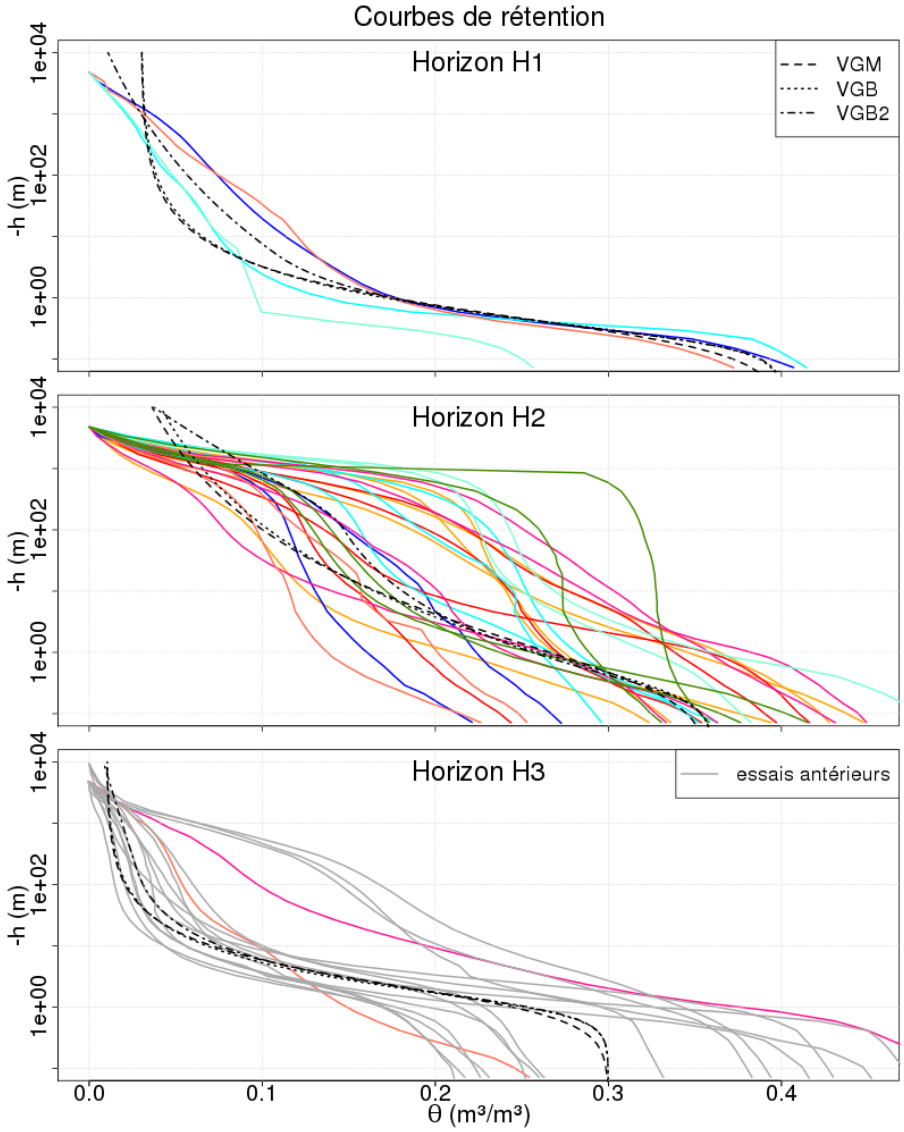


FIGURE 6.7 – Courbes de rétention obtenues par porométrie au mercure (cf. figure 6.6) (y compris les essais antérieurs réalisés sur des échantillons entre 2 et 7 m de profondeur, cf. figure 2.4), et courbes des équations de van Genuchten-Mualem (VGM), van Genuchten-Burdine (VGB) et van Genuchten-Burdine modifié dans le sec (VGB2)

tivité hydraulique) à partir de logiques fondées sur des cartographies de paramètres géophysiques (résistivité électrique), topographiques (altitude) ou de végétation (type de couvert).

6.2.1 Spatialisation de la porosité

Dans un premier temps, on s'intéressera uniquement aux valeurs de résistivité électrique mesurées par la méthode Schlumberger, donc aux fosses situées autour du gravimètre (A à H). La figure 6.8 montre les résultats de densité des échantillons prélevés dans les différents horizons des différentes fosses.

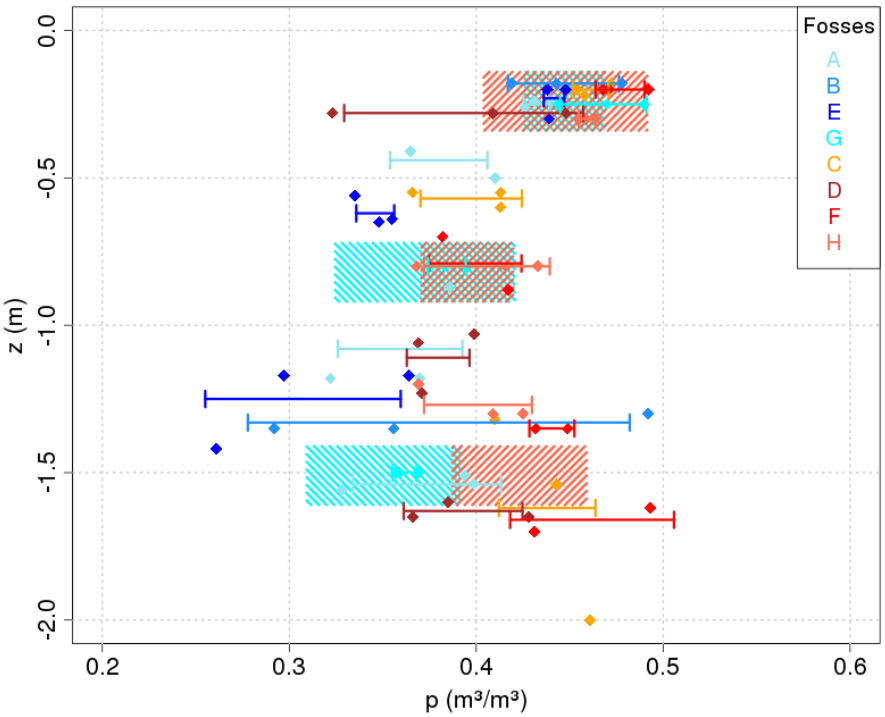


FIGURE 6.8 – Porosité en fonction de la profondeur pour les fosses dans la zone autour du gravimètre. Les diamants sont les valeurs locales, et les barres horizontales sont les moyennes avec leur écart-type. Les hachures rouges et bleues représentent la moyenne et l'écart-type pour les fosses respectivement résistives et conductrices.

Une légère tendance semble se dégager de la figure 6.8 pour les horizons H2 et H3 : plus la résistivité est élevée, plus la porosité est faible. Cette tendance est d'autant plus marquée en profondeur. On retrouve cette même tendance pour l'ensemble des fosses (cf. figure 6.9). Néanmoins, il est difficile, en raison de la forte variabilité observée, de faire de cette tendance une loi générale, même si la logique "résistant = plus dense" est effectivement respectée. Ces résultats confortent tout de même les mesures de porosité faites par la méthode RMP (cf. partie II). En effet, les mesures de porosité par la RMP ont montré des valeurs différentes suivant les bandes géologiques. Ainsi, le substratum géologique (caractérisé par différentes de porosité obtenue par RMP) aurait une signature sur les propriétés structurales des sols en subsurface.

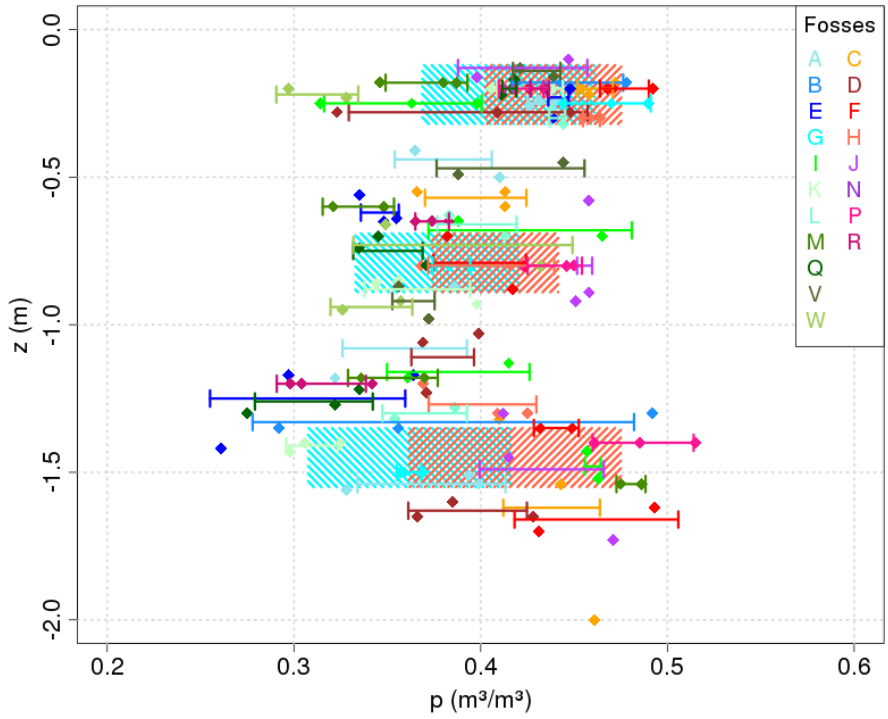


FIGURE 6.9 – Porosité en fonction de la profondeur pour l'ensemble des fosses. Les diamants sont les valeurs locales, et les barres horizontales sont les moyennes avec leur écart-type. Les hachures rouges et bleues représentent la moyenne et l'écart-type pour les fosses respectivement résistives et conductrices.

6.2.2 Spatialisation des courbes de conductivité hydraulique

Pour les 4 fosses dans la zone du gravimètre (C, E, F, G), on peut regarder les résultats de l'analyse du régime permanent des essais multi-potentiels. Rappelons que les fosses C et F sont dans une bande de conductivité faible, alors que les fosses E et G dans une bande de forte conductivité. D'autre part, les fosses C et G sont dans des zones herbeuses non cultivées, la fosse F est dans un champ de buttes et la fosse E dans une zone de culture d'arachide ou de mil.

Si on regarde les courbes $K(h)$ obtenues pour les essais effectués en haut du deuxième horizon à environ 50 cm de profondeur (horizon H2a) (figure 6.10), il apparaît que les fosses C et G ont une plus forte conductivité hydraulique que les fosses E et F. En effet, on observe une décade de différence sur le K_S extrapolé entre ces 2 groupes d'essais (cf. figure 6.10). La résistivité électrique n'aurait donc pas de lien avec la conductivité hydraulique du sol mais avec l'occupation du sol. Cette hypothèse est confortée par les résultats obtenus dans les autres fosses du bassin versant : les fosses P, I, J et M se trouvent dans des zones non cultivées et ont une conductivité hydraulique du même ordre de grandeur que les fosses C et G (cf. figure 6.11). Ainsi, les cartes de résistivité électrique ne peuvent pas servir à spatialiser les courbes de conductivité hydraulique, par contre l'occupation du sol permet de réaliser une telle spatialisation pour l'horizon H2a.

Pour les essais plus profonds effectués à environ 1 m de profondeur (horizon H2b), on observe que la différence de conductivité à saturation entre les 2 essais dans une même fosse est souvent plus importante que la différence entre les valeurs obtenues dans deux fosses différentes (cf.

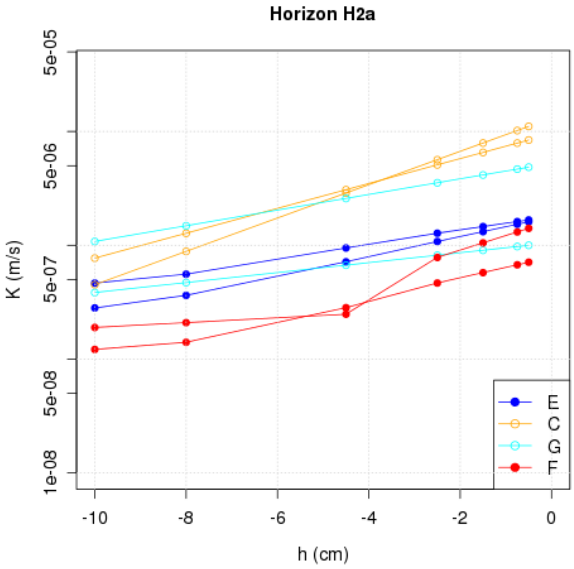


FIGURE 6.10 – Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 50 *cm* de profondeur, dans les fosses situées près du gravimètre

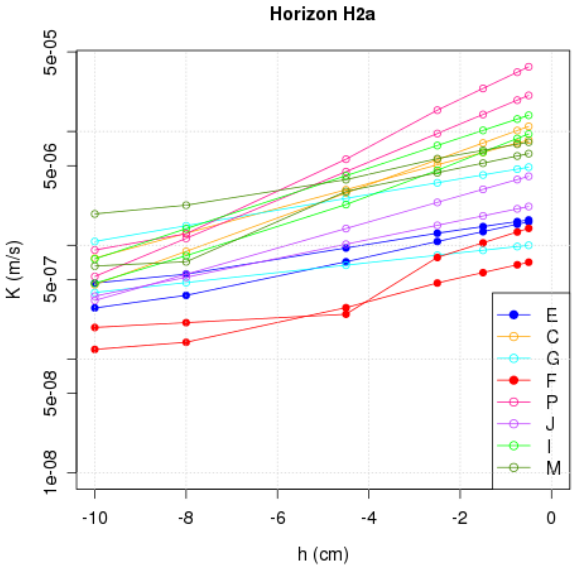


FIGURE 6.11 – Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 50 *cm* de profondeur, dans toutes les fosses

figure 6.12). Il n'est donc pas pertinent de chercher un lien avec la conductivité électrique ou la végétation au-delà d'un mètre de profondeur. Néanmoins, lorsqu'on s'éloigne de la saturation (pour $h \simeq -10\ cm$), une distinction des valeurs de conductivité hydraulique semble apparaître en fonction de la conductivité électrique : les fosses E et G ont une conductivité hydraulique et une conductivité électrique plus fortes que les fosses C et F. Il faudrait cependant effectuer des essais plus en profondeur ou dans d'autres fosses pour confirmer cette tendance.

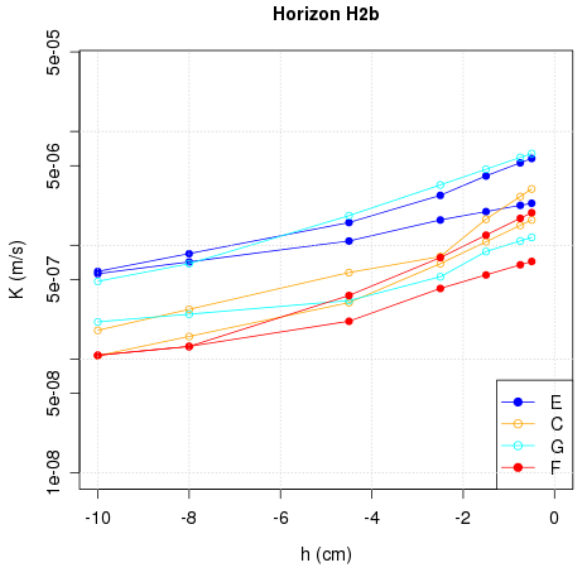


FIGURE 6.12 – Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 1 m de profondeur, dans les fosses situées près du gravimètre

Regardons les résultats obtenus pour les fosses P, I, J et M. Les fosses P et J sont dans une même bande géologique, de part et d'autre de la rivière de l'Ara, et les fosses I et M se trouvent dans une autre bande géologique (une formation d'amphibolite), du même côté de la rivière. Les fosses I, J et P sont en haut de versant alors que la fosse M se situe plus bas dans le versant.

Pour les essais effectués dans l'horizon H2a, ceux de la fosse P (seule fosse à être sur la rive gauche de l'Ara) ont des valeurs de conductivité hydraulique un peu supérieures aux autres d'environ une demi-décade (cf. figure 6.13). Il paraît difficile d'établir un lien entre les valeurs de conductivité hydraulique et la géologie, la résistivité électrique ou la topographie.

Par contre, comme précédemment, pour les essais dans l'horizon H2b, on observe que la différence de conductivité hydraulique à saturation entre les 2 essais dans une même fosse est souvent plus importante que la différence entre les valeurs obtenues dans deux fosses différentes (cf. figure 6.14). Il n'est donc a priori pas pertinent de chercher un lien avec la géologie, la résistivité électrique ou la topographie à cette profondeur. Mais, pour des sols moins saturés ($h \simeq -10\ cm$), la conductivité hydraulique des fosses I et M est plus faible que celle des fosses P et J. Comme pour les fosses près du gravimètre, on retrouve que plus la conductivité électrique est faible, plus la conductivité hydraulique est faible. On s'attend à ce que cette différence s'amplifie plus en profondeur.

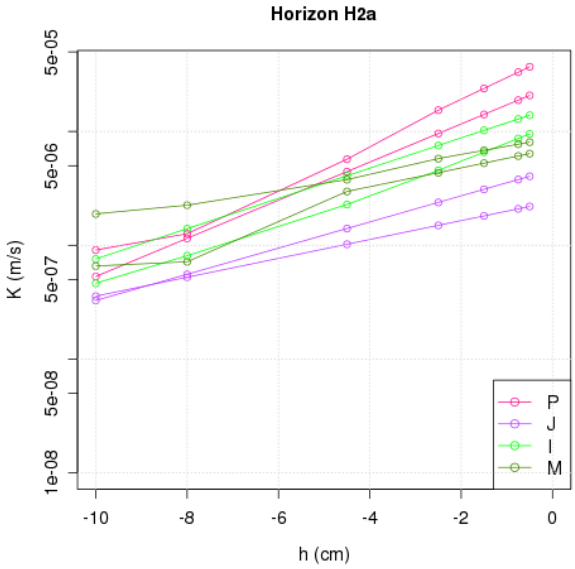


FIGURE 6.13 – Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 50 cm de profondeur, dans les fosses éloignées du gravimètre

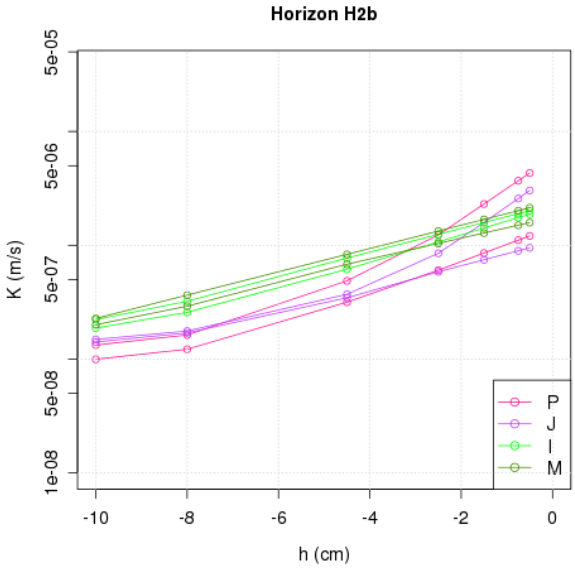


FIGURE 6.14 – Courbes conductivité hydraulique - succion issues des essais à environ 1 m de profondeur, dans les fosses éloignées du gravimètre

En conclusion, on peut dire que la conductivité hydraulique dans le premier mètre de sol dépend fortement de l'occupation du sol, alors que plus en profondeur il semble exister un lien entre conductivités hydraulique et électrique. Ce lien est peut-être à rechercher avec les paramètres de forme de la courbe $K(\theta)$ plus qu'avec K_S. En effet, K_S semble ici très influencé par la macroporosité susceptible d'induire de grandes différences d'un point à un autre.

6.2.3 Spatialisation des courbes de rétention

Nous n'avons pu déterminer aucune logique de spatialisation des courbes de rétention à partir des essais réalisés (cf. figure 6.6), que ce soit en lien avec la résistivité électrique, la topographie ou la végétation.

Conclusion de la partie III

Les études hydrogéophysiques menées en novembre et décembre 2011 sur le bassin versant de l'Ara permettent de caractériser certains paramètres hydrodynamiques des premiers horizons du sol. A ce stade de l'étude, les premières conclusions suivantes peuvent être dressées :

- Porosité : Les prélèvements de cylindres de densité montrent qu'une forte dispersion locale peut être observée. Un échantillon d'une taille de l'ordre du dm^3 n'est donc pas représentatif d'un horizon d'une fosse. Néanmoins, une tendance semble se dessiner en allant en profondeur, la porosité en zone résistive étant plus grande que celle des zones conductrices. Ceci est en accord avec les porosités de drainage mesurées dans les aquifères par la méthode RMP (Résonance Magnétique des Protons) (Descloitres *et al.* 2011).
- Rétention : Les courbes de rétention obtenues par porométrie au mercure sur des échantillons des horizons 1 et 3 montrent des caractéristiques monomodales relativement homogènes dans l'ensemble des fosses. Par contre, l'horizon 2 montre des propriétés bimodales, avec une forte variabilité au sein d'une même fosse et entre les fosses. Cette variabilité n'a pas pu être expliquée par les informations spatialisées à notre disposition. Il sera intéressant par la suite d'évaluer l'impact d'une telle variabilité par rapport à des propriétés homogènes (cf. chapitre 9). Des courbes synthétiques à partir des équations de van Genuchten-Mualem ou de van Genuchten-Burdine ont été obtenues. Elles serviront pour la modélisation des chapitres suivants et ont été proposées dans le cadre du programme d'intercomparison AMMA-MIP2 (Boone *et al.* 2011).
- Conductivité hydraulique : Dans le bassin versant, on a observé que la conductivité hydraulique du premier mètre de sol varie en fonction du travail du sol. Ceci n'est plus vrai au delà d'un mètre de profondeur. Il semble que plus en profondeur, la résistivité électrique est corrélée à la conductivité hydraulique, mais la variabilité observée sur les essais effectués nécessite d'avantage d'essais pour confirmer cette tendance.

Quatrième partie

Modélisation des transferts verticaux

7 Mise en œuvre et améliorations apportées à ParFlow-CLM

Avant de réaliser des modélisations 2D ou 3D pour évaluer la part des transferts latéraux souterrains dans le fonctionnement du bassin versant et la distribution des champs d'évapotranspiration, nous avons réalisé des simulations 1D afin de s'assurer du bon fonctionnement du modèle pour reproduire les transferts verticaux et d'évaluer la sensibilité du modèle à la variabilité des caractéristiques hydrodynamiques observées et décrites dans la partie III. L'objectif de cette partie est d'évaluer la configuration du modèle ParFlow-CLM en 1D. Pour cela, on justifiera la configuration retenue dans un premier chapitre. Puis on comparera une simulation sur une période de 4 ans aux données d'observation disponibles et au modèle SiSPAT qui s'appuie sur une représentation des transferts dans le sol de façon plus fine. Enfin, un dernier chapitre présentera une sensibilité du modèle ParFlow-CLM à l'hétérogénéité des propriétés des sols.

Ce premier chapitre présente et justifie les choix de configuration du modèle ParFlow-CLM en 1D qui s'appuient sur les résultats de caractérisation de la partie III. Il présente également certaines améliorations apportées à ParFlow-CLM, notamment sur la prise en compte de la végétation.

7.1 Configuration retenue pour la modélisation 1D avec ParFlow-CLM

Nous nous sommes intéressés dans un premier temps à une colonne de sol située en haut de versant pour laquelle les seuls apports d'eau sont la pluie. Dans le cas d'un haut de versant, il n'y a pas d'apports latéraux. Par contre, il peut y avoir une perte d'eau latéralement ou en profondeur.

Nous modélisons ici une colonne de sol de 8 m de profondeur, discrétisée en mailles de $\Delta z =$ 0,1 m d'épaisseur. Cette colonne est constituée d'un seul pixel de 5 m par 5 m (les dimensions de ce pixel n'ont pas d'influence puisqu'on travaille en 1D).

7.1.1 Paramètres de sol

En s'appuyant sur les observations et des études de terrain antérieures, 3 horizons ont été choisis.

Le premier horizon, très travaillé, est caractéristique des zones cultivées et de jachères. Il est plutôt sableux ce qui correspond à un lessivage des particules fines près de la surface. Il est de couleur brune caractéristique soit d'hydroxyde ferrique en complexe avec des argiles, soit d'oxyde ferrique cristallisé sous forme de gœthite. Cet horizon a une profondeur allant de 0,4 à 0,6 m d'après les observations faites sur les fosses creusées (cf. partie III). Pour les simulations, une profondeur moyenne de 0,5 m a été prise.

Le deuxième horizon correspond à des zones plus argileuses. Ce sont des sols de couleur rouge ou ocre pouvant être due à la présence d'oxydes ferriques cristallisés sous forme d'hématite ou d'hydroxydes ferriques peu hydratés.

Le troisième horizon est constitué de roche altérée appelée saprolite. L'altération est progressive avec la profondeur : plus on s'éloigne de la surface, plus on s'approche de la roche mère et plus la porosité diminue. La limite entre le deuxième horizon de sol et le troisième de roche altérée n'est pas franche ; elle s'observe entre 1,5 et 2,5 m de profondeur (cf. partie III). Pour les simulations, on a choisi de prendre cette limite à 2,5 m, quitte à inclure une partie de la roche très altérée dans l'horizon 2, ce qui est acceptable car la modélisation, en définissant des horizons homogènes, ne permet pas de prendre en compte la gradation d'altération de l'horizon 3.

Pour chacun de ces horizons, il faut renseigner les propriétés hydrodynamiques du sol qui contrôlent les transferts et le stockage de l'eau dans le sol. Nous devons fournir la porosité, les paramètres des courbes de rétention $h(\theta)$ et de conductivité hydraulique $K(\theta)$. Nous avons vu dans la partie III que la variabilité intra-fosse de ces propriétés était souvent aussi importante que la variabilité inter-fosses observée. Nous avons donc choisi des valeurs moyennes de ces paramètres à partir des mesures réalisées sur le terrain (cf. partie III).

Les expressions de van Genuchten-Mualem (van Genuchten 1980, Mualem 1976) ont été retenues, soit :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h(\theta)}{h_g}\right)^n\right]^{-(1-1/n)} \tag{7.1}$$

$$K(\theta) = K_S . \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right]^{1/2} . \left[1 - \left(1 - \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right]^{n/(n-2)}\right)^{1-1/n}\right]^2 \tag{7.2}$$

où θ $[m^3.m^{-3}]$, θ_r $[m^3.m^{-3}]$ et θ_s $[m^3.m^{-3}]$ sont respectivement les teneurs en eau volumiques du sol, résiduelle et à saturation ; h $[m]$ est la pression effective. h_g $[m]$ est un paramètre d'échelle pour lequel la courbe de rétention montre une inflexion ; n $[-]$ est un paramètre de forme. K $[m.s^{-1}]$ est la conductivité hydraulique, et K_S $[m.s^{-1}]$ celle à saturation.

Le tableau 7.1 résume les paramètres retenus pour chacun des 3 horizons, déjà présentés dans la section 6.1.4.1, et les figures 7.1 et 7.2 représentent les courbes correspondantes.

TABLEAU 7.1 – Paramètres des propriétés hydrodynamiques du sol pour chacun des horizons retenus pour la modélisation 1D de ParFlow-CLM

Horizon	θ_r $[m^3.m^{-3}]$	θ_s $[m^3.m^{-3}]$	h_g $[m]$	n $[-]$	K_S $[m.s^{-1}]$
H1	0,03	0,40	-0,25	1,65	10^{-5}
H2	0,00	0,36	-0,3	1,22	10^{-6}
H3	0,01	0,30	-1,3	1,76	10^{-5}

La relation entre porosité et teneur en eau à saturation a été prise égale à : $\theta_s = 0{,}9.p$, où p $[m^3.m^{-3}]$ est la porosité. Cela revient à prendre une valeur un peu supérieure à celle de θ_s. Cela revient à dire qu'il y a une fraction d'air inclus. La valeur de la porosité n'est pas primordiale car elle intervient pour les calculs de conductivité thermique dans le sol mais pas pour les transferts d'eau.

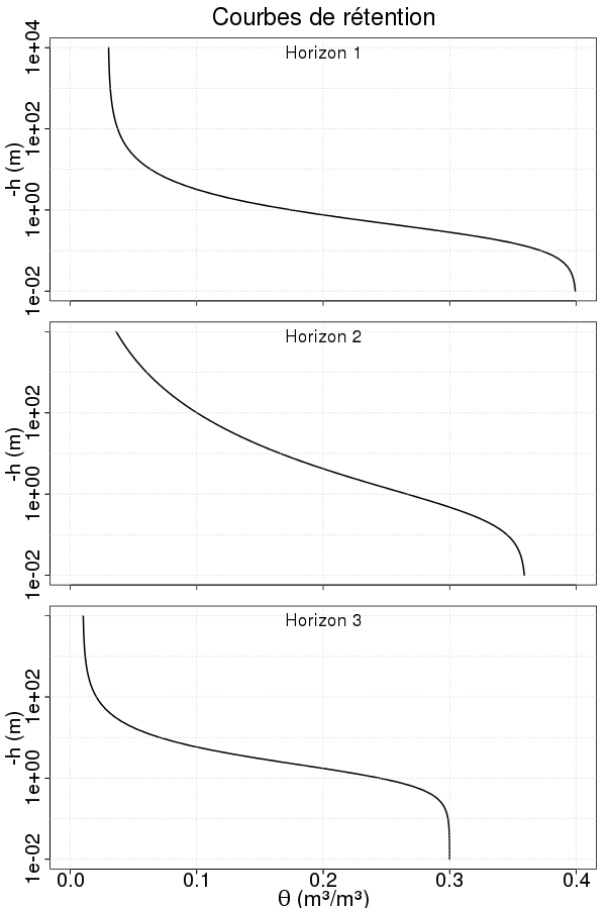


FIGURE 7.1 – Courbes de rétention (équation de van Genuchten-Mualem) pour les 3 horizons

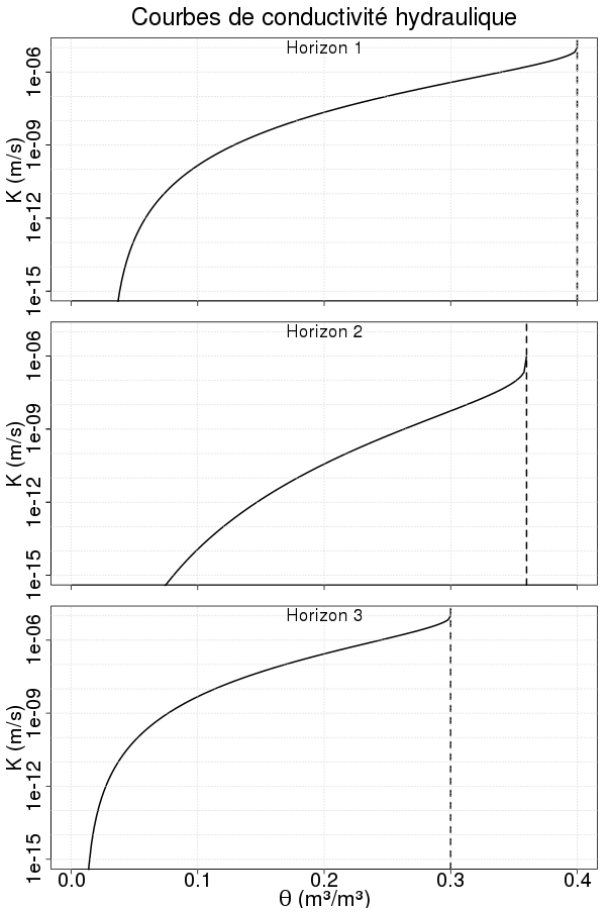


FIGURE 7.2 – Courbes de conductivité hydraulique (équation de van Genuchten-Mualem) pour les 3 horizons

Sur les 3 horizons, on observe une diminution de θ_s (et donc de la porosité) avec la profondeur, ce qui est cohérent puisque les sols sont généralement plus compacts en profondeur en raison de la colonne de sol qu'ils supportent et de l'absence de travail du sol.

Les courbes de rétention des horizons 1 et 3 (figure 7.1) montrent que ces 2 horizons peuvent garder moins d'eau que l'horizon 2. Cela est caractéristique des sols à texture plus grossière.

L'horizon 2, qui pour une même valeur de teneur en eau, présente une succion plus grande (en valeur absolue), est l'horizon le plus argileux.

Sur les courbes de conductivité hydraulique de la figure 7.2, on remarque de façon analogue que l'horizon 2 est moins conducteur que les 2 autres.

7.1.2 Paramètres de végétation et de surface

La colonne de sol modélisée est, nous l'avons déjà dit, une colonne de haut de versant pour lequel la végétation est plutôt herbacée. Nous avons donc choisi les paramètres d'une végétation herbacée dans la modélisation. De plus, ce choix permettra de mieux évaluer le modèle puisque les observations permettant de définir le forçage et les variables d'évaluation sont situées dans une zone herbacée. De même, la station de mesure de la température et de la teneur en eau dans le sol servira pour la comparaison avec les résultats de modélisation.

La végétation est caractérisée ici par son LAI et sa hauteur (h_{veg}), ainsi que par sa densité racinaire. Les cycles annuels de LAI et de hauteur de déplacement retenus (figures 7.3 et 7.4) s'appuient sur les mesures de terrain présentées dans le chapitre 2. Le profil de densité racinaire est un profil exponentiel décroissant avec la profondeur (Zeng 2001) présenté dans la figure 7.5. C'est un profil peu profond, la majorité des racines étant à moins d'un mètre de profondeur, et les racines les plus profondes allant jusqu'à 3 à 4 m. Ce profil concorde avec les observations de terrain qui ont pu être faites lors de la campagne de caractérisation (cf. partie III).

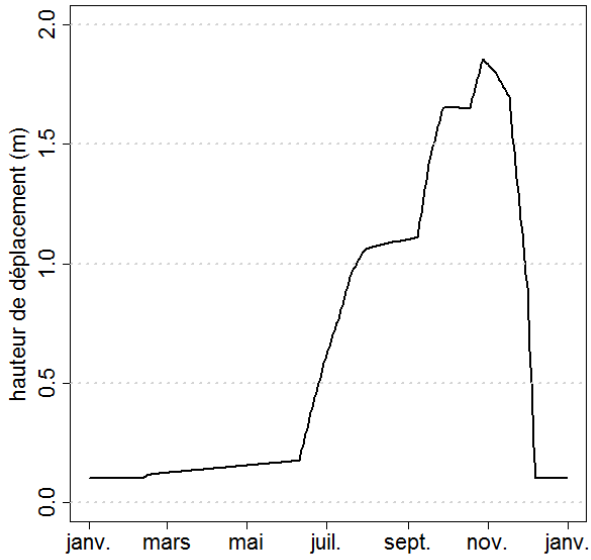


FIGURE 7.3 – Cycle de hauteur de déplacement pour une année

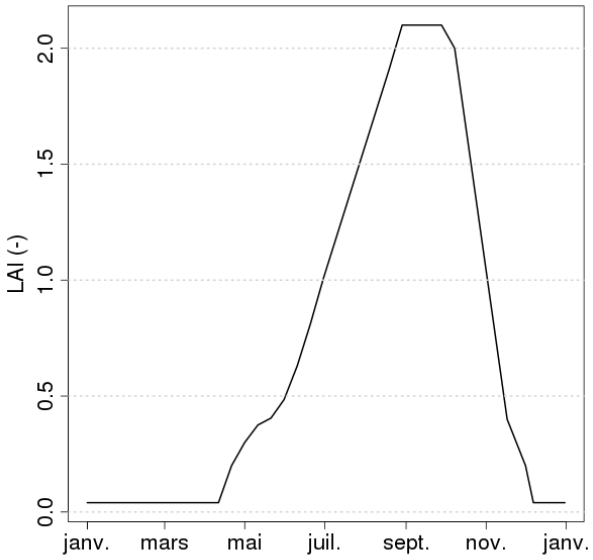


FIGURE 7.4 – Cycle de LAI pour une année

Des études supplémentaires concernant ces 3 paramètres de végétation sont présentés dans la section 7.3.

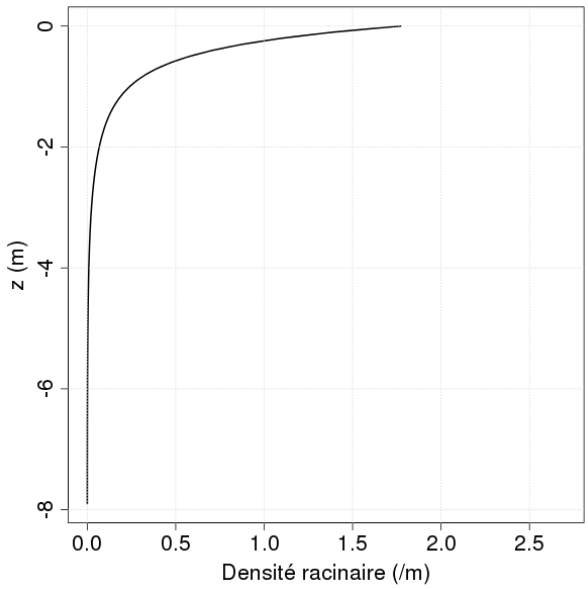


FIGURE 7.5 – Profil de densité racinaire d'un couvert herbacé

D'autres paramètres caractérisent la végétation : l'équivalent du LAI pour les tiges – le SAI (Stem Area Index) – pris égal au LAI ; la dimension et l'orientation des feuilles par rapport aux tiges. Pour ces 2 derniers, nous avons gardé les valeurs de la classification IGBP (Belward 1996).

En surface, les flux turbulents sont évalués à partir de la hauteur de déplacement d $[m]$ et de la longueur de rugosité aérodynamique Z_0 $[m]$. Elles sont déduites de la hauteur de la végétation h_{veg} $[m]$ à partir des relations de Brutsaert (1982) :

$$Z_0 = 0{,}13.h_{veg} \tag{7.3}$$

$$d = 0{,}63.h_{veg} \tag{7.4}$$

Concernant les flux radiatifs, les valeurs de réflectance (ou albedo) α et de transmittance τ dans le visible et le proche infra-rouge de la végétation et du sol doivent être renseignées. Ces valeurs sont tabulées à partir d'une couleur pour le sol, et à partir de la classification IGBP pour la végétation. Elles sont présentées dans le tableau 7.2.

TABLEAU 7.2 – Paramètres radiatifs retenus pour la modélisation 1D

	α		τ	
	visible	proche IR	visible	proche IR
Feuillage	0,08	0,35	0,07	0,25
Tiges	0,36	0,50	0,22	0,38
Sol nu saturé	0,07	0,14	-	-
Sol nu sec	0,14	0,28	-	-

7.1.3 Conditions aux limites de la colonne de sol

La colonne de sol modélisée correspond à un haut de versant pour laquelle les seuls apports sont la pluie. Dans ce cas, il n'y a pas d'apports latéraux. Ainsi, on a choisi de prendre des conditions de flux nul sur les bords latéraux du domaine modélisé. Ceci implique aussi qu'on ne peut simuler une perte d'eau latéralement. Une condition de flux non nul au fond permet de prendre en compte à la fois l'eau drainée via les fissures vers une nappe régionale plus profonde, et l'eau drainée latéralement en raison de la topographie du bassin versant. L'ensemble des écoulements latéraux sera donc pris en compte par une fuite au fond de la colonne dont le flux est pris constant dans le temps et égal à 0,60 m/an. Cette valeur sera justifiée dans la section suivante.

7.2 Sensibilité de la modélisation à la spécification des conditions initiales et aux limites

7.2.1 Condition à la limite au bas de la colonne de sol

Rappelons qu'il existe 2 types de conditions aux limites :

- soit on impose la charge hydraulique (condition de Dirichlet),
- soit on impose le flux de masse (condition de Neumann).

Dans ces 2 cas, la charge hydraulique ou le flux de masse imposé peut être constant ou variable dans le temps.

Nous avons choisi une condition de Neumann au bas de la colonne. En effet, une condition de Dirichlet à charge constante ne permet pas d'observer de battement de nappe puisque celle-ci sera à une profondeur fixée par la charge. C'est ce qu'on peut observer sur la figure 7.6.

Pour une condition de Neumann, il ne faut pas que la nappe descende en-dessous du domaine simulé au risque de l'assécher de façon non réaliste, comme en témoigne la différence entre les résultats des figures 7.7 et 7.8 obtenus avec 2 simulations pour lesquelles la seule différence est la profondeur du domaine simulé. Sur ces figures, la différence obtenue fin août est flagrante : pour la simulation sur la colonne de sol de 5 m, le degré de saturation du sol (θ/θ_s) entre 2,5 m et 5 m de profondeur est d'environ 0,3 alors que pour la simulation sur la colonne de 8 m, le degré de saturation du sol à ces mêmes profondeurs varie entre 0,4 et 0,7. Il faut donc choisir un domaine de simulation suffisamment profond pour que le fond du domaine soit toujours saturé.

Pour un flux de masse imposé, le flux sortant correspond à la fois à ce qui est drainé via les fissures vers une nappe régionale plus profonde, et à ce qui est drainé latéralement en raison de la topographie du bassin versant, mais qui n'est pas pris en compte si on considère une simulation 1D verticale. Ce flux n'a aucune raison de rester constant sur l'année. Il serait sans doute préférable de prendre un flux gravitaire, c'est-à-dire un flux qui dépende de la teneur en eau en bas de la colonne de sol. Néanmoins, ceci n'est pas proposé dans ParFlow-CLM et nous n'avons pas cherché à l'implémenter car, pour l'étude proposée dans ce chapitre, nous cherchons à

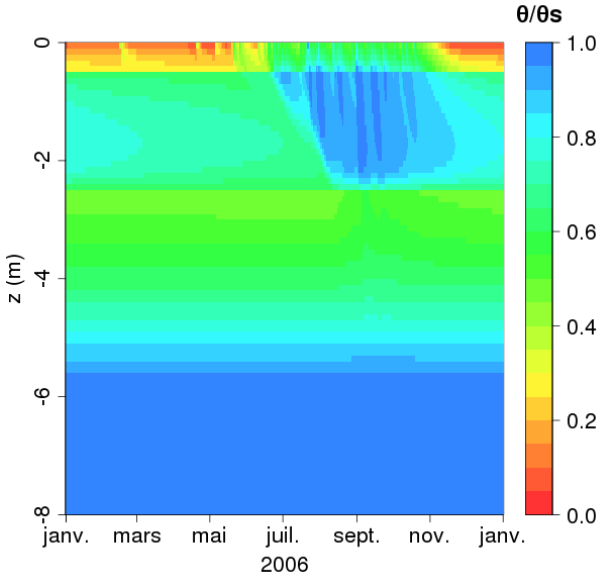


FIGURE 7.6 – Evolution de la saturation en eau dans une colonne de sol de 8 m de profondeur, avec une condition limite au fond de Dirichlet ($h = 2\ m$ à $z = -8\ m$)

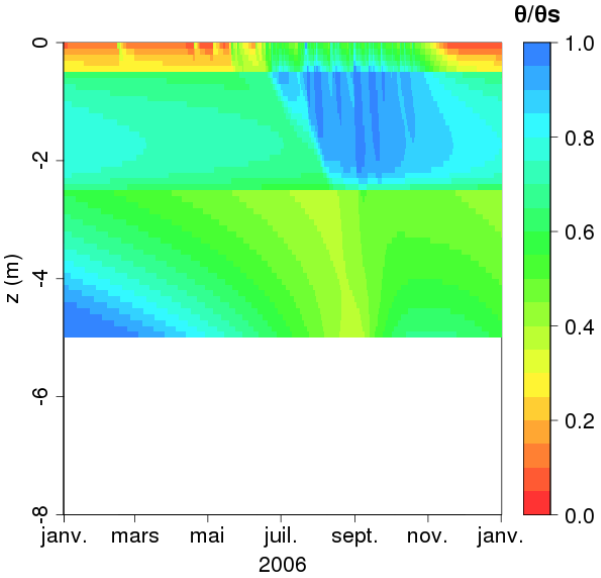


FIGURE 7.7 – Evolution du degré de saturation en eau dans une colonne de sol de 5 m de profondeur, avec une condition limite au fond de type Neumann (flux de $1{,}89.10^{-8}\ m.s^{-1}$ à $z = -5\ m$)

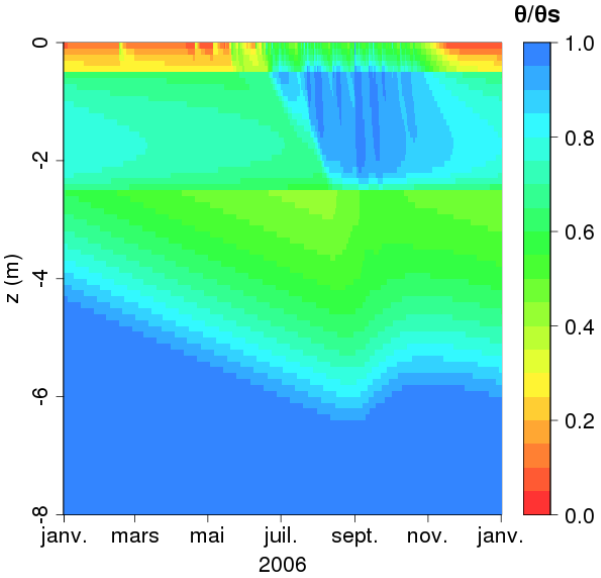


FIGURE 7.8 – Evolution du degré de saturation en eau dans une colonne de sol de 8 m de profondeur, avec une condition limite au fond de type Neumann (flux de $1{,}89.10^{-8}\ m.s^{-1}$ à $z = -8\ m$)

valider les paramètres hydrodynamiques dans la zone non saturée et la configuration géométrique à 3 horizons. Nous avons simplement imposé une condition de flux qui permette de reproduire grossièrement la vidange de la nappe pour un site de haut de versant avec une condition qu'il sera aisé de supprimer lors du passage à une configuration 2D ou 3D. Il faut noter que la valeur retenue dépend beaucoup de la teneur en eau à saturation dans le troisième horizon. Le but à ce stade n'est pas de reproduire les fluctuations de la nappe de manière précise mais bien d'imposer une condition limite inférieure réaliste à la zone non saturée. Cette condition doit permettre une simulation de plusieurs cycles annuels ce qui entraîne un retour à la hauteur initiale après un an de simulation, comme cela est observé sur le site (cf. figure 3.3).

7.2.2 Conditions initiales en pression

En l'absence de données de pression sur l'ensemble de la colonne de sol modélisée, on peut choisir un profil hydrostatique de pression. Celui-ci n'étant a priori pas le profil réel, une solution couramment employée pour se rapprocher du profil initial réel est de faire ce qu'on appelle un "spin-up" (ou une période de chauffage du modèle). Ceci consiste à faire tourner la simulation sur une ou plusieurs années avec les mêmes forçages annuels jusqu'à atteindre une "stabilité" des profils de pression et de prendre le profil final de pression obtenu comme condition initiale.

Nous avons essayé de choisir judicieusement une année pour réaliser le spin-up en tenant compte des cumuls annuels de précipitations. En cumul, les précipitations de l'année 2005 ressemblent à celles de 2007 et 2008 (cf. partie I). De plus 2005 est une année "moyenne" avec un cumul de pluie de 1200 mm. N'ayant pas le forçage de 2005, on a donc utiliser celui de 2007 pour réaliser le spin-up.

Il faut alors déterminer le nombre d'années nécessaire pour atteindre une "stabilité" en pression. La figure 7.9 représente l'évolution temporelle du profil de saturation dans le sol pour 4 années. Le forçage atmosphérique de 2007 a été répété pour chaque année.

En faisant la différence de saturation les 1^{er} janvier de 2 années consécutives, on obtient les profils verticaux de la figure 7.10.

La différence entre l'état initial choisi au 1^{er} janvier (profil hydrostatique avec une profondeur de nappe à 4 m) et le 1^{er} janvier de l'année suivante (courbe noire) peut atteindre 15 %. Ceci représente une différence importante puisque la saturation du deuxième horizon est voisine de 70 % par exemple.

Par contre, la différence entre 2 autres années consécutives (courbes rouge, bleue, verte) est moins significative ; seule persiste une différence de saturation inférieure à 2 % dans la partie non saturée du troisième horizon. L'écart observé est dû à un mauvais réglage de la fuite en bas de colonne. Celle-ci est légèrement trop faible et le troisième horizon se recharge petit à petit. Néanmoins cette précision suffit pour l'étude de ce chapitre. Même si on ne peut pas atteindre de stabilité au sens strict à cause du réglage de la fuite, on peut quand-même dire qu'une stabilité est atteinte à partir de la deuxième année puisque les écarts des courbes suivantes se superposent : une année de spin-up suffit.

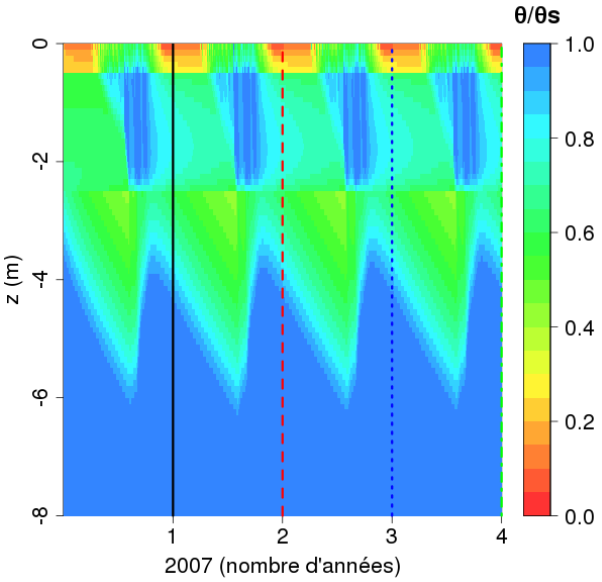


FIGURE 7.9 – Evolution du degré de saturation en eau dans le sol au cours des 4 années de simulation avec le forçage de 2007

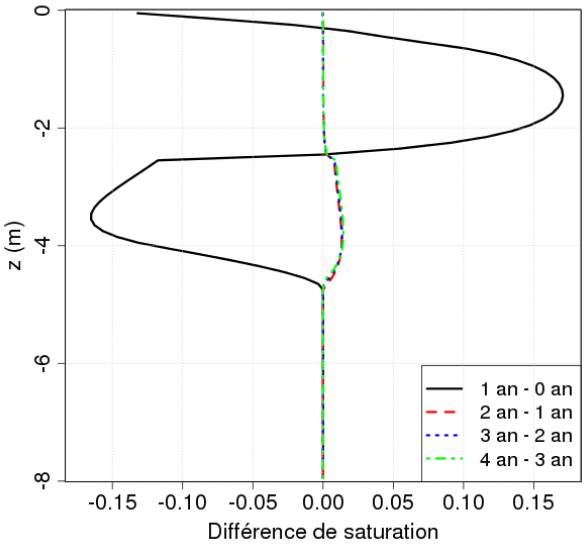


FIGURE 7.10 – Profils verticaux de la différence de saturation en eau dans le sol les 1^{er} janvier de 2 années consécutives

Le flux de fuite permettant la quasi-stabilité pour 2007 a été pris égal à 0,60 m/an. Cela correspond à un abaissement de nappe de 2 m/an compte tenu de la teneur en eau à saturation. Elle représente dans cette simulation environ 50 % du bilan d'eau annuel. En effet, sur les 1212 mm de précipitations de 2007, environ 9 mm sont stockés dans le sol correspondant à la différence entre 2 autres années consécutives de la figure 7.10, 626 mm sont évapotranspirés pour une végétation de type herbacée, 596 mm alimentent cette fuite au fond.

7.3 Paramétrisation de la végétation

7.3.1 Couplage de ParFlow et CLM via la zone racinaire

Le couplage de ParFlow avec CLM se fait via la zone racinaire (cf. partie I ou II). Il est par défaut limité aux 10 premières mailles dans le sens vertical. La zone racinaire a donc une profondeur déterminée, égale à $10.\Delta z$, où Δz est la résolution verticale du modèle. La résolution verticale contrôle donc la profondeur maximale que peut avoir la zone racinaire.

Afin de permettre une reprise évaporatoire de la végétation pour des profondeurs plus importantes, le nombre de couches de couplage a été pris égal au nombre de mailles verticales du domaine simulé. On peut alors choisir une résolution verticale indépendamment de la profondeur de la zone racinaire souhaitée. Ainsi, la végétation de type arborée pourra prendre de l'eau directement dans la nappe pérenne.

7.3.2 Cycle annuel du LAI

La classification IGBP utilisée par CLM pour caractériser les différents types de végétation comprend 2 paramètres pour décrire le cycle du LAI : son minimum et son maximum. Entre ces deux extrema, la valeur du LAI à une date donnée est calculée à partir du rayonnement incident, i.e. de la disponibilité en énergie pour la croissance des plantes. Ce calcul ne prend pas en compte la disponibilité en eau dans le sol.

Pour une région tempérée comme le Nord de la France, ceci n'est pas gênant car le facteur limitant la croissance des plantes est effectivement le rayonnement, l'eau étant généralement suffisamment abondante en toute saison (sauf en période de sécheresse). Mais, en région soudanienne, cela ne convient pas. Le rayonnement incident y est toujours suffisant pour la croissance des plantes, par contre l'eau n'est pas disponible en saison sèche, végétation basse (comme les herbacées) ayant un profil racinaire peu profond.

Le même constat a été fait par Miller *et al.* (2011) qui cherchent à inclure la disponibilité en eau dans le calcul du LAI.

Pour notre part, nous nous sommes contenté de renseigner le cycle annuel du LAI comme paramètre d'entrée du modèle. Au lieu d'avoir un LAI constant au cours des années, un cycle correspondant aux observations faites en 2006 et 2007 tel que présenté sur la figure 7.4 a été imposé.

7.3.3 Influence de certains paramètres de végétation

La végétation est principalement caractérisée par son indice foliaire (LAI), sa hauteur et sa densité racinaire. Afin de distinguer la contribution de chacun de ces 3 paramètres dans la reprise par évapotranspiration, les 11 simulations présentées dans le tableau 7.3 ont été réalisées :

Tableau 7.3 – Analyse de sensibilité de la végétation avec ParFlow-CLM

Simulation	LAI (-)	Hauteur de végétation (m)	Densité racinaire	
			paramètre a (m^{-1})	paramètre b (m^{-1})
sol nu	0	0	0	0
référence	2	2	2	2
LAI-a	0	2	2	2
LAI-b	1	2	2	2
LAI-d	4	2	2	2
hveg-a	2	0,1	2	2
hveg-b	2	1	2	2
hveg-d	2	4	2	2
rac-a	2	2	0	0
rac-b	2	2	0,5	0,5
rac-d	2	2	8	8

La fonction de répartition racinaire est définie comme suit dans CLM (Zeng 2001) :

$$F_{rac}(z) = 1 - \frac{e^{-a.z} + e^{-b.z}}{2} \tag{7.5}$$

où a $[m^{-1}]$ et b $[m^{-1}]$ sont 2 paramètres. La fonction de densité racinaire est alors :

$$f_{rac}(z) = \frac{dF_{rac}(z)}{dz} = \frac{a.e^{-a.z} + b.e^{-b.z}}{2} \tag{7.6}$$

Les valeurs proposées pour ces simulations (cf. tableau 7.3) correspondent aux profils de densité racinaire présentés dans la figure 7.11. Les profils **rac-a** (constant en fonction de z) et **rac-b** permettent clairement la ponction de l'eau au niveau du troisième horizon. Les profils **rac-c** et **rac-d** correspondent plus à des profils d'herbacées ou d'arbustes.

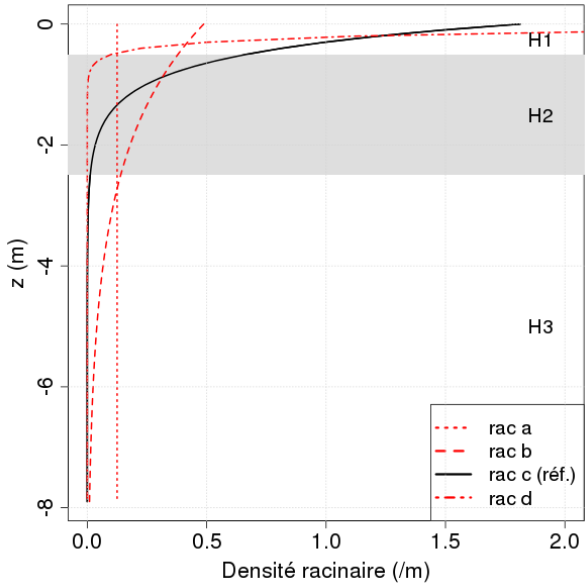


FIGURE 7.11 – Profils de densité racinaire utilisés dans les simulations

Dans ces simulations, les 3 paramètres considérés (LAI, hauteur de végétation, densité racinaire) sont, contrairement à la réalité, pris constants au cours de l'année, pour plus de facilité d'exploitation des résultats. Tous les autres paramètres sont les mêmes pour l'ensemble des simulations. Le couplage entre ParFlow et CLM se fait sur l'intégralité de la zone modélisée.

On n'a pas retenu le cas d'une hauteur de végétation nulle alors que le LAI serait non nul à cause de problèmes numériques ; on a retenu une valeur très faible de hauteur de végétation (**hveg-a**).

On regardera d'abord les résultats en terme d'eau stockée dans le sol avant de s'intéresser aux effets sur l'évapotranspiration.

La figure 7.12 montre l'évolution du stock d'eau du troisième horizon qui est représentatif du niveau de la nappe.

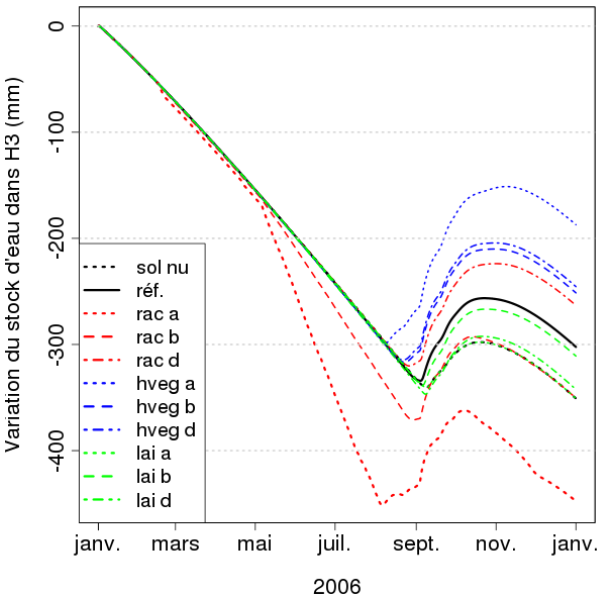


FIGURE 7.12 – Evolution temporelle du stock d'eau dans le troisième horizon au cours de l'année 2006

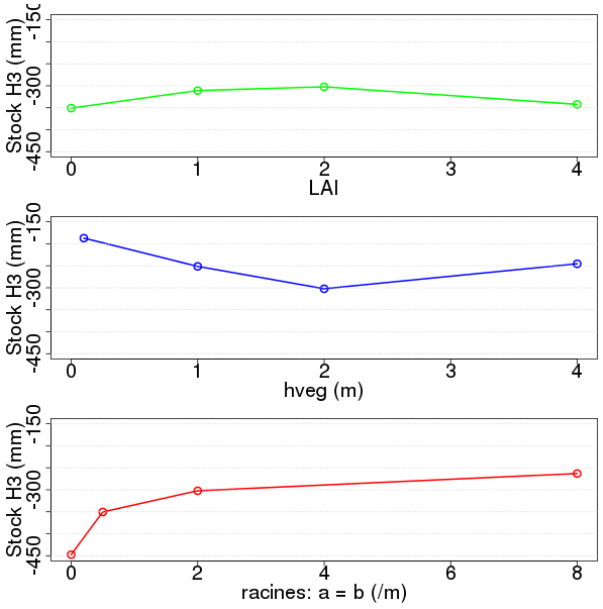


FIGURE 7.13 – Relation entre les paramètres de végétation étudiés et la variation du stock d'eau dans le troisième horizon

Les courbes rouges montrent bien la reprise évaporatoire par les plantes : pour les simulations **rac-a** et **rac-b** qui ont une densité racinaire non nulle dans le troisième horizon (cf. figure 7.11), le stock d'eau décroît plus vite à partir du mois de mai.

Par contre le rôle du LAI et de la hauteur de la végétation semblent plus complexes et donc moins faciles à expliquer car leur relation avec la variation de stock dans l'horizon 3 n'est pas monotone comme on peut le voir sur la figure 7.13. On reviendra sur ces 2 paramètres lors de l'étude des résultats en terme d'évapotranspiration.

On peut s'intéresser plus particulièrement aux tests **rac-b** et **rac-d**. L'évolution temporelle du profil de saturation de ces deux tests (figures 7.14 et 7.15) montre les effets des racines. Le haut de la nappe perchée se vidange plus vite dans le deuxième cas. Par contre, dans le premier cas, c'est la nappe permanente qui se vidange davantage.

La figure 7.16 présente l'évolution temporelle du cumul d'évapotranspiration. On retrouve le même comportement entre ce cumul et la valeur du LAI ou celle de la hauteur de végétation (figure 7.17) que pour le stock d'eau de l'horizon 3 (cf. figure 7.13) : l'évapotranspiration n'augmente pas continuement lorsque le LAI ou la hauteur de végétation augmente.

Plus la densité racinaire est importante en profondeur (a et b faibles), plus le cumul d'évapotranspiration est élevé, et plus le stock d'eau de H3 est faible. Ce résultat est assez intuitif : une densité racinaire importante en profondeur permet aux plantes de puiser l'eau là où elle est abondante, à savoir dans la nappe de l'horizon 3.

Lorsque le LAI augmente, la photosynthèse et la transpiration des plantes sont favorisées ; mais parallèlement à cela, l'effet d'ombrage des plantes est aussi plus important. C'est sans doute cette compétition qui induit une relation non-monotone entre ce cumul et la valeur du LAI

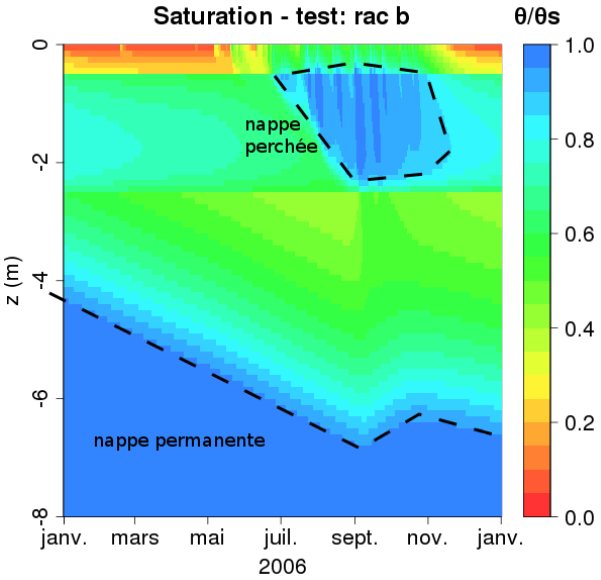


FIGURE 7.14 – Evolution temporelle du profil de saturation au cours de l'année 2006 pour la simulation **rac-b**

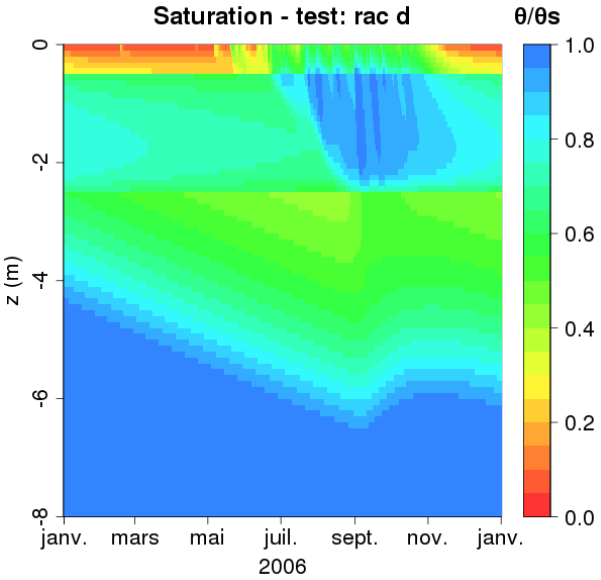


FIGURE 7.15 – Evolution temporelle du profil de saturation au cours de l'année 2006 pour la simulation **rac-d**

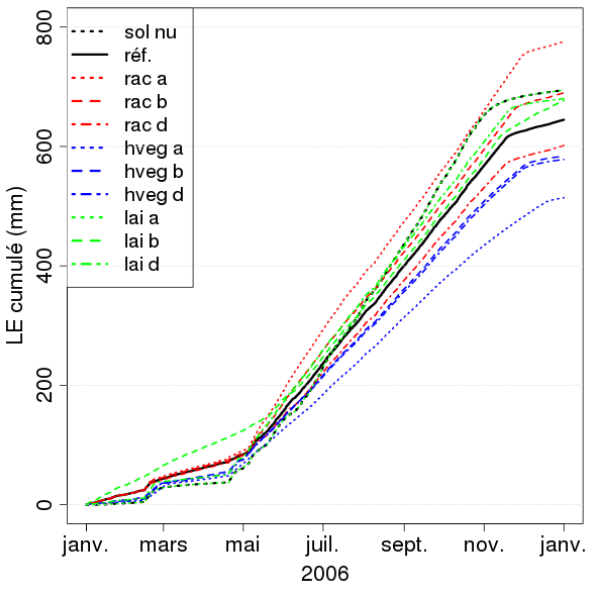


FIGURE 7.16 – Evolution temporelle du cumul d'évapotranspiration au cours de l'année 2006

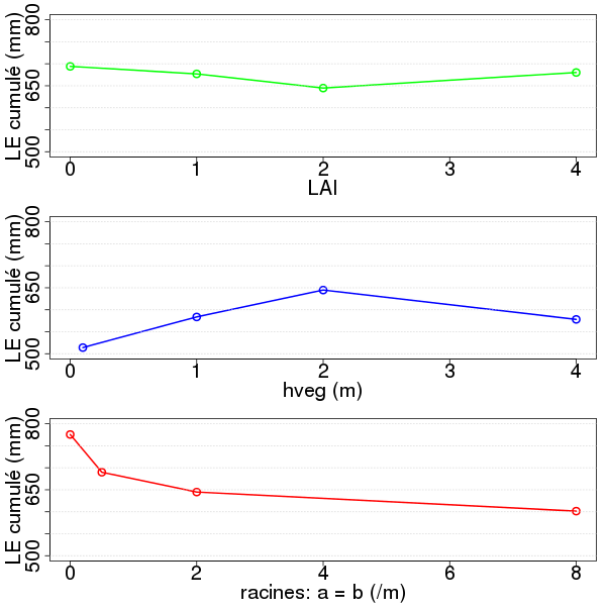


FIGURE 7.17 – Relation entre les paramètres de végétation étudiés et le cumul d'évapotranspiration

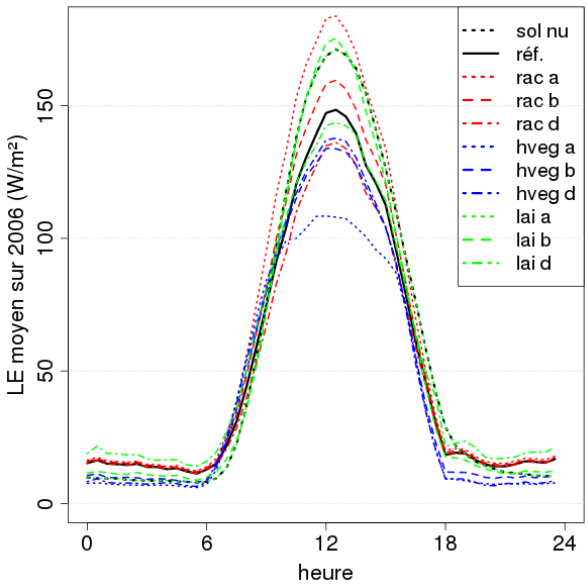


FIGURE 7.18 – Cycle journalier moyen de chaleur latente

(figure 7.17). En effet, si on regarde le cycle journalier du flux de chaleur latente (LE), moyenné sur l'année (figure 7.18), on observe que LE diminue d'environ 170 à 140 $W.m^{-2}$ lorsque le LAI augmente de 1 à 4 à midi (simulations **lai-b**, **ref** et **lai-d**), lorsque l'effet d'ombrage est prépondérant. Au contraire, la nuit, pour cette même augmentation de LAI, LE augmente d'une dizaine de $W.m^{-2}$. Quant à la hauteur de végétation, elle joue principalement un rôle sur les flux turbulents, notamment les flux de chaleur sensible et latente, via la hauteur de déplacement et la longueur de rugosité aérodynamique.

Finalement, on peut dire que ces trois paramètres de végétation (profil racinaire, hauteur de végétation et LAI) doivent être bien caractérisés, d'où l'importance d'avoir modifié le modèle pour mieux représenter le LAI (cf. section précédente). En effet, dans ces exemples simples où les valeurs étaient prises constantes au cours de l'année, on voit apparaître des différences de 200 mm sur le cumul annuel d'évapotranspiration, ce qui est significatif compte-tenu que cela représente plus de 20 % du cumul annuel de précipitations. Ces différences dans le cumul d'évapotranspiration se répercutent principalement sur le niveau de la nappe.

8 Simulation des transferts verticaux par les modèles SiSPAT et ParFlow-CLM

Les transferts de masse et de chaleur ont lieu, de manière prépondérante, selon la verticale. Il est donc pertinent, avant de modéliser le bassin versant entier, de réaliser des simulations 1D pour s'assurer du bon fonctionnement du modèle pour reproduire ces transferts. Les résultats obtenus avec ParFlow-CLM seront comparés avec ceux de SiSPAT, modèle qui présente une meilleure discrétisation du sol, et avec les données d'observation. L'objectif est d'évaluer la configuration retenue pour le modèle ParFlow-CLM.

Les comportements ainsi modélisés avec SiSPAT et ParFlow-CLM seront également comparés à d'autres modèles via le projet d'intercomparaison ALMIP2 (Boone *et al.* 2011).

8.1 Simulation par les modèles SiSPAT et ParFlow-CLM

Afin d'évaluer les simulations des modèles SiSPAT et ParFlow-CLM en 1D, nous nous sommes placés dans des conditions semblables à celles que l'on trouve sur le terrain au niveau des appareils de mesures, tout en considérant toujours le cas d'une végétation herbacée dans un contexte de haut de versant. La configuration du modèle ParFlow-CLM a été présentée dans le chapitre précédent. La configuration de SiSPAT présente quelques différences par rapport à celle de ParFlow-CLM qui sont présentées ci-après avant de présenter les résultats de simulation.

8.1.1 Différences dans la configuration de SiSPAT

Pour SiSPAT, les mêmes horizons de sol ont été définis. Mais les équations utilisés pour les courbes de rétention et de conductivité hydraulique sont différentes. Nous avons utilisé le modèle de van Genuchten-Burdine modifié dans la partie sèche pour les courbes de rétention, modèle qui a l'avantage de représenter la bimodalité des sols (Braud et Chanzy 2000, Burdine 1953, Ross *et al.* 1991, van Genuchten 1980) telle qu'observée sur les courbes de rétention obtenues par porométrie au mercure (cf. partie III). Pour la courbe de conductivité hydraulique, le modèle de Brooks et

Corey (1964) a été utilisé. Les équations de ces modèles sont les suivantes :

$$\begin{cases} \dfrac{\theta-\theta_{r1}}{\theta_s-\theta_{r1}} = \left[1+\left(\dfrac{h(\theta)}{h_{g1}}\right)^{n_1}\right]^{-(1-2/n_1)} & \text{si } h > h_c \\ \dfrac{\theta}{\theta_s} = \left[1+\left(\dfrac{h(\theta)}{h_{g2}}\right)^{n_2}\right]^{-(1-2/n_2)} - \left[1+\left(\dfrac{h_o}{h_{g2}}\right)^{n_2}\right]^{-(1-2/n_2)} & \text{si } h \leqslant h_c \end{cases} \tag{8.1}$$

$$K(\theta) = K_S.\left[\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right]^{\eta} \tag{8.2}$$

où θ $[m^3.m^{-3}]$ est la teneur en eau du sol, θ_s $[m^3.m^{-3}]$ la teneur en eau à saturation, θ_{r1} $[m^3.m^{-3}]$ la teneur en eau résiduelle du premier mode (la teneur en eau résiduelle globale est nulle), h $[m]$ est la pression. h_c est la pression entre les 2 modes, h_{g1} et h_{g2} $[m]$ sont des paramètres d'échelle pour chacun des 2 modes (ce sont les pressions auxquelles les courbes de rétention montrent une inflexion) ; n_1 et n_2 $[-]$ sont des paramètres de forme. K $[m.s^{-1}]$ est la conductivité hydraulique, et K_S $[m.s^{-1}]$ celle à saturation et η $[-]$ est un paramètre de forme.

Les valeurs retenues pour les paramètres des courbes de rétention sont ceux du tableau 6.7. K_S est le même que pour ParFlow-CLM, et η a été choisi pour s'approcher au mieux des courbes de conductivité hydraulique retenues pour ParFlow-CLM. Le tableau 8.1 récapitule les valeurs de ces paramètres pour les 3 horizons, et les courbes sont présentées dans les figures 8.1 et 8.2.

TABLEAU 8.1 – Paramètres des propriétés hydrodynamiques du sol pour chacun des horizons retenus pour la modélisation 1D avec SiSPAT

Horizon	θ_{r1} $[m^3.m^{-3}]$	θ_s $[m^3.m^{-3}]$	h_{g1} $[m]$	n_1 $[-]$	h_{g2} $[m]$	n_2 $[-]$	h_c $[m]$	K_S $[m.s^{-1}]$	η $[-]$
H1	0,08	0,40	-0,2	2,75	-0,0052708244	2,1487062	-5	10^{-5}	8
H2	0,12	0,36	-0,2	2,35	-152,98368	2,0924195	-100	10^{-6}	15
H3	0,02	0,30	-1,0	2,70	-35,986880	2,0170076	-200	10^{-5}	7

Par défaut, dans SiSPAT, le profil de densité racinaire n'est pas exponentiel comme celui de ParFlow-CLM, mais en forme de trapèze. Néanmoins, on a pu utilisé un profil racinaire exponentiel déjà testé dans SiSPAT par Braud *et al.* (2005), plus proche du profil de ParFlow-CLM comme on peut le voir sur la figure 8.3. La densité racinaire est calculée en utilisant l'expression de Li *et al.* (2001) :

$$f_{rac}(z) = f_0 \frac{e^{-b.z}[1,5+0,5.e^{-b.z}]}{1+e^{-b.z}} \tag{8.3}$$

où f_0 $[m^{-1}]$ est la densité racinaire en surface, et b $[m^{-1}]$ un paramètre.

On a fixé un flux volumique au fond de 0,28 m/an (contre 0,60 m/an pour ParFlow-CLM). Celui-ci permet d'obtenir une quasi-stabilité du niveau de la nappe si on réalise plusieurs années de simulations avec le forçage de 2007, comme on l'a fait pour ParFlow-CLM (cf. section 7.2).

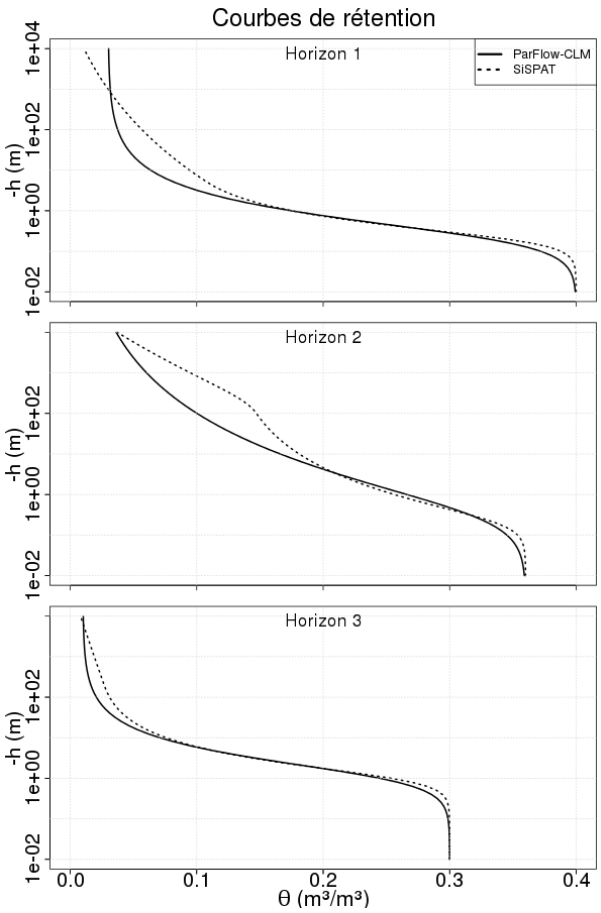


FIGURE 8.1 – Courbes de rétention utilisées pour ParFlow-CLM et pour SiSPAT pour les 3 horizons

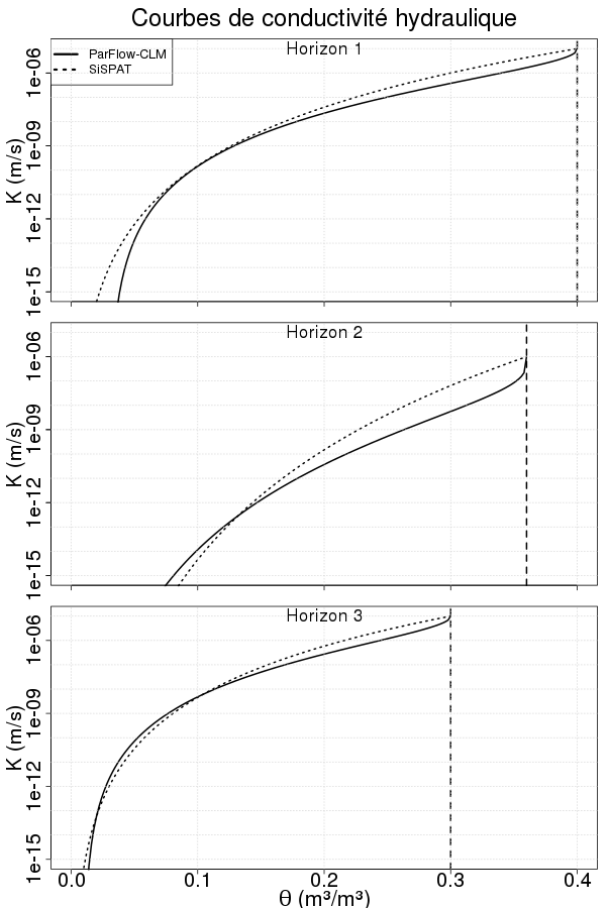


FIGURE 8.2 – Courbes de conductivité hydraulique utilisées pour ParFlow-CLM et pour SiSPAT pour les 3 horizons

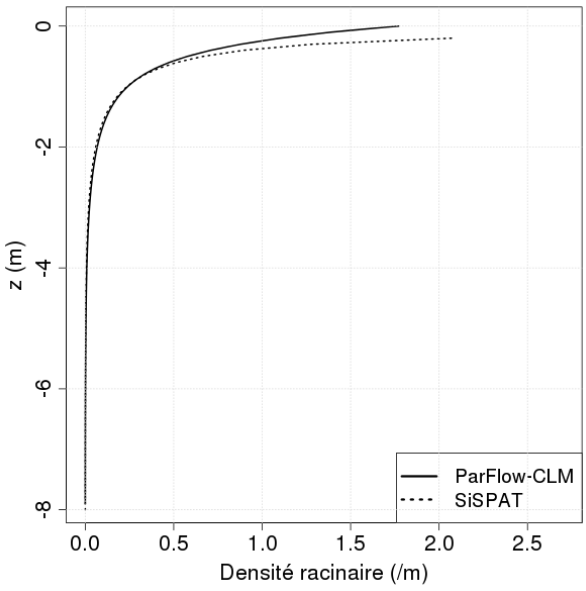


FIGURE 8.3 – Profil de densité racinaire d'un couvert herbacé pour ParFlow-CLM et pour SiSPAT

Enfin, il faut rappeler que les séries de LAI, de hauteur de végétation et d'albedo sont fournies en paramètres d'entrée dans SiSPAT, alors que seuls le LAI et la hauteur de végétation sont fournies pour ParFlow-CLM, l'albedo étant calculé par le modèle.

8.1.2 Eau dans le sol

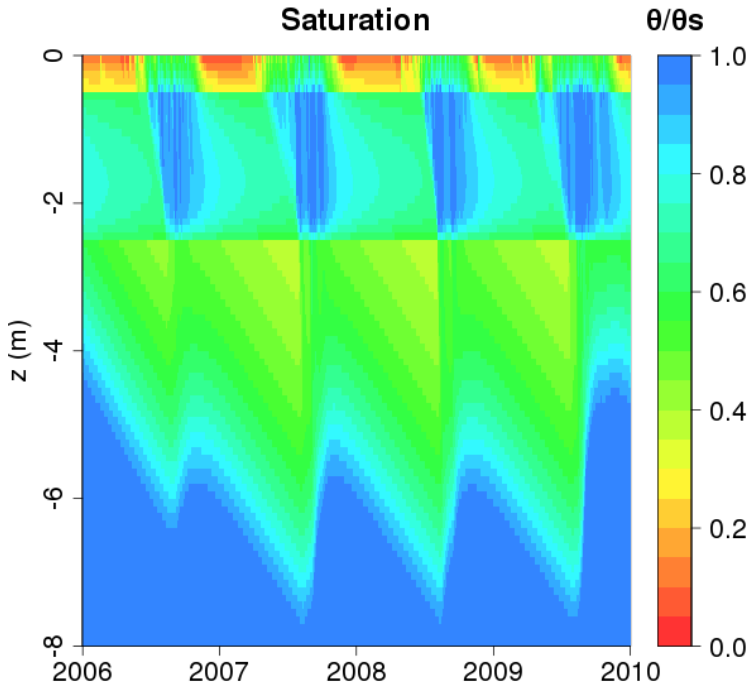


FIGURE 8.4 – Evolution temporelle du profil du degré de saturation pour ParFlow-CLM, pour une végétation herbacée

Pour ParFlow-CLM, on observe le battement de la nappe pérenne entre 4 m et 8 m de profondeur (figure 8.4). Pour SiSPAT, on observe un battement de nappe similaire, entre 3 m et 6 m (figure 8.5). L'amplitude du battement est le même que pour ParFlow-CLM, mais il se produit plus près de la surface car la nappe s'est moins vidangée pendant l'année de spin-up. Cela semble logique que SiSPAT garde plus d'eau dans le sol puisque le flux en bas de la colonne est plus faible. Ceci est en accord avec les observations de terrain, les mesures piézométriques montrant un battement de nappe entre 2 m et 6 m (cf. section 3.3.3).

De plus, ces mesures piézométriques mettent en évidence l'apparition d'une nappe perchée temporaire pendant la période humide (cf. section 3.3.3). ParFlow-CLM permet de recréer cette nappe perchée par intermittence de juillet à octobre comme on peut le voir sur la figure 8.4. Par contre, avec SiSPAT, cette nappe est moins marquée, on n'en voit que les prémisses avec des saturations qui atteignent mais ne dépassent pas les 80 % pendant les mois d'août et septembre. La conductivité hydraulique de l'horizon 2 de SiSPAT est plus élevée que celle de Parflow-CLM (cf. figure 8.2), ce qui pourrait conduire à une vidange plus rapide de cet horizon...

En terme de dynamique de la teneur volumique en eau dans le premier mètre de sol, on retrouve la même dynamique pour les 2 modèles que pour les mesures, mais avec des décalages

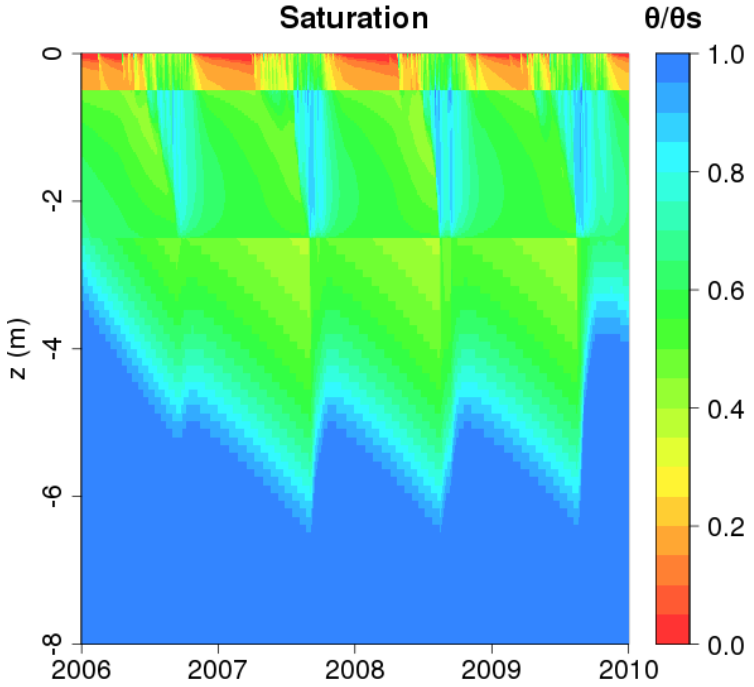


FIGURE 8.5 – Evolution temporelle du profil du degré de saturation pour SiSPAT, pour une végétation herbacée

ou des amplitudes un peu différentes (cf. figure 8.6). Il faut garder en tête que l'étalonnage des capteurs d'humidité est celui du constructeur (cf. section 3.3.3), et que les différences observées ne sont donc pas nécessairement le reflet d'un défaut des modélisations. On notera tout de même que la dynamique de ressuyage est plus lente pour ParFlow-CLM que pour SiSPAT et les mesures. Les courbes de ressuyage de SiSPAT entre la surface et 1 m de profondeur montrent clairement 2 régimes alors que ParFlow-CLM permet d'obtenir des régimes de ressuyage plus continus. Ces différences s'expliquent par les différences des courbes de rétention (figure 8.1). On remarque également que les amplitudes de variations de la teneur en eau sont plus importantes pour ParFlow-CLM que pour SiSPAT.

8.1.3 Bilan d'eau

En l'absence de ruissellement comme c'est le cas ici, les précipitations doivent être compensées par l'évapotranspiration, la fuite au fond du domaine simulé et la variation de stock d'eau dans le sol afin de fermer le bilan d'eau :

$$P_r = Q_r + ETR + Q_p + \Delta\theta.z_{tot} \tag{8.4}$$

avec P_r $[mm]$ les précipitations annuelles, Q_r $[mm]$ le cumul annuel de ruissellement, ETR $[mm]$ le cumul annuel d'évapotranspiration, Q_p $[mm]$ la fuite annuelle au fond de la colonne de sol, $\Delta\theta$ $[m^3.m^{-3}]$ la variation de teneur en eau sur la colonne de sol et z_{tot} $[mm]$ la hauteur totale de cette colonne.

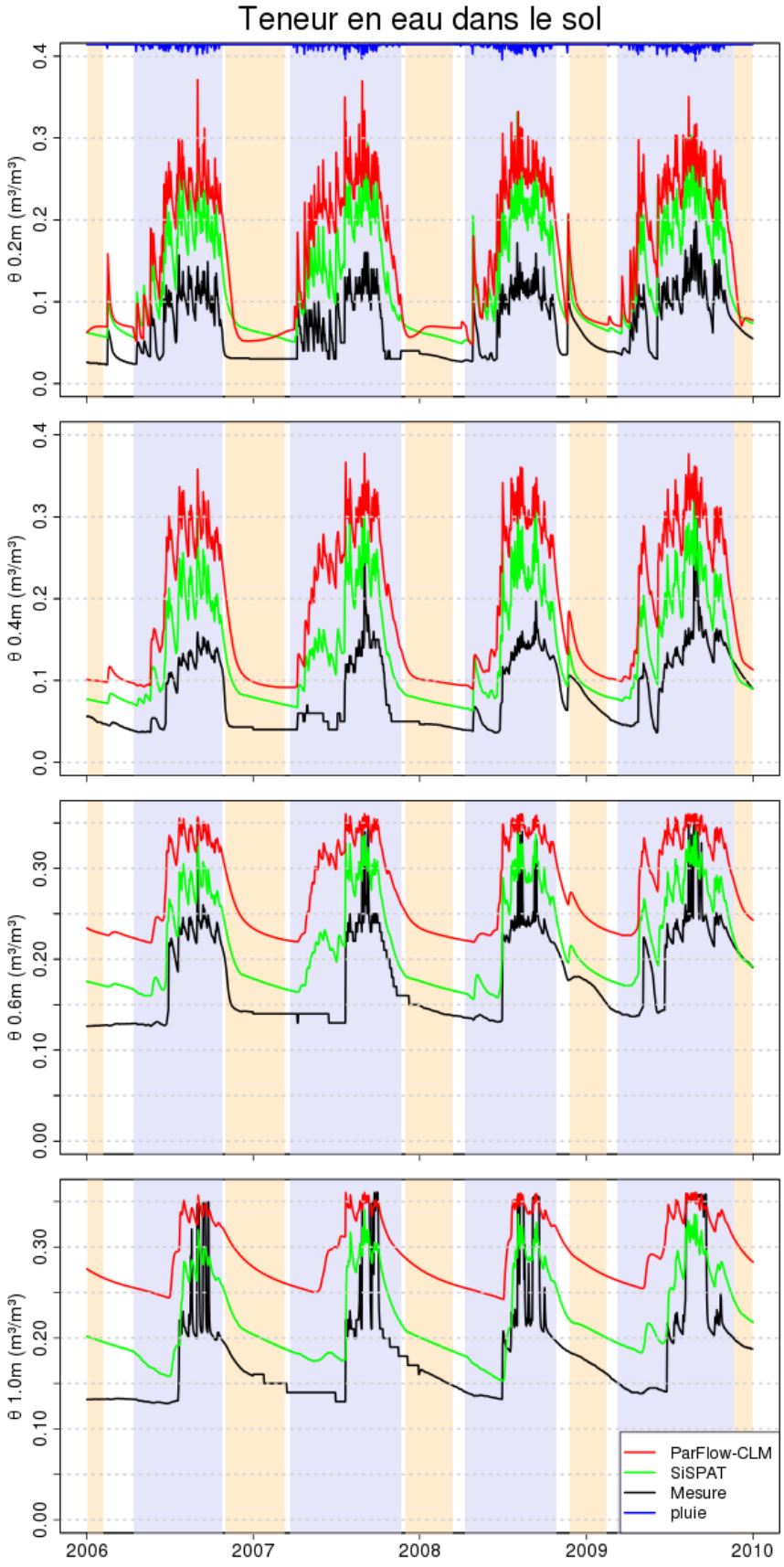


FIGURE 8.6 – Evolution temporelle des teneurs volumiques en eau du sol à 4 profondeurs (0,20 ; 0,4 ; 0,6 et 1 m) pour ParFlow-CLM et SiSPAT

Le flux de fuite au bas de la colonne a été réglé pour que, en utilisant le modèle plusieurs années de suite avec le forçage de 2007, on arrive à un niveau de nappe stable. Ceci a été présenté dans le chapitre précédent 7.2. Le terme Q_p est donc constant quelque soit l'année considérée ; il est de 596 mm pour ParFlow-CLM et de 284 mm pour SiSPAT. La figure 8.7 montre le cumul des 3 autres grandeurs du bilan d'eau.

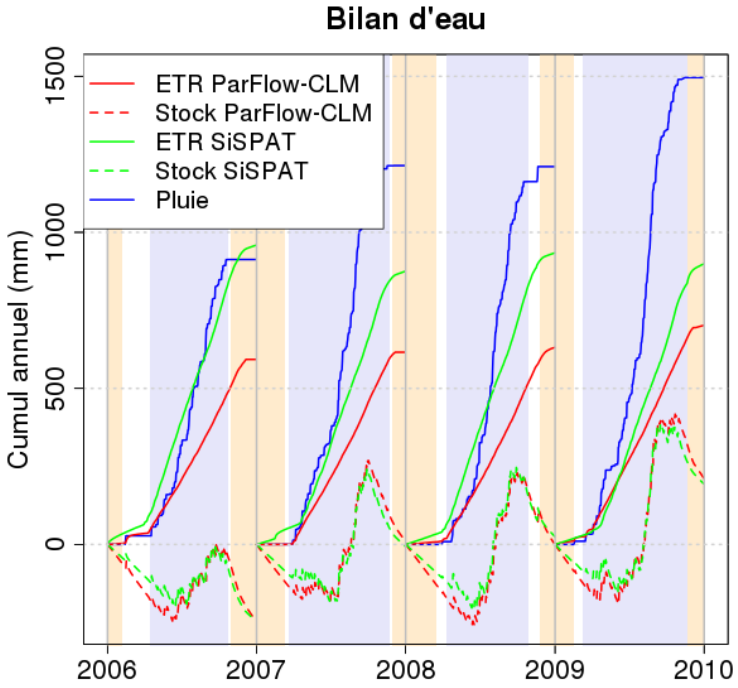


FIGURE 8.7 – Evolution temporelle du cumul annuel des précipitations, de l'évapotranspiration et de la variation de stock d'eau dans le sol pour ParFlow-CLM et SiSPAT

Les bilans sont présentés dans le tableau 8.2. Pour SiSPAT, les bilans sont fermés. Par contre, on a un excès de 11 à 28 mm suivant les années pour ParFlow-CLM, ce qui représente 1 à 4 % du bilan. Ceci est dû au fait que le terme de compressibilité dans le calcul du stock d'eau a été négligé alors que ce terme est pris en compte dans le modèle SiSPAT (cf. terme de stockage spécifique dans la section 4.2.1). En effet, le calcul du stock d'eau proposé dans l'équation 8.4 ($\Delta\theta.z_{tot}$) suppose une masse volumique constante. Or, celle-ci peut varier sous l'effet de la compressibilité et influer sur le stock d'eau dans le sol.

La différence d'ETR pour les 2 modèles (environ 20 % plus élevé pour SiSPAT que pour ParFlow-CLM) explique que la procédure appliquée pour déterminer le flux de fuite au fond de la colonne ait abouti à des valeurs très différentes pour les 2 modèles. En effet, cette procédure visait à obtenir une stabilité du niveau de la nappe permanente sur plusieurs années consécutives avec le forçage de 2007. Or, une évapotranspiration plus élevée engendre une diminution du stock d'eau plus importante dans le sol, ce qui nécessite un flux en bas de colonne plus faible pour obtenir un niveau de nappe constant.

On peut comparer la valeur de la fuite au bas de la colonne au débit de l'Ara pour évaluer la part qui correspond à ce qui est drainé latéralement vers la rivière de la part qui est drainée

TABLEAU 8.2 – Termes du bilan d'eau pour les années 2006 à 2009 pour ParFlow-CLM et pour SiSPAT, en valeur absolue et en pourcentage de la pluie incidente

		Précipitations	ETR		Stock		Fuite au fond	
		$[mm]$	$[mm]$	[%]	$[mm]$	[%]	$[mm]$	[%]
ParFlow-CLM	2006	914	593	65	-247	-27	596	65
	2007	1212	616	51	11	1	596	49
	2008	1210	631	52	0	0	597	49
	2009	1493	702	47	213	14	596	40
SiSPAT	2006	914	875	95	-247	-27	284	31
	2007	1212	934	77	-6	0	284	23
	2008	1210	899	74	26	2	285	23
	2009	1493	1015	68	195	13	284	19

verticalement vers une nappe régionale plus profonde. En 2007 par exemple, le débit de l'Ara a été de $2{,}37.10^6$ m^3/an, ce qui, ramené à la surface du bassin versant, représente 198 mm de fuite en bas de colonne. Cela ne veut pas dire que la différence entre la fuite en bas de colonne et le débit de l'Ara, soit 398 mm pour ParFlow-CLM et 86 mm pour SiSPAT, alimente une nappe régionale. En effet, les zones avec une végétation arbustive ou arborée auront une reprise évaporatoire plus importante, et donc un drainage régional moins important.

8.1.4 Bilan d'énergie

Sur la figure 8.8, on voit que ParFlow-CLM permet d'obtenir un rayonnement net particulièrement conforme aux mesures, sauf la nuit où il est sous-estimé, particulièrement en début de saison des pluies. Ce résultat est assez satisfaisant et permet d'affirmer que les paramétrisations de ParFlow-CLM pour le calcul de l'albedo sont assez robustes. SiSPAT permet également de bien reproduire le rayonnement net. On note également des différences entre les 2 modèles, en particulier en saison sèche. Pendant cette période, SiSPAT produit un rayonnement net de 100 $W.m^{-2}$ plus faible que ParFlow-CLM en valeur maximale journalière.

Si on s'intéresse au flux de chaleur sensible mesuré à partir de la station d'eddy-covariance, on remarque des comportements différents en saison des pluies et en saison sèche. En période humide, le flux observé diminue pendant les premiers mois puis augmente progressivement. Les 2 modèles permettent d'obtenir cette dynamique, mais ParFlow-CLM présente des valeurs plus élevée que les mesures (d'environ 200 $W.m^{-2}$ sur le maximum journalier) alors que SiSPAT permet d'obtenir des valeurs proches de celles mesurées. En saison sèche, le flux de chaleur sensible diminue brutalement puis augmente, les maximums étant observés aux inter-saisons. Les modèles représentent cette dynamique. Par contre, les valeurs de SiSPAT sont sous-estimées (d'environ 100 $W.m^{-2}$ sur le maximum journalier) alors que celles de ParFlow-CLM sont proches des observations. Dans ParFlow-CLM, H est décomposé en 2 contributions (équation 4.29). On peut supposé que la partie sol nu (H_g) est bien paramétrée et que la partie dédiée à la végétation (H_v) l'est moins. En effet, dès l'apparition de la végétation ($LAI \neq 0$) le comportement des flux sensibles et latents simulés réagissent très brutalement. Cette dynamique est également en phase avec les évennements pluvieux. Ces comportements sont à rapprocher de ceux identifiés par

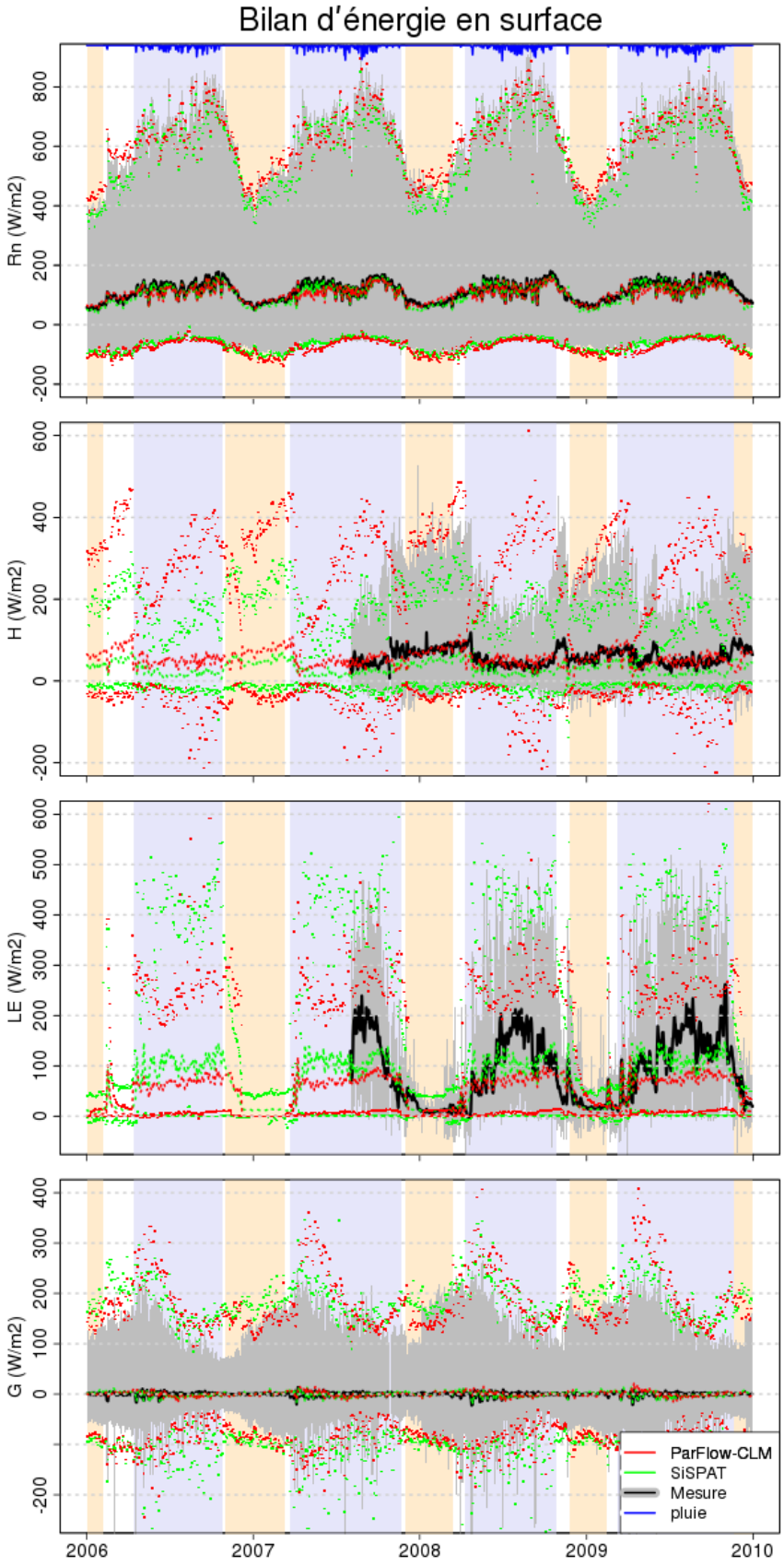


FIGURE 8.8 – Evolution temporelle de la moyenne et de l'amplitude journalière des 4 termes du bilan d'énergie (rayonnement net, flux de chaleur sensible, flux de chaleur latente, flux de chaleur dans le sol) pour ParFlow-CLM et SiSPAT

Lawrence *et al.* (2007). En particulier, la paramétrisation de l'interception est responsable d'une mauvaise partition entre évaporation de la végétation et évaporation du sol nu. Nous supposons que les corrections proposées par Lawrence *et al.* (2007) sont susceptibles de modifier de manière importante les flux sensibles et latents de nos simulations. Néanmoins, cette supposition reste à vérifier, et nous n'avons pas pu tester ces modifications dans le cadre de ce travail.

Pour le flux de chaleur latente, on note une dynamique intra-annuelle très marquée sur les mesures de la station d'eddy-covariance, avec un minimum lors de la saison sèche d'environ 10 $W.m^{-2}$, et un maximum en milieu de saison des pluies entre 200 et 250 $W.m^{-2}$ en moyenne journalière. Les 2 modèles reproduisent cette dynamique mais n'arrivent toutefois pas à représenter le pic de flux de chaleur latente lors de la saison des pluies. Ils présentent un palier pendant cette saison. ParFlow-CLM présente des valeurs trop faibles en saison des pluies avec un déficit d'environ 150 $W.m^{-2}$ en moyenne journalière par rapport aux mesures. Là encore, les modifications proposées par Lawrence *et al.* (2007) devraient modifier de manière importante les résultats.

Pour le flux de chaleur dans le sol, les 2 modèles permettent de bien représenter la dynamique intra-annuelle, telle que celle obtenue par une analyse harmonique des températures dans le sol (cf. section 3.2.4). Toutefois, les amplitudes journalières des modèles sont plus importantes que celles de l'analyse harmonique.

Une étude plus quantitative permet d'appuyer ces observations. En effet, au regard des corrélations entre le rayonnement net obtenu avec ParFlow-CLM et celui qui est mesuré (figure 8.9 b), on obtient une pente de la droite de régression linéaire très proche de 1 (0,96) avec une ordonnée à l'origine nulle et une dispersion très faible, ce qui montre l'aptitude du modèle ParFlow-CLM à reproduire le rayonnement net observé. Par contre, pour SiSPAT (figure 8.9 c), la pente de la droite de régression linéaire est plus faible (0,88) avec une dispersion plus grande. Pour le flux de chaleur sensible (figure 8.10), ParFlow-CLM surestime très peu les mesures (pente de 1,05) alors que SiSPAT les sous-estime plus fortement (pente de 0,61). On note également que pour ParFlow-CLM, la dispersion des points se fait suivant 2 axes : un axe principal d'une pente de 1,1 correspondant à une surestimation (plutôt en saison humide), et un axe secondaire d'une pente de 0,6 qui correspond à une sous-estimation (correspondant aux périodes de transition). Pour le flux de chaleur latente (figure 8.11), on obtient le contraire. ParFlow-CLM sous-estime les mesures (pente de 0,70) alors que SiSPAT les surestime un peu (pente de 1,14). Pour les 2 modèles, la dispersion avec les mesures est importante, ce qui montre la difficulté des modèles à reproduire LE avec une bonne dynamique. Pour le flux de chaleur dans le sol (figure 8.12), les deux modèles présentent une pente de régression linéaire de 0,93, indiquant une faible sous-estimation des mesures.

8.1.5 Température du sol

Rappelons que SiSPAT résout les équations qui régissent les transferts d'eau et d'énergie dans le sol de façon couplée, alors que ParFlow-CLM les résout indépendamment.

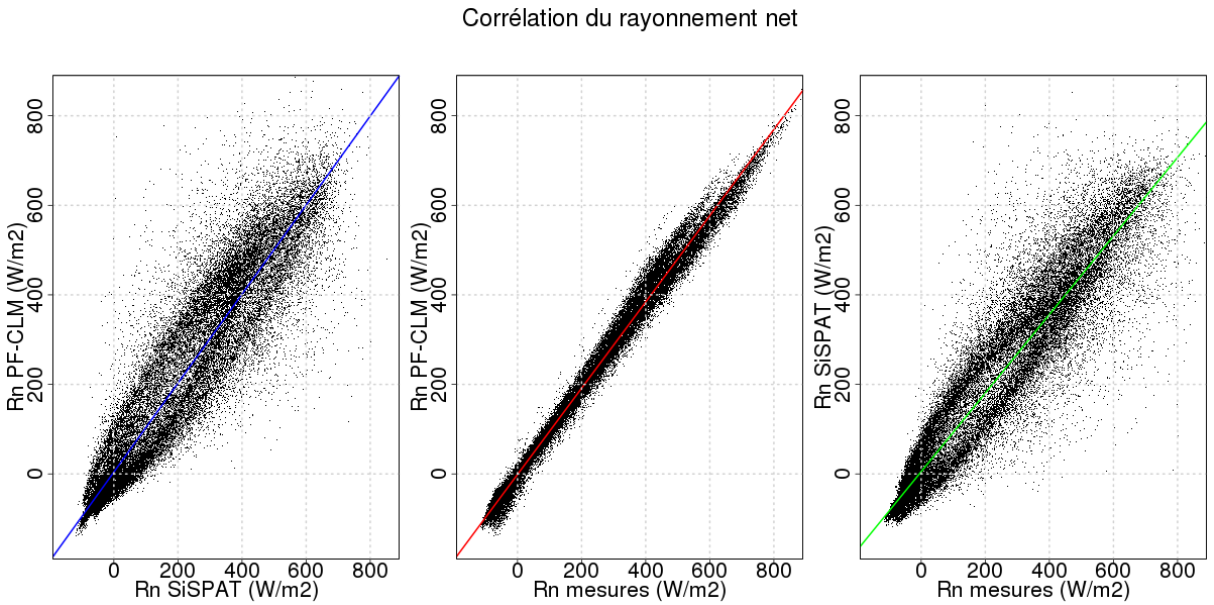


FIGURE 8.9 – Corrélations entre les mesures, les résultats de SiSPAT et ceux de ParFlow-CLM pour le rayonnement net

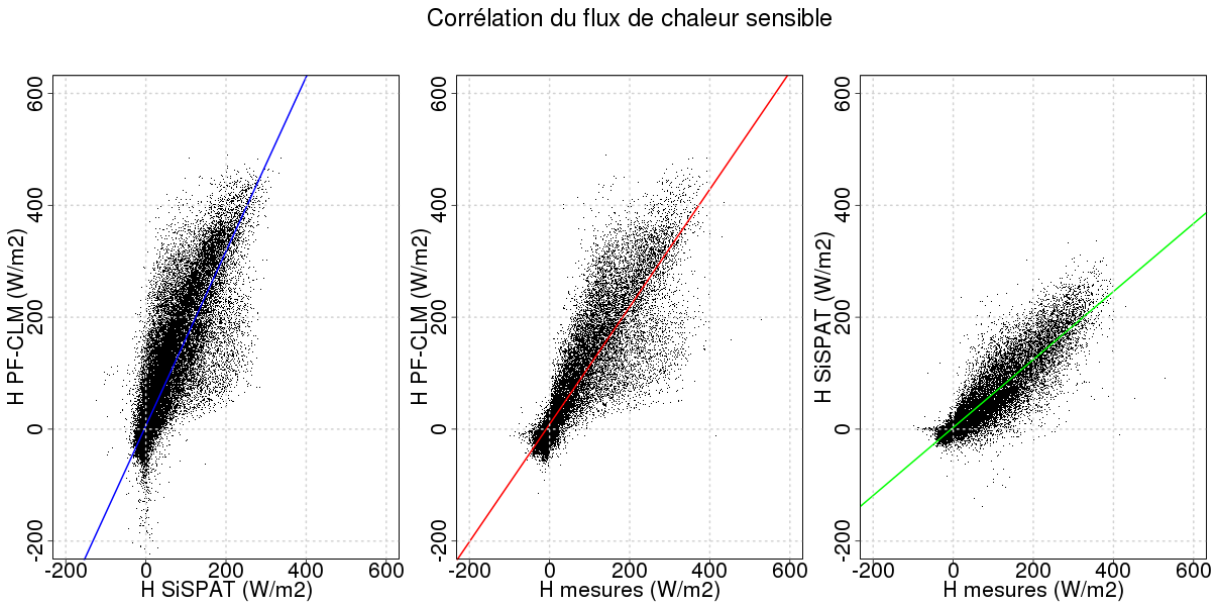


FIGURE 8.10 – Corrélations entre les mesures, les résultats de SiSPAT et ceux de ParFlow-CLM pour le flux de chaleur sensible

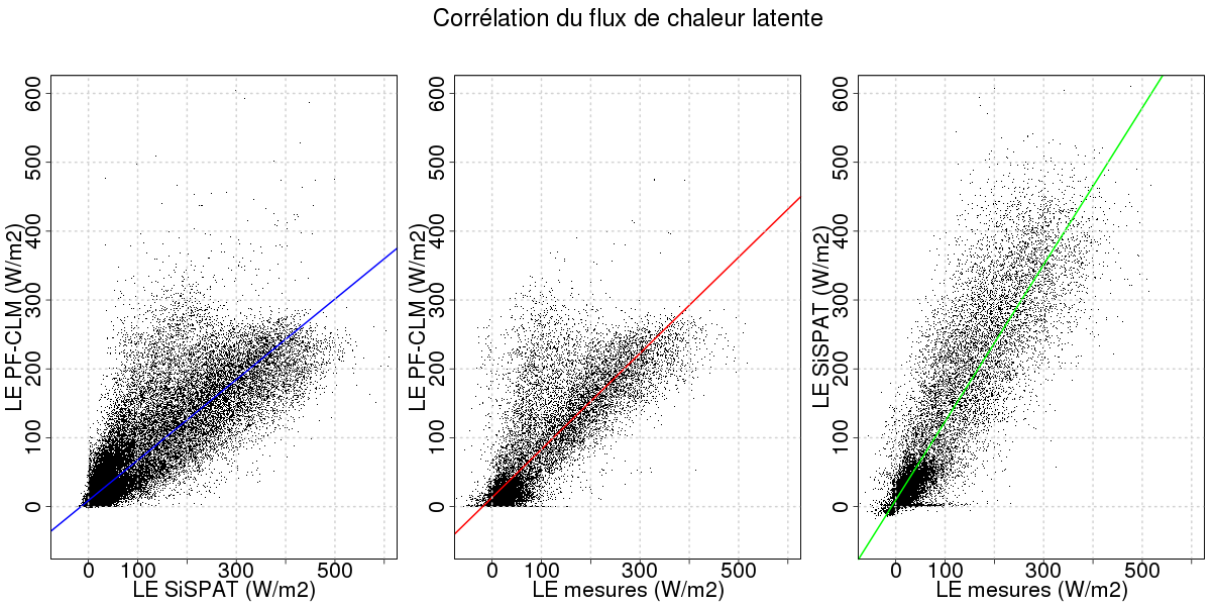


FIGURE 8.11 – Corrélations entre les mesures, les résultats de SiSPAT et ceux de ParFlow-CLM pour le flux de chaleur latente

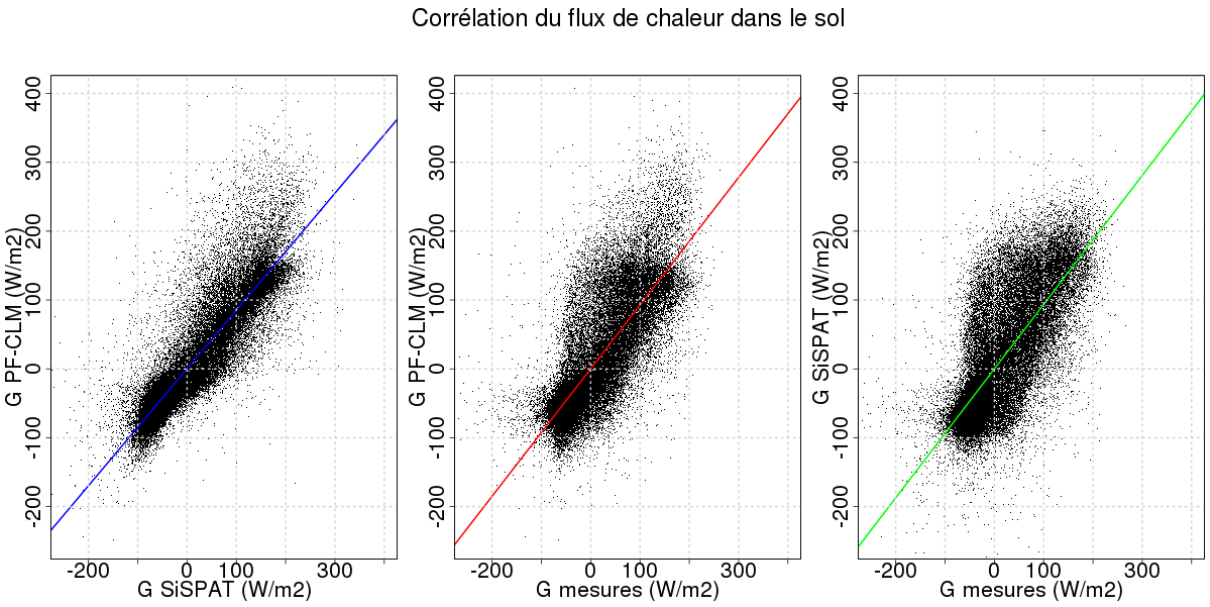


FIGURE 8.12 – Corrélations entre les mesures, les résultats de SiSPAT et ceux de ParFlow-CLM pour le flux de chaleur dans le sol

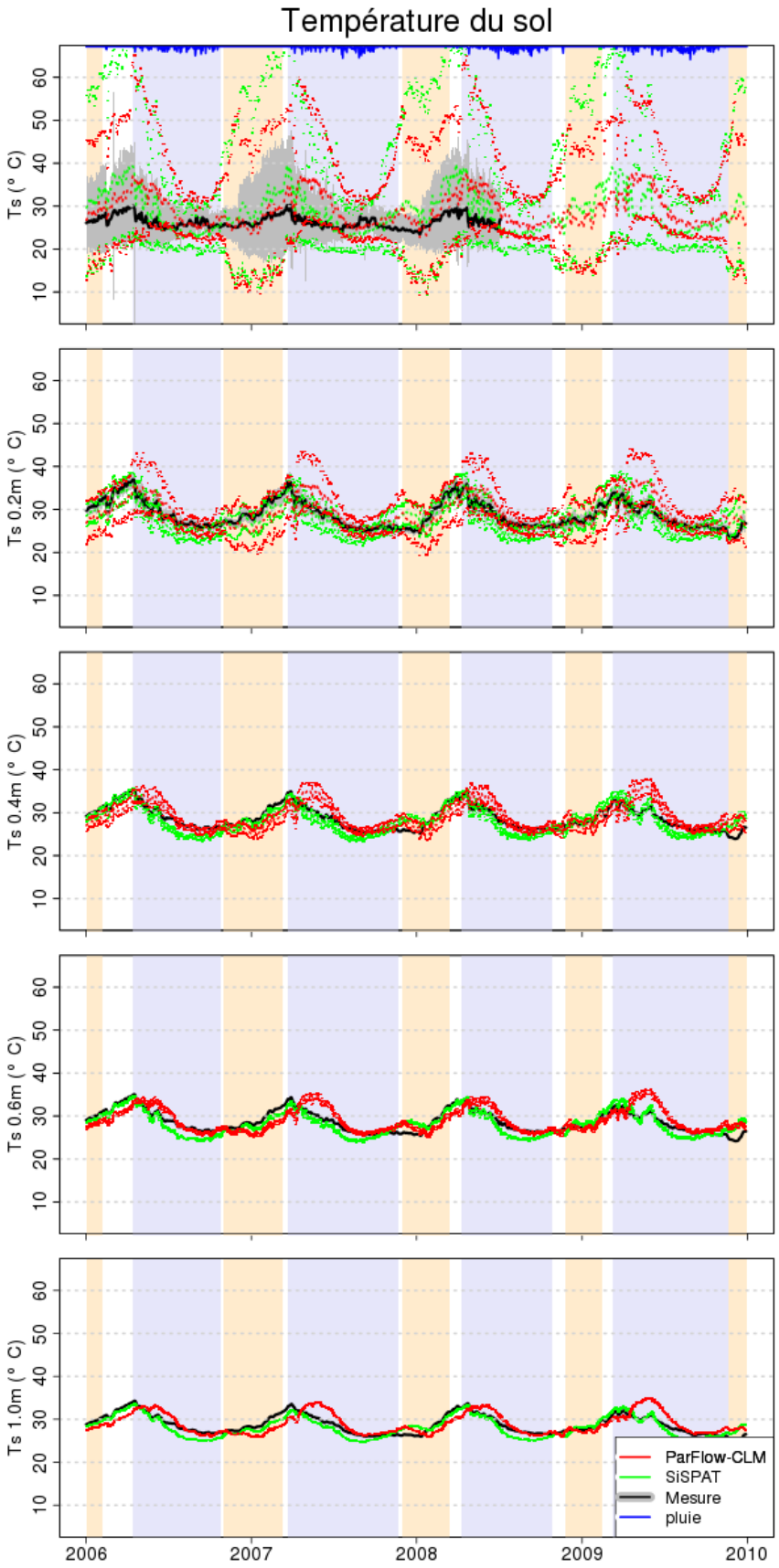


FIGURE 8.13 – Evolution temporelle de la moyenne et de l'amplitude journalière des températures du sol en surface et à 4 profondeurs (0,20 ; 0,4 ; 0,6 et 1 m) pour ParFlow-CLM et SiSPAT

Sur la figure 8.13, on voit que pour les 2 modèles l'amplitude journalière de la température en surface, à 20 et à 40 *cm* de profondeur est plus élevée que celle des mesures. Au delà de cette profondeur, l'amplitude journalière n'est plus significative, que ce soit pour les modèles ou pour les mesures. L'amplitude annuelle est bien reproduite par les 2 modèles. On note toutefois un déphasage pour ParFlow-CLM : le maximum de température dans le sol est atteint avec 1 à 2 mois de retard. Ce déphasage peut être lié à la teneur en eau du sol. ParFlow-CLM produisant des teneurs en eau plus importantes que celles observées ou simulées par SiSPAT (figure 8.6), le sol est thermiquement plus conducteur et plus capacitif. Cela influe sur le flux de chaleur dans le sol et peut entraîner un déphasage dans le réchauffement des couches profondes.

Cette comparaison a été menée surtout de façon qualitative. En effet, il n'a pas toujours été possible de donner des valeurs quantitatives pertinentes, pour plusieurs raisons. D'une part, une forte incertitude sur certaines mesures ne rend pas toujours possible une comparaison quantitative opportune. En particulier, l'étalonnage constructeur ne permet pas de comparer quantitativement les valeurs de teneur en eau dans le sol. D'autre part, le manque de données nous entrave. Par exemple, 27 % des données d'eddy-covariance sont manquantes, en particulier la nuit et lorsqu'il pleut, ce qui rend difficile l'estimation d'un cumul annuel d'évapotranspiration auquel comparer les résultats de simulation.

Cette comparaison sur 4 années du modèle ParFlow-CLM au modèle SiSPAT et aux observations locales a montré un bon comportement de celui-ci en 1D, ce qui conforte notre choix de l'utiliser ensuite en 2D ou en 3D. Néanmoins, l'évapotranspiration simulée par ParFlow-CLM semble sous-estimée, ce qui engendre une augmentation du stock d'eau dans le sol. Il est alors nécessaire de compenser cette augmentation par un flux en bas de la colonne de sol simulée pour vidanger le surplus d'eau stockée. Malgré les améliorations apportées au modèle ParFlow-CLM pour prendre en compte le cycle de LAI et de hauteur de végétation, la sous-estimation de l'évapotranspiration est sans doute due à la caractérisation de la végétation, en particulier à la résistance des feuilles. Des études complémentaires sur la caractérisation de la végétation pourraient être envisagées en perspective à ce travail.

8.2 Comportement pour différents types de végétation

8.2.1 Configurations pour une végétation arborée ou arbustive

Des simulations ont été réalisées pour des végétations arborée, arbustive et herbacée avec ParFlow-CLM. Les paramètres de sol et les conditions aux limites n'ont pas été modifiées. Les seuls paramètres qui ont été modifiés sont : le cycle de LAI et de SAI, le cycle de hauteur de la végétation, et le profil racinaire comme on peut le voir sur les figures 8.14, 8.15 et 8.16. Les arbres gardent une hauteur constante, mais ils perdent leurs feuilles en décembre et janvier, ce qui se traduit par une baisse du LAI. On remarque que le LAI de la végétation arborée ne dépasse pas 1,1 contrairement à celui de la végétation herbacée qui atteint des valeurs de 2,1 en saison des pluies. Les mesures par photographies hémisphériques ayant servi à l'élaboration de ces courbes ont été réalisées en 2006 (Blanchard *et al.* 2007), année où la nappe permanente a atteint un niveau plus bas que les autres années en raison d'un déficit de précipitations. Ceci pourrait induire une sous-estimation du LAI de la végétation arborée pour les autres années. Les arbustes ont un comportement analogue aux arbres, mais sont de taille plus petite. Ils sont recouverts par les herbes qui les entourent en période humide.

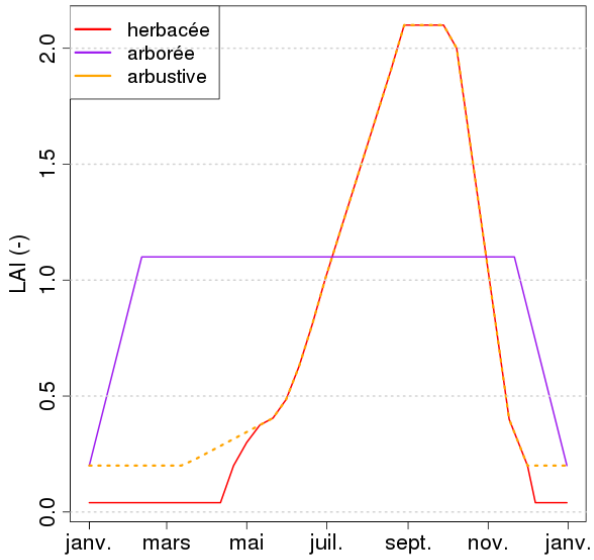


FIGURE 8.14 – Cycles de LAI (et SAI) utilisés pour la végétation arborée, arbustive et herbacée

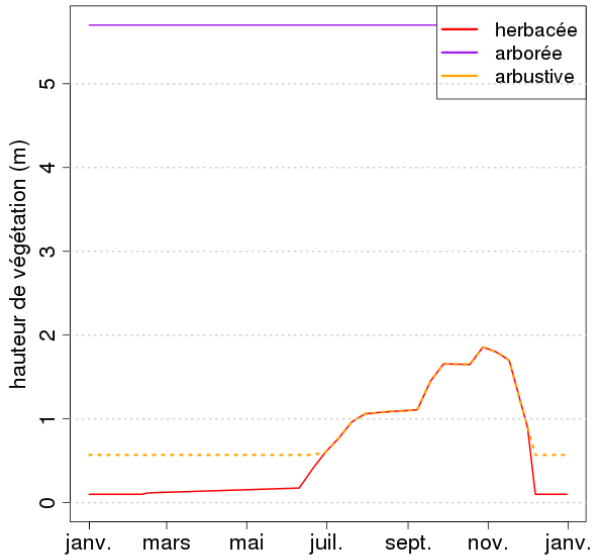


FIGURE 8.15 – Cycles de hauteur de végétation utilisés pour la végétation arborée, arbustive et herbacée

Ces simulations sont moins réalistes car la végétation arborée se situe plutôt en bas de versant où elle bénéficie d'apports latéraux qui ne sont pas pris en compte ici. Au contraire, la fuite au fond permet de représenter des pertes latérales. Néanmoins, cela permet de comparer les résultats obtenus pour une végétation herbacée et pour une végétation arborée ou arbustive.

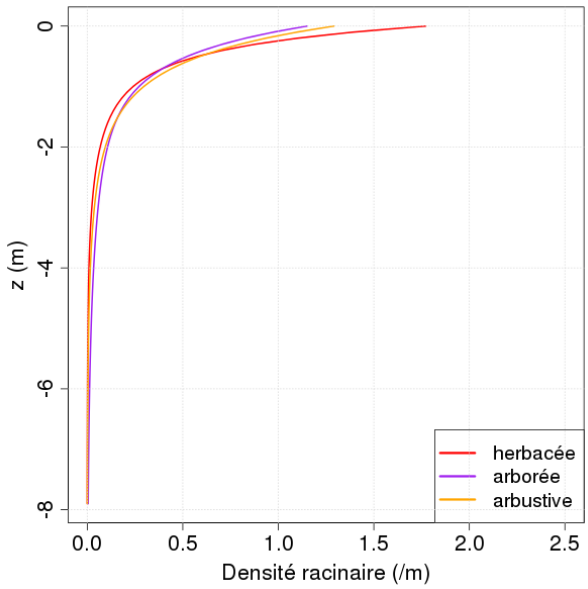


FIGURE 8.16 – Profils de densité racinaire utilisés pour la végétation arborée, arbustive et herbacée

8.2.2 Bilan d'eau et eau dans le sol

Au vu des courbes d'évolution temporelle de la saturation dans la colonne de sol, on ne note pas de différence majeure entre les 3 cas de végétation (figures 8.17 et 8.4). Néanmoins, on remarque que le niveau de la nappe pérenne diminue davantage. (Celui-ci passe en dessous de la colonne de sol, ce qui nous empêche de considérer précisément les teneurs en eau dans le troisième horizon comme expliqué à la section 7.2). On remarque que la végétation arbustive permet une vidange plus importante de la nappe pérenne. Ceci est assez surprenant mais peut s'expliquer par le fait que la hauteur de la végétation arborée est plus élevée que celle de la végétation arbustive (cf. section 7.3) alors que le LAI de la végétation arbustive est plus faible que celui de la végétation arborée en saison sèche, mais plus élevé en saison des pluies. On constate également que le premier horizon est plus difficile à humidifier : il n'y a pas d'humidification du premier horizon pendant les premiers épisodes pluvieux. Ceci est dû à l'interception des précipitations par le feuillage des plantes.

La vidange de la nappe pour des végétations arborée et arbustive étant plus importante que celle pour une végétation herbacée, il est intéressant d'analyser comment celle-ci peut se répercuter sur le flux de fuite en bas de la colonne de sol simulée. En effet, ce flux a été fixé pour obtenir une stabilité de la hauteur de la nappe sur plusieurs années, pour une végétation herbacée, en utilisant le forçage de 2007. Avec ce même flux, pour des végétations arborée ou arbustive, on note une baisse du niveau de la nappe au fil des années avec le forçage de 2007 (figure 8.19). Pour la végétation arbustive, la nappe descend de 475 mm/an, ce qui, en considérant la porosité du troisième horizon, revient à avoir un excès de flux en bas de la colonne de 158 mm/an empêchant d'obtenir un niveau de nappe constant d'une année sur l'autre. De même, pour la végétation arborée, c'est un excès de flux en bas de la colonne de 70 mm/an qui est constaté. Réduire le flux à la limite inférieure du domaine simulé, initialement fixé à 596 mm/an, des valeurs en excès constatées engendre toujours la nécessité de considérer un drainage régional

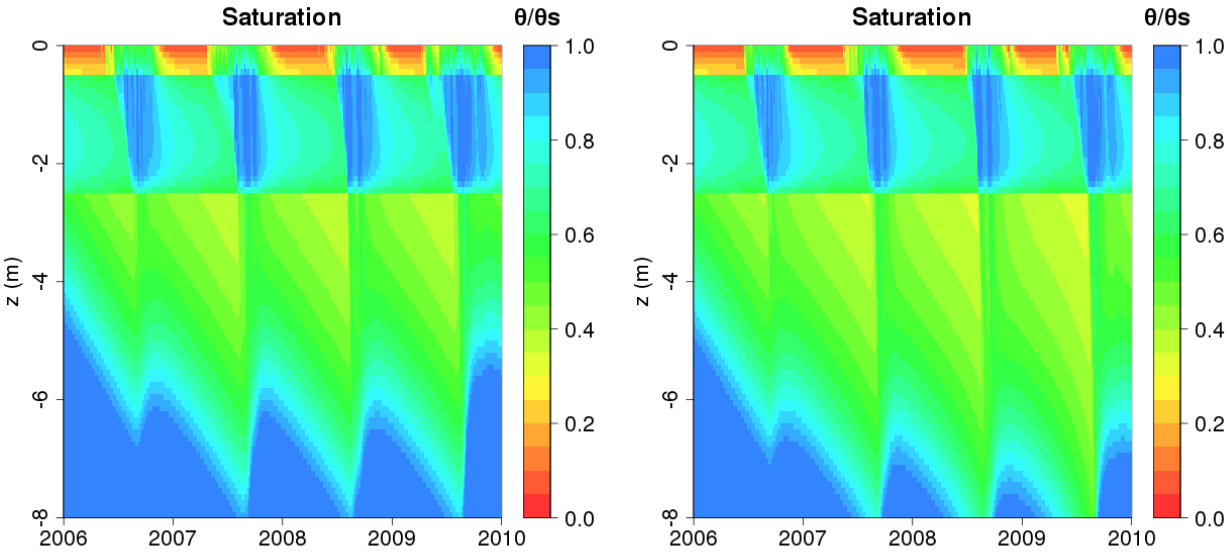


FIGURE 8.17 – Evolution temporelle du profil du degré de saturation pour une végétation arborée (à gauche) ou arbustive (à droite)

vers une nappe plus profonde. En effet, un flux de fuite de 438 mm/an (pour une végétation arbustive) ou 526 mm/an (pour une végétation arborée) demeure supérieur au débit de l'Ara rapporté à la surface du bassin versant (198 mm/an).

8.2.3 Bilan d'énergie et température du sol

Au niveau du bilan d'énergie (figure 8.20), on constate que les cycles de rayonnement net de la végétation herbacée et de la végétation arbustive sont très proches, par contre ils montrent des différences significatives avec la végétation arborée. On observe des maxima plus importants en fin de saison sèche pour la végétation arborée. Le cycle annuel semble dépendre de l'évolution du LAI, ce qui est cohérent puisque la végétation n'a pas le même albédo que le sol nu.

En saison sèche, le flux de chaleur sensible est plus fort pour la végétation arborée que pour la végétation herbacée, ce qui peut être expliqué par une rugosité plus importante. Cependant, le flux sensible est moins élevé pour la végétation arbustive. On s'attendrait plutôt à obtenir un flux plus faible pour les arbres.

Les flux de chaleur latente sont assez peu différents pour les 3 types de végétation.

Le cycle annuel de flux de chaleur dans le sol de la végétation arborée présente un déphasage par rapport à celui d'un pixel herbacé, le maximum d'amplitude journalière ayant lieu en fin de saison des pluies alors qu'il est au début de cette saison pour la végétation herbacée ou arbustive.

La végétation arborée présente des amplitudes annuelles de température plus faibles que les autres types de végétation comme on peut le voir sur la figure 8.21. Les amplitudes journalières en surface sont également plus faibles pour la végétation arborée, surtout en saison sèche, car les arbres ont un effet d'ombrage sur le sol.

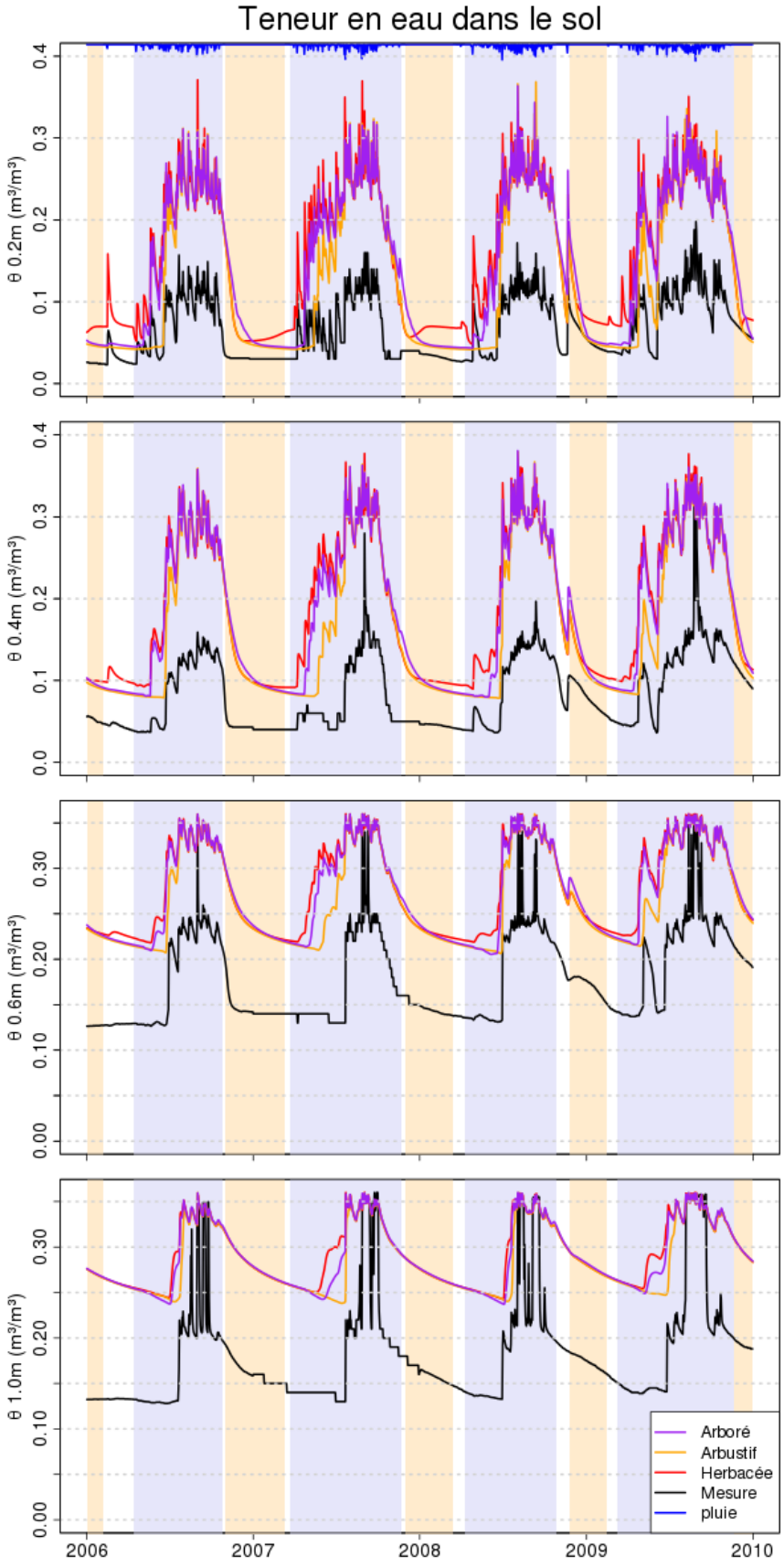


FIGURE 8.18 – Evolution temporelle des teneurs en eau du sol à 4 profondeurs (0,20 ; 0,4 ; 0,6 et 1 m) pour des végétations arborée, arbustive et herbacée

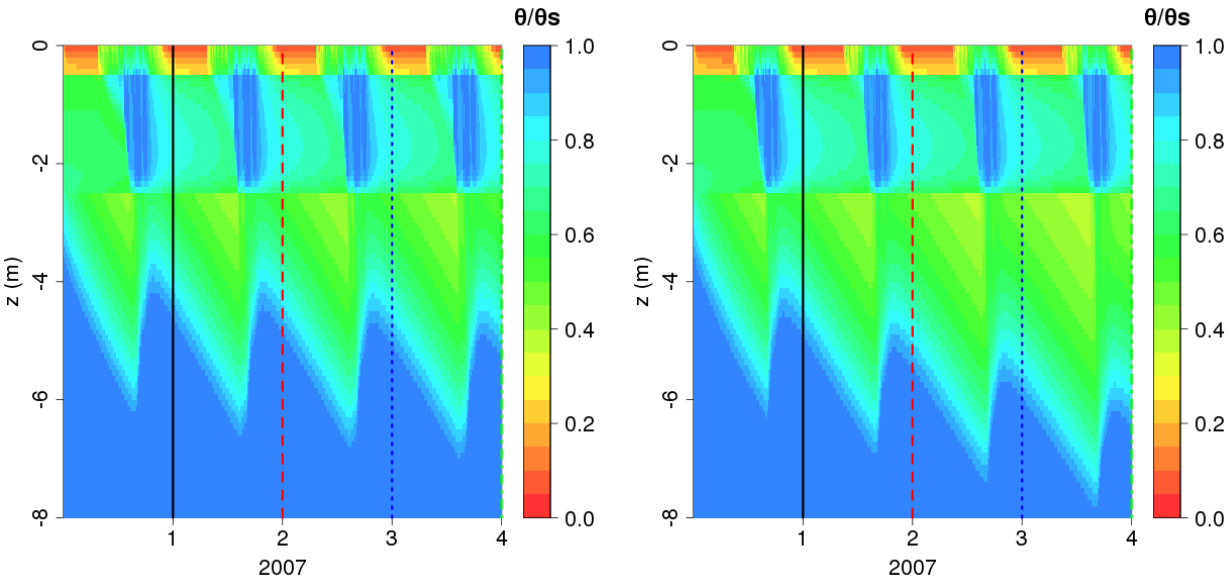


FIGURE 8.19 – Evolution du degré de saturation en eau dans le sol au cours de 4 années de simulation avec le forçage de 2007, pour une végétation arborée (à gauche) et pour une végétation arbustive (à droite)

On retiendra de cette comparaison menée avec le modèle ParFlow-CLM entre différents types de végétation que la différence d'évapotranspiration cumulée sur une année est très peu différente d'un couvert à l'autre. On observe une augmentation de seulement 5 % pour une végétation arborée par rapport à des herbacées. La végétation arborée ne permet donc pas de vidanger davantage le stock d'eau dans le sol de façon significative. Lors de simulations 2D ou 3D, ce type de végétation ne permettra donc pas de reprendre complètement, par évapotranspiration, les transferts latéraux d'eau dans dans le sol d'une parcelle à une autre ou d'un haut vers un bas de versant.

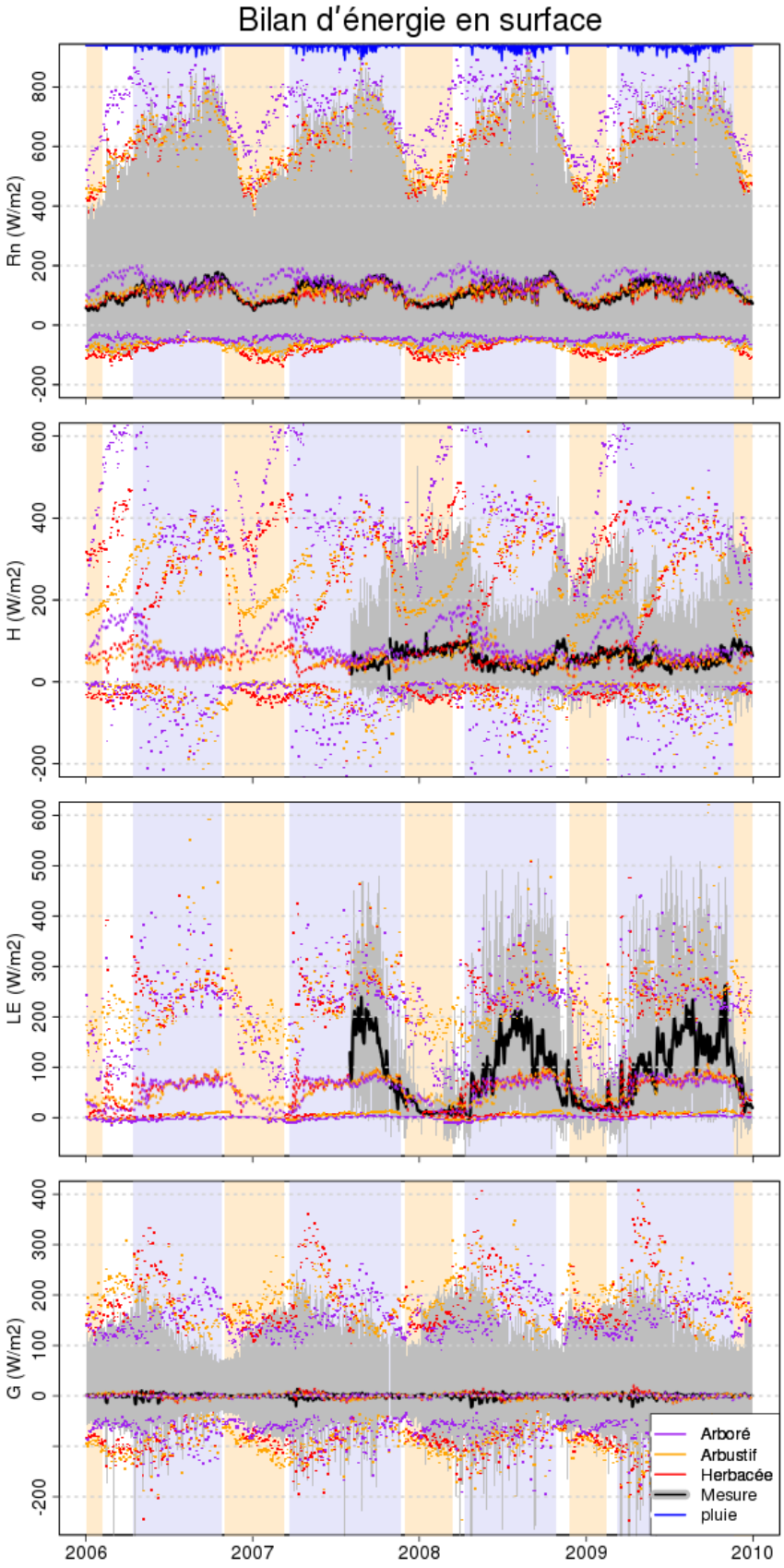


FIGURE 8.20 – Evolution temporelle de la moyenne et de l'amplitude journalière des 4 termes du bilan d'énergie (rayonnement net, flux de chaleur sensibles, flux de chaleur latente, flux de chaleur dans le sol) pour des végétations arborée, arbustive et herbacée

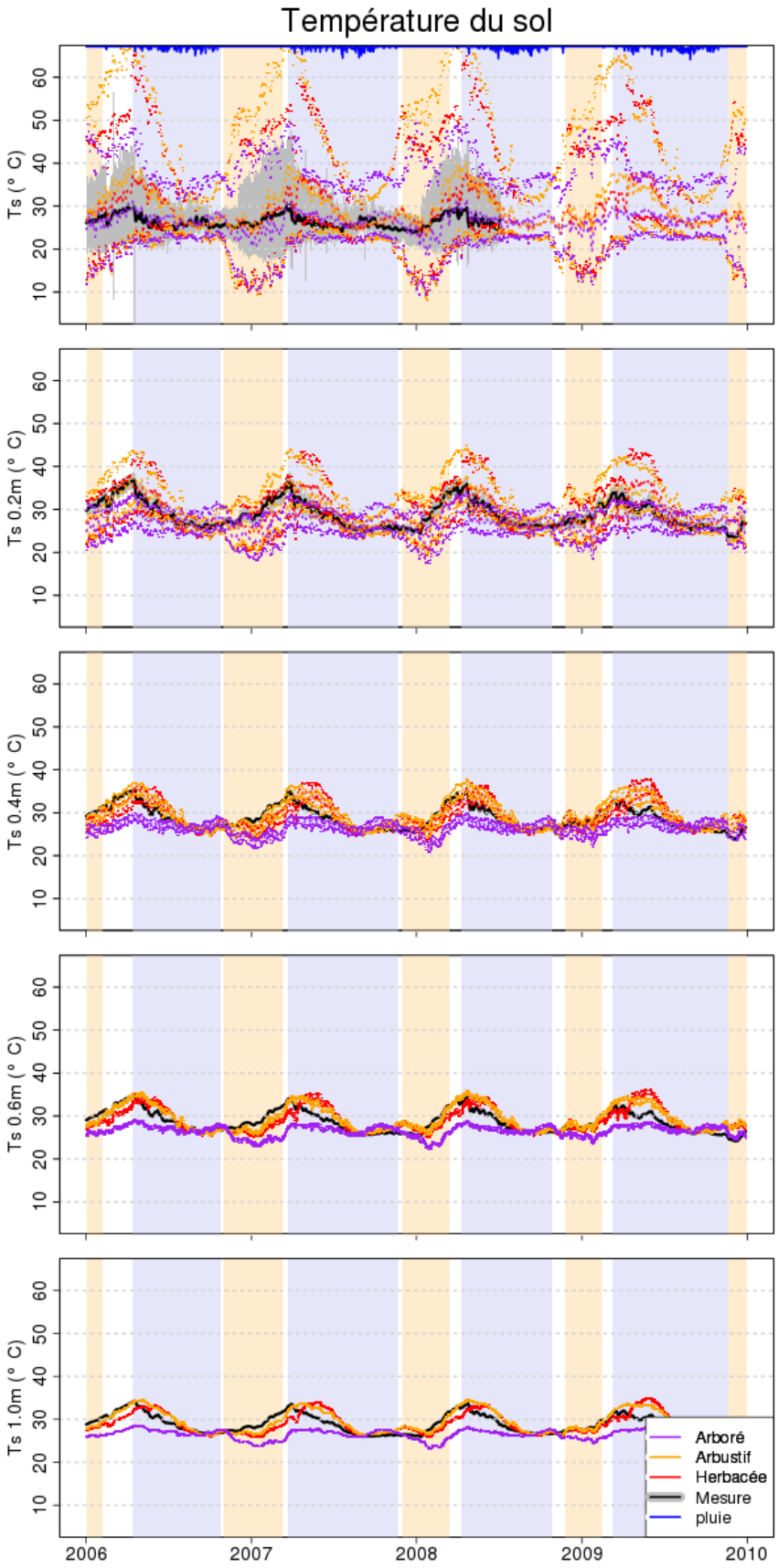


FIGURE 8.21 – Evolution temporelle de la moyenne et de l'amplitude journalière des températures du sol à différentes profondeurs pour des végétations arborée, arbustive et herbacée

9 Effets de l'hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques à l'échelle de la parcelle

Dans les chapitres précédents, on a utilisé des caractéristiques moyennes pour chaque horizon sans prendre en compte la variabilité des propriétés hydrodynamiques observées et décrites dans la partie III, notamment pour le deuxième horizon. Il s'agit dans ce chapitre d'évaluer la sensibilité du modèle ParFlow-CLM à cette variabilité à l'échelle de la parcelle en modélisant les transferts d'eau en 2D ou 3D dans une matrice hétérogène. Des résultats préliminaires de cette étude ont été présentés lors d'une conférence (Cohard *et al.* 2011). Cette étude permettra d'évaluer la pertinence des caractéristiques de sol moyennes pour la modélisation des échelles supérieures.

9.1 Méthode de spatialisation : les bandes tournantes

On s'intéresse plus particulièrement à deux paramètres : la conductivité hydraulique à saturation K_S, et le point d'inflexion de la courbe de rétention h_g. Ces expériences de modélisation s'inspirent de la démarche proposée par Atchley et Maxwell (2011) qui ont limité leur étude à une parcelle inclinée avec une distribution spatiale de K_S. Dans la partie III, on a vu qu'il n'a pas été possible d'établir de cartes de ces paramètres hydrodynamiques car aucune "cohérence" spatiale n'est apparue. Aussi une méthode statistique pour spatialiser les paramètres sélectionnés a été utilisée.

On a réalisé des simulations 3D stratifiées d'une parcelle de végétation herbacée de 100 m par 100 m. La résolution horizontale est de 5 m. En vertical, on a conservé la résolution de la configuration 1D, à savoir 0,1 m. Excepté le paramètre étudié (K_S ou h_g) qui varie spatialement, les paramètres hydrodynamiques sont les mêmes que ceux de la simulation de référence et sont conservés uniformes dans chaque horizon. Le paramètre étudié, K_S (respectivement h_g) est distribué dans le deuxième horizon seulement car c'est pour celui-ci qu'une grande variabilité a été observée lors de la campagne de terrain (cf. partie III). La méthode de répartition des

K_S (respectivement h_g) mise en œuvre est l'algorithme des bandes tournantes (Tompson *et al.* 1989, Ashby et Falgou 1996) aussi utilisé par Atchley et Maxwell (2011) et Vauclin et Chopart (1991). Cet algorithme consiste à spatialiser une grandeur suivant une loi normale en gardant une corrélation spatiale définie par des longueurs de corrélations dans les différentes directions de l'espace (λ_x $[m]$, λ_y $[m]$ et λ_z $[m]$). Dans le cas de K_S et h_g, on utilise une loi log-normale à la place de la loi normale de part le caractère exponentiel de ces 2 grandeurs. Ainsi, la densité de probabilité $p(K_S)$ d'avoir une certaine valeur K_S de conductivité hydraulique à saturation s'écrit :

$$p(K_S) = \exp\left[\frac{1}{\sigma_{Ks}\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(K_S)-\mu_{Ks}}{\sigma_{Ks}}\right)^2\right]\right] \tag{9.1}$$

où μ_{Ks} $[-]$ est la valeur moyenne de $\ln(K_S)$ et σ_{Ks} $[-]$ son écart-type. La moyenne de K_S (notée $\overline{K_S}$) est alors $\exp(\mu_{Ks})$. Pour h_g, on utilise également une loi log-normale, mais pour son opposé afin d'avoir des valeurs positives nécessaires :

$$p(h_g) = \exp\left[\frac{1}{\sigma_{hg}\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(-h_g)-\mu_{hg}}{\sigma_{hg}}\right)^2\right]\right] \tag{9.2}$$

où μ_{hg} $[-]$ est la valeur moyenne de $\ln(-h_g)$ et σ_{hg} $[-]$ son écart-type. La moyenne de h_g (notée $\overline{h_g}$) est alors $-\exp(\mu_{hg})$.

Dans le cadre de ce travail, on s'intéressera surtout à la répartition de l'eau dans le sol et à la distribution d'évapotranspiration induite. On comparera un cas de référence (cas stratifié avec des propriétés homogènes dans chaque horizon) avec les cas pour lesquels la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation ou du point d'inflexion de la courbe de rétention est prise en compte.

9.2 Prise en compte de la variabilité de conductivité hydraulique à saturation

9.2.1 Configuration

La conductivité hydraulique à saturation (K_S) est un paramètre (i) "influent" des modèles (cf. analyse de sensibilité) et (ii) et qui présente une forte variabilité : entre 5.10^{-7} et 5.10^{-5} $m.s^{-1}$ (cf. partie III). Il semble donc pertinent d'étudier les effets de sa variabilité sur la redistribution spatiale de l'évapotranspiration.

Les paramètres choisis pour l'algorithme des bandes tournantes sont répertoriés dans le tableau 9.1.

La figure 9.1 représente les courbes $K(\theta)$ pour les 3 horizons. L'algorithme des bandes tournantes a bien reproduit la variabilité observée de K_S. D'autre part, seul le paramètre K_S est modifié. Toutes les courbes de l'horizon 2 sont donc parallèles, ce qui n'est pas toujours le cas pour les observations. La figure 9.2 donne un aperçu de la répartition spatiale de K_S pour une

TABLEAU 9.1 – Paramètres pour l'algorithme des bandes tournantes pour K_S

$\overline{K_S}$ $[m.s^{-1}]$	μ_{Ks} $[-]$	σ_{Ks} $[-]$	λ_x $[m]$	λ_y $[m]$	λ_z $[m]$
10^{-6}	-6	1	50	50	1

coupe verticale du domaine simulé. Pour cette coupe, on peut noter un noyau moins conducteur au centre de l'horizon H2.

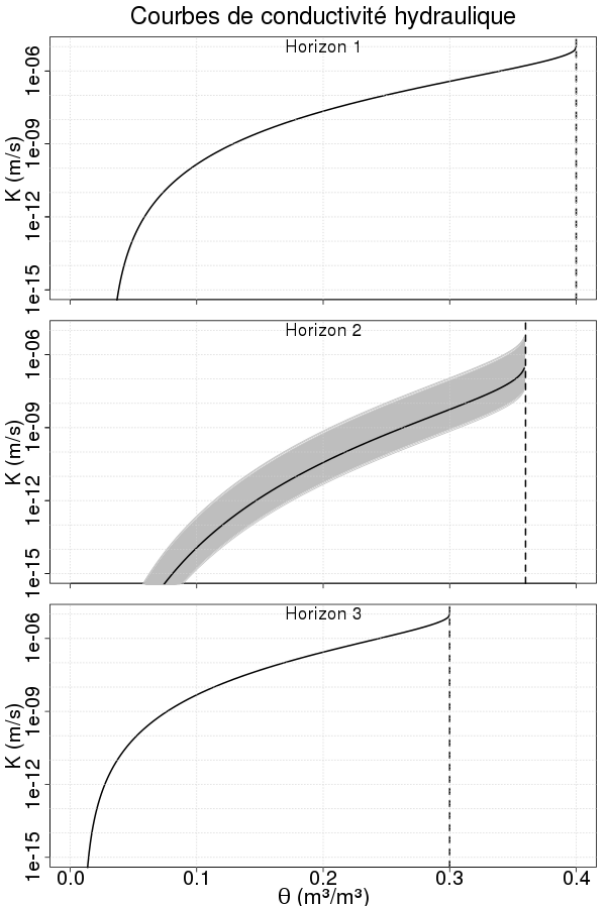


FIGURE 9.1 – Courbes de conductivité hydraulique (en noir : la courbe moyenne par horizon, en gris : les courbes pour chaque maille)

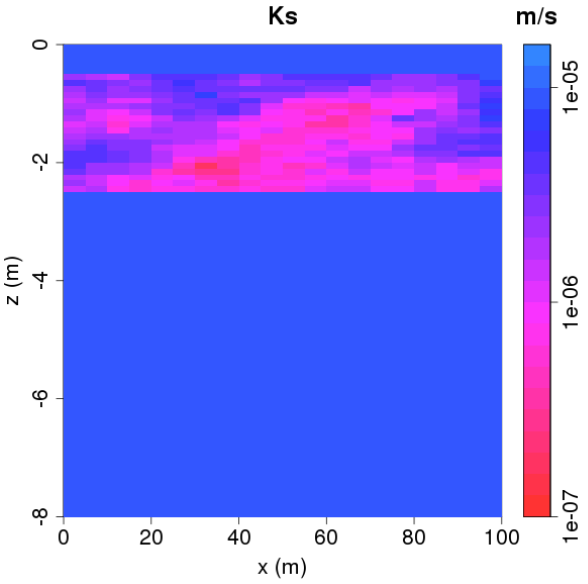


FIGURE 9.2 – Coupe verticale de la conductivité hydraulique à saturation (K_S)

9.2.2 Résultats

Au regard de la courbe de l'évolution temporelle de la saturation moyennée latéralement pour chaque profondeur (figure 9.3), on note des différences par rapport au cas de référence stratifié homogène (figure 9.4). Notamment, la nappe perchée est moins développée. Ceci est dû au fait que des chemins préférentiels se forment aux endroits où les valeurs de conductivité hydraulique à saturation sont plus élevées. Le battement de nappe a ainsi plus d'amplitude que pour le cas stratifié.

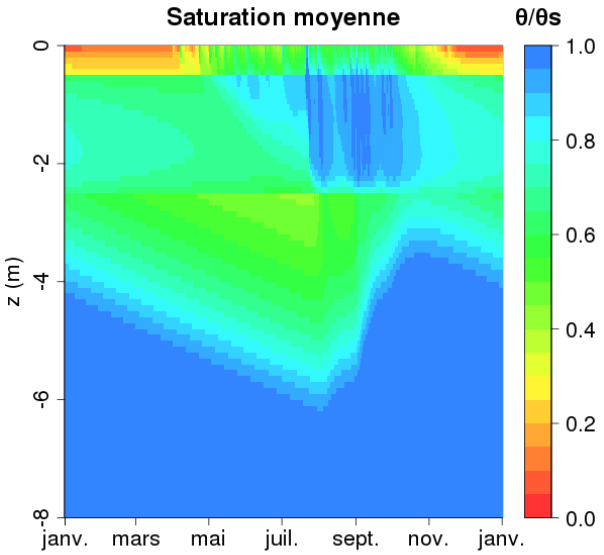


FIGURE 9.3 – Evolution temporelle du degré de saturation moyenné latéralement, pour le cas avec bandes tournantes sur K_S

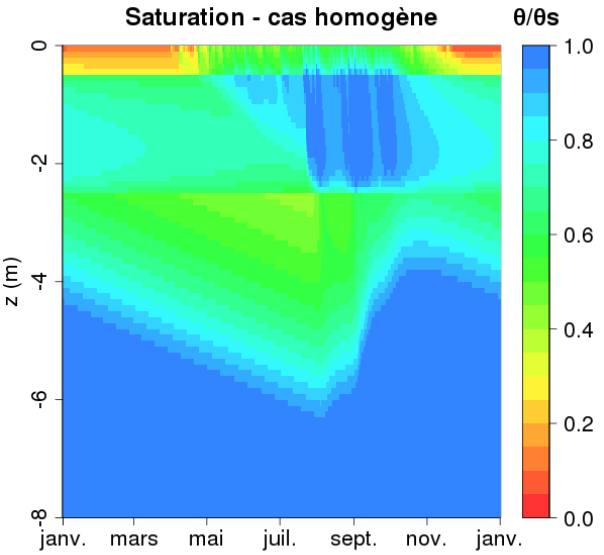


FIGURE 9.4 – Evolution temporelle du degré de saturation, pour le cas stratifié de référence (sans bandes tournantes)

On peut alors se demander si l'hétérogénéité de K_S influe sur les bilans globaux : y a-t-il autant d'eau stockée dans le sol et autant d'eau évapotranspirée au cours de l'année que dans le cas de référence ?

La courbe de l'évolution temporelle des stocks d'eau (figure 9.6) montre une assez faible variabilité entre les différents pixels (courbes grises) : il y a moins de 10 *mm* d'écart au cours de l'année. L'eau se distribue donc différemment entre les horizons H2 et H3 pour les 2 configurations, mais a peu d'incidence sur le stock global.

On trouve un déficit de 10 *mm* sur le cumul d'évapotranspiration par rapport au cas homogène, comme on peut le voir sur la courbe de la figure 9.5. L'horizon H2 est donc plus conducteur hydrauliquement dans le cas hétérogène mais il garde suffisamment d'humidité pour assurer le régime d'évapotranspiration. La figure 9.5 met également en évidence une variabilité spatiale de l'ETR avec des écarts allant jusqu'à 40 *mm* entre les pixels. Etant donné qu'on n'observe pas de variabilité latérale sur le stock d'eau dans le sol (cf. figure 9.6), ceci suggère une variabilité verticale de l'eau dans le sol impliquant des différences entre les pixels dans la facilité à mobiliser l'eau par les plantes.

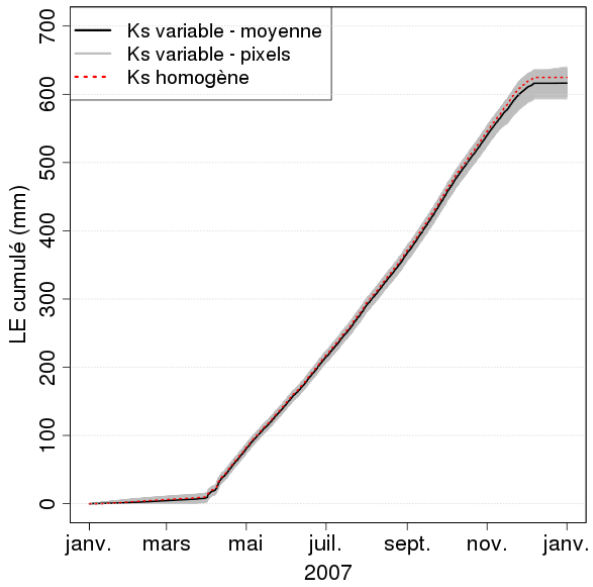


FIGURE 9.5 – Evolution temporelle du cumul d'évapotranspiration. En rouge, le cumul d'ETR pour le cas stratifié de référence. En gris, les cumuls d'ETR pour chaque pixel pour le cas avec bandes tournantes sur K_S. En noir, la moyenne sur l'ensemble des pixels du cumul d'ETR pour le cas avec bandes tournantes sur K_S

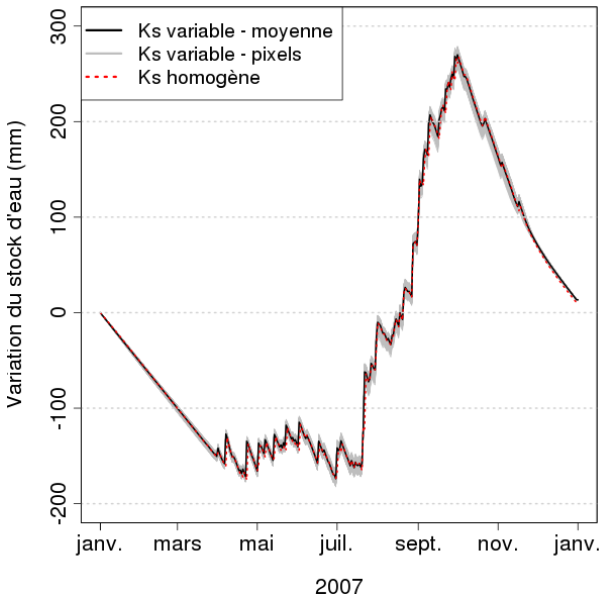


FIGURE 9.6 – Evolution temporelle du stock d'eau. En rouge, le stock d'eau dans le sol pour le cas stratifié de référence. En gris, les stocks d'eau pour chaque pixel pour le cas avec bandes tournantes sur K_S. En noir, la moyenne sur l'ensemble des pixels du stock d'eau pour le cas avec bandes tournantes sur K_S

9.3 Prise en compte de la variabilité du point d'inflexion des courbes de rétention

9.3.1 Configuration

La courbes de rétention obtenues par porométrie au mercure présentant une forte variabilité (cf. partie III) dans l'horizon 2, il semble donc pertinent d'étudier les effets d'une telle variabilité sur la redistribution spatiale de l'évapotranspiration.

Faire varier les valeurs du point d'inflexion (h_g) de l'expression de van Genuchten (cf. équation 7.1) permet d'obtenir la variabilité des courbes de rétention. Les paramètres choisis pour l'algorithme des bandes tournantes, utilisé pour distribuer spatialement h_g, sont répertoriés dans le tableau 9.2.

TABLEAU 9.2 – Paramètres pour l'algorithme des bandes tournantes pour h_g

$\overline{h_g}$ $[m.s^{-1}]$	μ_{hg} $[-]$	σ_{hg} $[-]$	λ_x $[m]$	λ_y $[m]$	λ_z $[m]$
0,3	-1,2	1	50	50	1

Ce jeu de paramètres a conduit pour l'horizon 2 au nuage de courbes de rétention de la figure 9.7. Une coupe verticale de h_g (figure 9.8) donne un aperçu de la répartition spatiale de ces courbes.

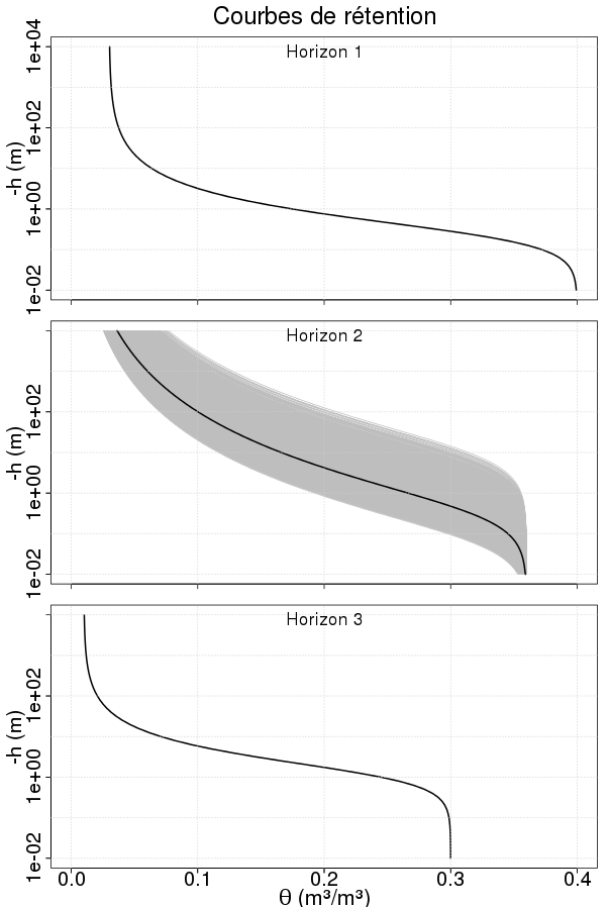


FIGURE 9.7 – Courbes de rétention (en noir : la courbe moyenne par horizon, en gris : les courbes pour chaque maille)

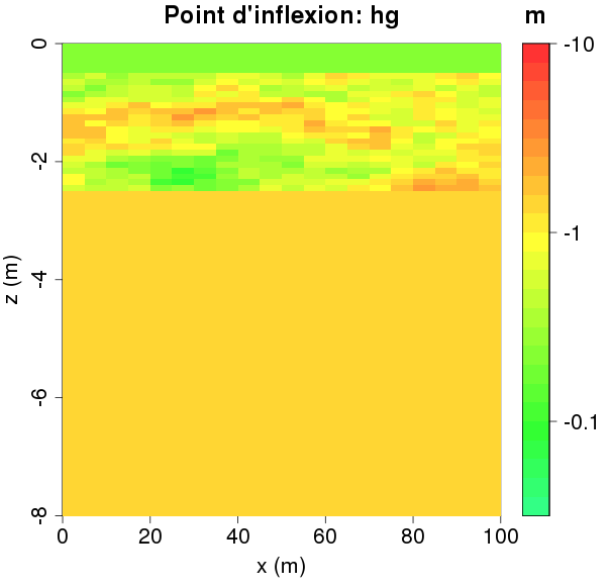


FIGURE 9.8 – Coupe verticale de la valeur du point d'inflexion des courbes de rétention (h_g)

9.3.2 Résultats

Comme pour la variabilité de K_S, on trouve des différences entre les courbes de l'évolution temporelle de la saturation moyennée latéralement pour chaque profondeur dans le cas de l'étude de la variabilité de h_g (figure 9.9) et le cas de référence stratifié homogène (figure 9.10). La nappe perchée se distingue du cas de référence en étant présente plus continûment pendant la saison des pluies, et plus tard en saison, particulièrement en bas de l'horizon 2. Comme pour l'étude de la variabilité de K_S, on retrouve un battement de nappe avec plus d'amplitude dans le cas avec une variabilité de h_g que dans le cas stratifié de référence.

Néanmoins, ces différences visibles sur l'évolution temporelle de la saturation n'engendrent aucune différence sur l'évapotranspiration cumulée comme le montre la figure 9.11. Il n'y a pas non plus de différence sur le stock d'eau en moyenne annuelle (figure 9.12). Par contre, on peut remarquer une variabilité d'une centaine de mm entre les différents pixels à certains moments de

l'année. Cela indique qu'il y a une redistribution latérale de l'eau dans le sol à certaines périodes, sans que cela ait une influence sur l'évapotranspiration.

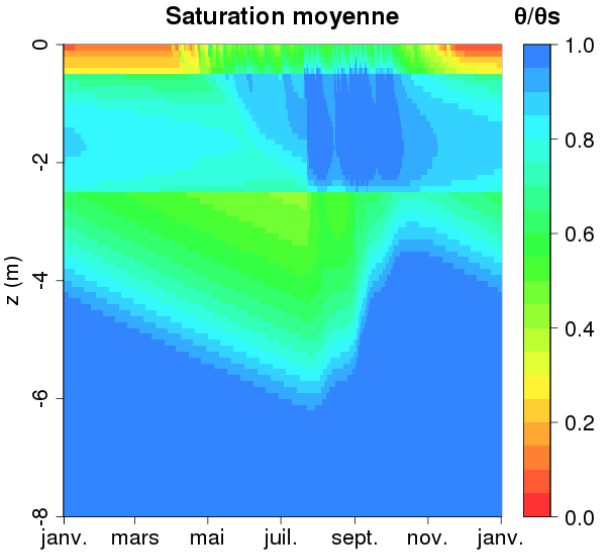


FIGURE 9.9 – Evolution temporelle de la saturation moyennée latéralement, pour le cas avec bandes tournantes sur h_g

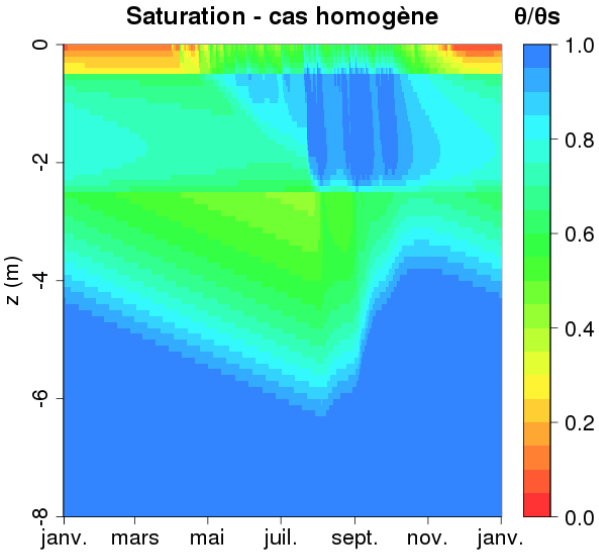


FIGURE 9.10 – Evolution temporelle de la saturation, pour le cas stratifié de référence (sans bandes tournantes)

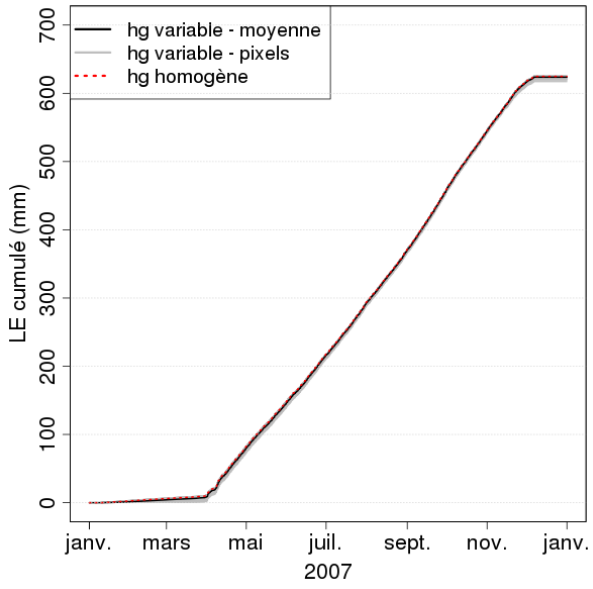


FIGURE 9.11 – Evolution temporelle du cumul d'évapotranspiration. En rouge, le cumul d'ETR pour le cas stratifié de référence. En gris, les cumuls d'ETR pour chaque pixel pour le cas avec bandes tournantes sur h_g. En noir, la moyenne sur l'ensemble des pixels du cumul d'ETR pour le cas avec bandes tournantes sur h_g

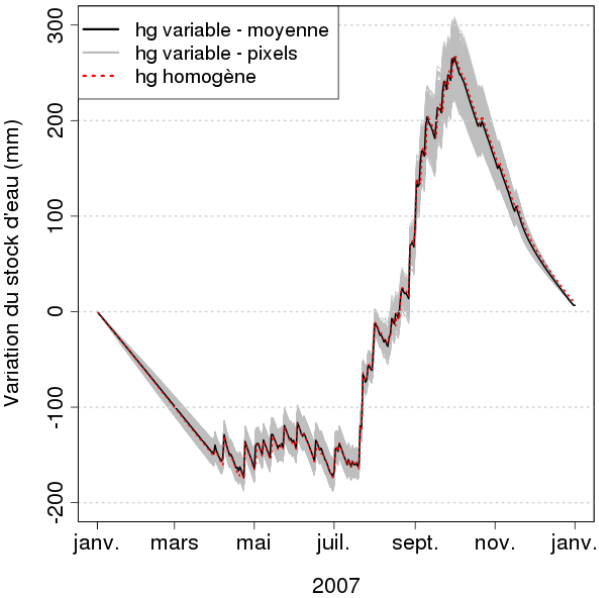


FIGURE 9.12 – Evolution temporelle du stock d'eau. En rouge, le stock d'eau dans le sol pour le cas stratifié de référence. En gris, les stocks d'eau pour chaque pixel pour le cas avec bandes tournantes sur h_g. En noir, la moyenne sur l'ensemble des pixels du stock d'eau pour le cas avec bandes tournantes sur h_g

Pour la modélisation 3D, on ne prendra pas en compte la variabilité des paramètres, même si, comme on vient de le voir, elle peut avoir un effet sur la redistribution latérale de l'eau dans le sol, et aussi sur le cumul d'évapotranspiration. Les différences constatées ne représentent pas plus de 3 % du bilan d'eau annuel.

Conclusion de la partie IV

L'objectif de cette partie était d'évaluer la pertinence des simulations réalisées avec le modèle ParFlow-CLM et de présenter la configuration du modèle utilisée.

Dans un premier temps, la comparaison sur 4 années du modèle ParFlow-CLM aux observations locales a montré un bon comportement de celui-ci. Néanmoins, l'évapotranspiration simulée semble sous-estimée, ce qui engendre une augmentation du stock dans le sol qu'il est nécessaire de compenser via un flux en bas de la colonne de sol simulée. Il sera important de garder à l'esprit ce défaut du modèle lors de modélisations spatialisées. Pour des couverts arbustifs ou arborés, alors qu'on s'attend à avoir une évapotranspiration plus élevée que pour une végétation herbacée étant donné que ces types de couvert restent actifs en saison sèche, on observe une augmentation du cumul annuel d'ETR qui ne dépasse pas 5 %. Malgré ces faibles différences sur l'ETR, on étudiera par la suite l'influence des différents couverts sur la redistribution latérale de l'eau dans le sol.

Dans un second temps, une étude des effets de l'hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques à l'échelle de la parcelle a été menée. Celle-ci a révélé, pour une hétérogénéité de conductivité à saturation, un faible impact sur la distribution spatiale d'évapotranspiration (variations de 7 % en cumul annuel) expliqué par une redistribution verticale de l'eau dans le sol, mais aucun impact sur la redistribution latérale. Une hétérogénéité sur les courbes de rétention a un effet contraire. En effet, dans ce cas, aucun impact sur la distribution spatiale d'évapotranspiration n'est visible, mais un impact significatif sur la redistribution latérale intra-annuelle de l'eau dans le sol est mis en évidence. Pour la suite de notre étude, nous conserverons des valeurs moyennes par horizons des propriétés hydrodynamiques des sols lors de modélisations spatialisées. Nous chercherons à expliquer la distribution spatiale d'évapotranspiration par d'autres hétérogénéités à savoir la géométrie du sous-sol, et la répartition de la végétation.

Cinquième partie

Modélisation des interactions spatialisées

10 Prise en compte de la géométrie du socle, en 2D

Cette partie s'intéresse à la prise en compte des transferts d'eau latéraux, et plus particulièrement dans la direction orthogonale à la pente, alors que la partie précédente s'est intéressée aux transferts verticaux qui sont prépondérants mais qui ne peuvent pas expliquer la présence des zones d'évapotranspiration privilégiées. Par contre, on a vu dans la partie précédente que la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques permet d'expliquer des transferts latéraux d'eau dans le sol ou une distribution spatiale d'évapotranspiration, que l'on ne prendra pas en compte dans cette partie. Dans un premier chapitre, on s'intéressera au rôle de la géométrie de subsurface et à son influence sur la distribution d'évapotranspiration en surface, puis, dans un second chapitre on étudiera la contribution de la répartition de la végétation sur cette distribution.

Dans ce premier chapitre, on s'intéresse d'abord à la morphologie du bassin versant, organisé en différentes bandes de socle. Des résultats préliminaires de cette étude ont fait l'objet d'une présentation lors d'une conférence (Robert *et al.* 2011). Puis, on étudie l'intérêt de prendre en compte les différentes propriétés de ces bandes, en terme de porosité et d'anisotropie.

10.1 Morphologie du bassin versant de l'Ara

10.1.1 Connaissances de la géologie

On a vu dans la partie I que le bassin versant de l'Ara a un socle rocheux fracturé composé de différentes roches métamorphiques, représentatif de cette région. Dans la partie Est du bassin versant, le socle est organisé en structures Nord-Sud (cf. figure 1.5). Ces formations montrent une alternance de gneiss, de mica-schiste, de quartzite et d'amphibolite. Chaque formation présente un pendage de 20° vers l'Est comme on peut le voir sur la photo 10.1 et sur la coupe du profil électrique de la figure 10.2. (Attention à la dilatation de l'échelle verticale par rapport à l'échelle horizontale.) La localisation de ce profil apparaît sur le figure 10.3, il recoupe perpendiculairement les structures géologiques majeures du Sud-Est du bassin versant.

FIGURE 10.1 – Photo mettant en évidence le pendage de 20° vers l'Est des structures géologiques. Photo : Marc Descloitres

Sur le profil électrique (figure 10.2), les parties rouges de conductivité supérieure à 2000 $\Omega.m$ sont des zones résistives et peuvent être interprétées comme appartenant au socle. Les zones bleues de conductivité inférieure à 50 $\Omega.m$, conductrices, sont a priori composées de matériaux plus argileux et/ou gorgés d'eau. Quant aux zones intermédiaires (principalement jaunes), on les interprète comme étant composées de différents matériaux issus de l'altération du socle. D'après les observations piézométriques, ces zones altérées sont en charge toute l'année et les fuites à travers le socle sont toujours sujettes à caution. Comme dans les parties précédentes, les configurations simulées dans ce chapitre ont toutes un flux de fuite en bas du domaine représentant à la fois un drainage par le fond et surtout un drainage perpendiculaire à la coupe.

On s'intéressera plus particulièrement à la zone entourée en gris sur la figure 10.2. Cette zone correspond d'une part à la partie instrumentée du bassin. D'autre part, les structures y sont clairement définies. Nous nous appuyons sur cette zone pour construire un modèle simplifié périodique avec des alternances de lentilles argileuses et zones de socle altéré.

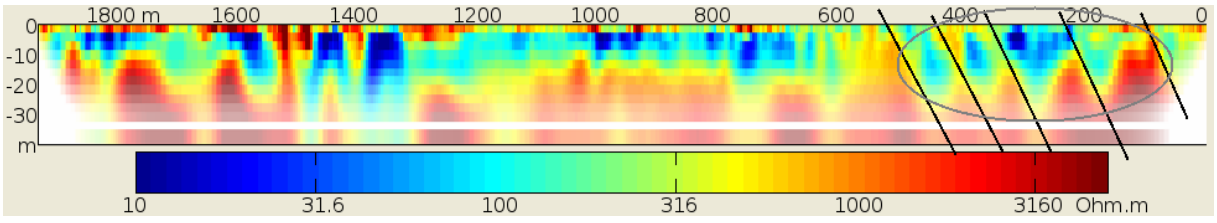


FIGURE 10.2 – Résultat de l'inversion du grand profil électrique 2D traversant la majorité des structures du Sud-Est du bassin versant d'Ara en faisant apparaître le pendage (lignes noires) et la zone d'intérêt (cercle gris) (L'Est se trouve à droite de l'image). D'après Soubeyran *et al.* (2011)

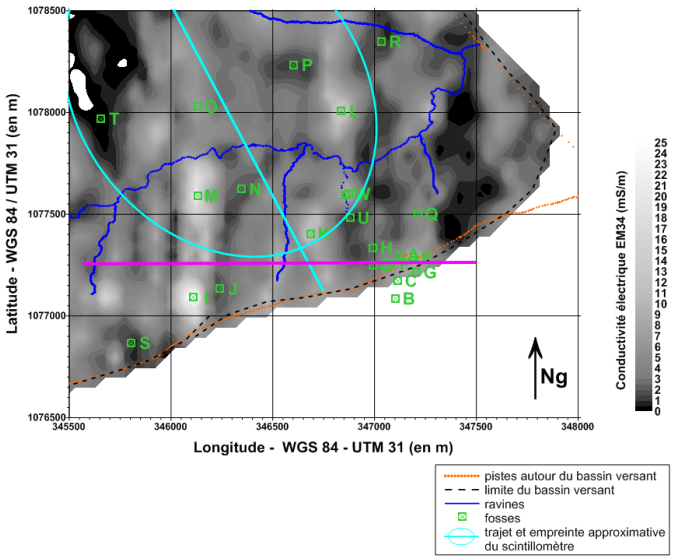


FIGURE 10.3 – Position du profil électrique (trait violet) sur la carte EM34 de la partie Sud-Est du bassin versant de l'Ara. Les positions du scintillomètre et des fosses y sont également représentées

10.1.2 Configurations des modèles pour étudier l'influence de la géologie

L'étude suivante a pour but de comparer un cas stratifié (figure 10.4) avec un cas simple en dents de scie qui prend en compte la géométrie du socle (figure 10.5). Il s'agit d'une étude en 2D Est-Ouest, c'est à dire perpendiculaire aux formations observées, et perpendiculaire au versant.

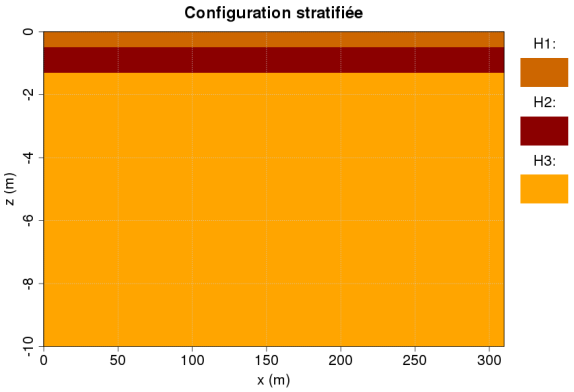


FIGURE 10.4 – Configuration stratifiée comprenant 3 horizons (H1, H2, H3)

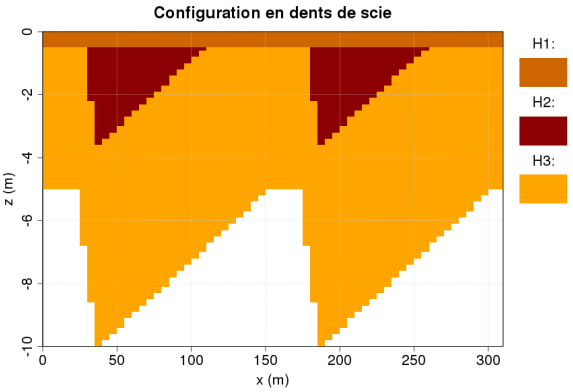


FIGURE 10.5 – Configuration en dents de scie

Dans les 2 configurations étudiées, le premier horizon est identique, et le deuxième a le même volume. Les propriétés des horizons sont les mêmes que celles présentées dans la partie IV pour les simulations 1D. On a choisi une végétation herbacée uniforme sur tout le domaine, pour étudier l'effet de la géométrie du socle sans prendre en compte l'effet de la variabilité de la végétation. Comme pour le cas 1D, une fuite en bas de domaine a été fixée à 0,60 m/an et les conditions limites sur les frontières latérales sont des flux nuls.

10.1.3 Interprétation des résultats de simulation vis à vis de la géologie

10.1.3.1 En terme de distribution de l'eau dans le sol

Les simulations ont été réalisées avec le forçage de l'année 2006 après une année complète de spin-up.

Considérons 2 dates : le 2 août, qui correspond au niveau de nappe le plus bas au cours de l'année obtenu pour la simulation stratifiée, et le 15 octobre, qui correspond au niveau de nappe le plus haut pour cette même simulation de référence (figure 10.8). Commençons par regarder les coupes verticales du degré de saturation à ces 2 dates pour la configuration en dents de scie (figures 10.6 et 10.7). On distingue une nappe perchée là où les contrastes de conductivité hydraulique sont les plus importants (au niveau de l'horizon H2 i.e. au niveau des lentilles argileuses pour la configuration en dents de scie). En dehors des lentilles, l'eau peut s'infiltrer facilement et atteindre des zones plus profondes. On observe une variabilité spatiale du niveau de la nappe. Celle-ci est plus profonde au droit des lentilles.

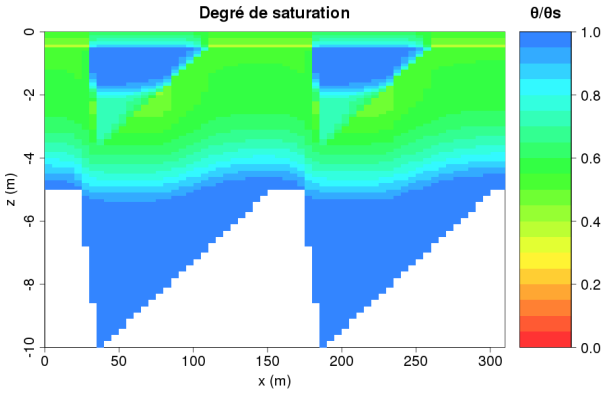


FIGURE 10.6 – Profil de degré de saturation pour la configuration en dents de scie le 2 août (nappe au plus bas)

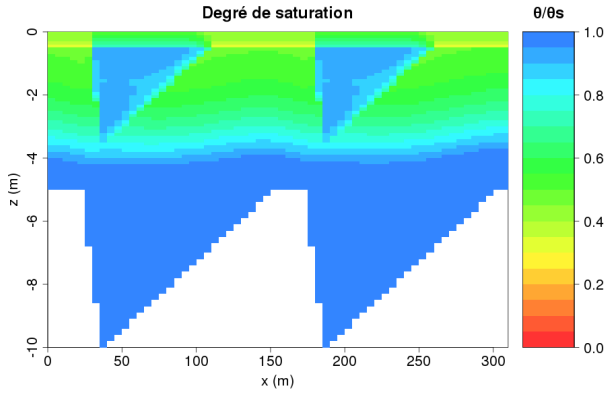


FIGURE 10.7 – Profil de degré de saturation pour la configuration en dents de scie le 15 octobre (nappe au plus haut)

On peut aussi s'intéresser à l'évolution temporelle de la distribution de l'eau dans le sol. Pour cela, nous avons représenté des séries temporelles pour le cas stratifié (figure 10.8), et pour 2 positions latérales du cas en dents de scie – à savoir à 137,5 m, i.e. dans une zone sans lentille argileuse (figure 10.9), et à 197,5 m, i.e. dans une zone avec lentille (figure 10.10).

Pour le cas stratifié, on observe d'abord un drainage de la nappe grâce à la condition de flux en bas du domaine (figure 10.8). Puis, lorsque le premier horizon atteint un degré de saturation supérieur à 50 %, une nappe perchée temporaire apparaît. Un mois plus tard, la nappe permanente commence à se remplir. Ces résultats sont en accord avec les observations faites pour les simulations 1D (cf. partie IV) et avec les observations piézométriques (cf. partie II).

Pour le cas de la configuration en dents de scie, on observe le même comportement, mais de façon amplifiée là où la lentille argileuse est profonde (figure 10.10). Par contre, la nappe perchée disparaît en dehors des lentilles argileuses (figure 10.9). D'autre part, la nappe pérenne remonte dès le mois de juillet soit un mois avant la remontée pour le cas stratifié. Sous la lentille argileuse, la remontée est beaucoup plus tardive (15 jours après le cas stratifié). Toutefois, les

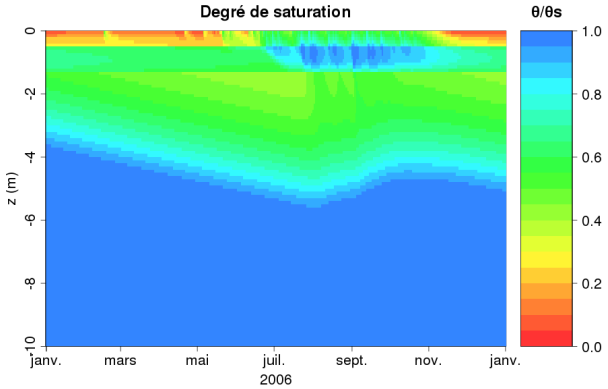


FIGURE 10.8 – Evolution temporelle du degré de saturation pour la configuration stratifiée

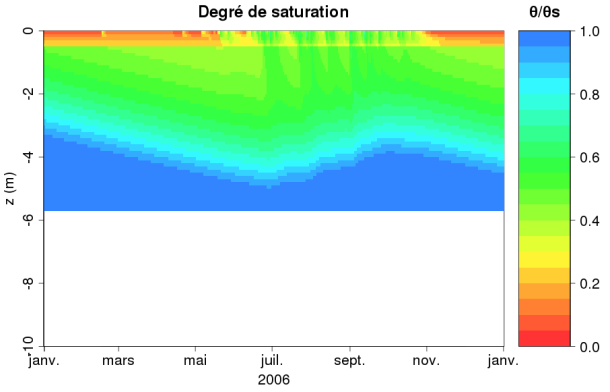


FIGURE 10.9 – Evolution temporelle du degré de saturation pour la configuration en dents de scie pour $x = 137,5\ m$

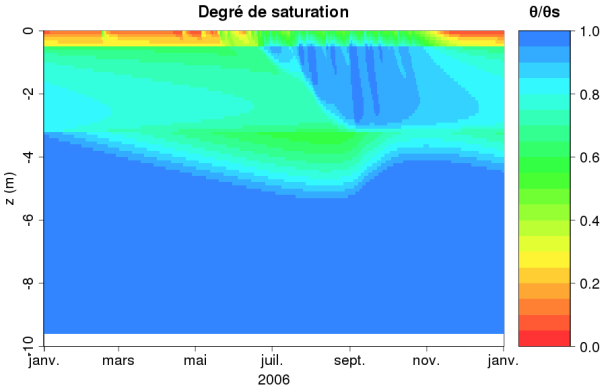


FIGURE 10.10 – Evolution temporelle du degré de saturation pour la configuration en dents de scie pour $x = 197,5\ m$

niveaux d'eau fin novembre sont quasiment identiques. La différence de dynamique de recharge suggère des transferts latéraux entre les zones d'infiltration et les zones sous les lentilles argileuses.

Dans les lentilles argileuses, la teneur en eau reste toujours supérieure à 60 %, ce qui est toujours au dessus du point de flétrissement (θ_{wilt}). De l'eau est donc toujours disponible pour la végétation dans ces zones.

10.1.3.2 En terme de distribution de l'évapotranspiration

Cette hétérogénéité dans la distribution de l'eau dans le sol induit une distribution de l'évapotranspiration réelle (ETR). La figure 10.11 présente l'ETR au cours de l'année pour chaque pixel. Si le cycle annuel est similaire pour tous les pixels, dicté par le cycle annuel du LAI, de petites différences apparaissent en fonction de la zone. La figure 10.12 présente la différence entre l'ETR journalier des cas en dents de scie et stratifié. Pendant presque toute l'année (de mi-janvier à début décembre), on voit apparaître des zones d'ETR renforcée de 0,2 mm/j à la verticale des lentilles argileuses (entre 30 et 110 m et entre 180 et 260 m). On remarque également des zones plus sèches en période de ressuyage (fin février après les premières pluies et début novembre à la fin de la saison des pluies) à la verticale des remontées du socle (là où il n'y a pas de lentilles argileuses) avec un déficit pouvant atteindre 2 mm/j par rapport au cas stratifié.

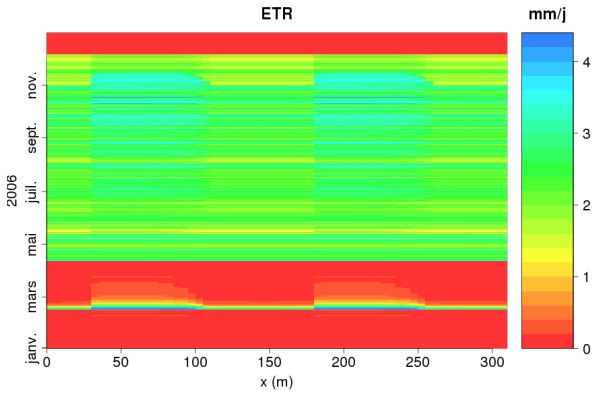


FIGURE 10.11 – Evolution temporelle de la distribution latérale d'ETR pour la configuration en dents de scie

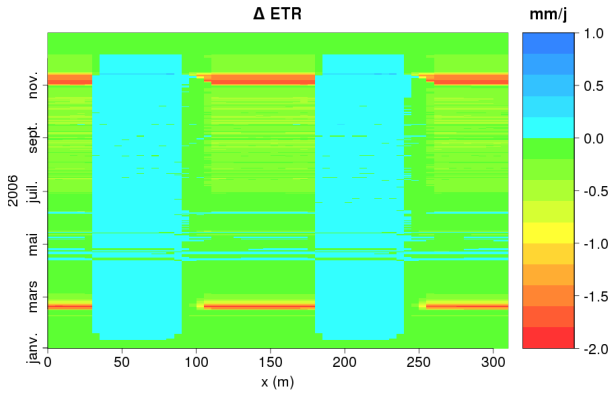


FIGURE 10.12 – Evolution temporelle de la différence de distribution latérale d'ETR entre la configuration en dents de scie et la configuration stratifiée

A titre indicatif, la figure 10.11 représente l'ETR journalier du cas en dents de scie. Les valeurs d'ETR atteignent 4 mm par jour. Ainsi, les 0,2 mm/j d'écart entre les cas stratifié et en dents de scie représentent plus de 5 % des valeurs, ce qui est significatif. Quant aux différences observées pendant les périodes de ressuyage, elles sont supérieures à 50 % ce qui est très important même si ces périodes sont courtes (inférieures à 2 semaines).

En cumul annuel, la figure 10.13 montre qu'en moyenne l'ETR du cas en dents de scie (courbe noire) est inférieure d'environ 50 mm au cas stratifié (courbe rouge). De plus, pour le cas en dents de scie, la différence entre les zones sèches et humides atteint environ 100 mm, ce qui représente 10 % du cumul annuel en précipitations, et plus de 16 % du cumul d'ETR.

Ces différences d'ETR, donc de flux de chaleur latente, ont nécessairement des répercussions sur le bilan d'énergie. La figure 10.14 présente la moyenne annuelle du cycle journalier de chacun des 4 termes du bilan d'énergie. Chaque courbe est une journée composite correspondant pour chaque demi-heure du jour à la moyenne des flux à cette demi-heure pour tous les jours de l'année, à un pixel donné. On note une variabilité spatiale du flux de chaleur latente d'environ 20 $W.m^{-2}$, comme attendu. Cette variabilité est essentiellement reportée sur le flux de chaleur sensible. Par contre, en moyenne annuelle, le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol ne sont quasiment pas influencés par la variabilité spatiale de l'eau dans le sol. Cela signifie que les profils de température sont très peu affectés en surface.

10.1.3.3 Influence de la profondeur du socle

On a réalisé une autre simulation en dents de scie, mais avec un socle plus proche de la surface (cf. figure 10.15). Le premier horizon et les lentilles argileuses ne changent pas. Par contre, la limite entre troisième horizon de socle altéré et le socle rocheux, en forme de dents de scie, a été translatée de 3 m vers la surface par rapport à la configuration précédente. Elle a ainsi une profondeur variant entre 2 et 7 m (contre 5 à 10 m pour la configuration précédente).

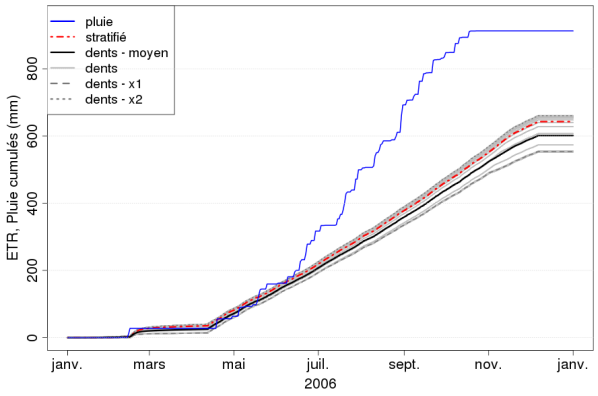


FIGURE 10.13 – Evolution temporelle du cumul d'ETR pour chaque pixel du cas en dents de scie et pour le cas stratifié

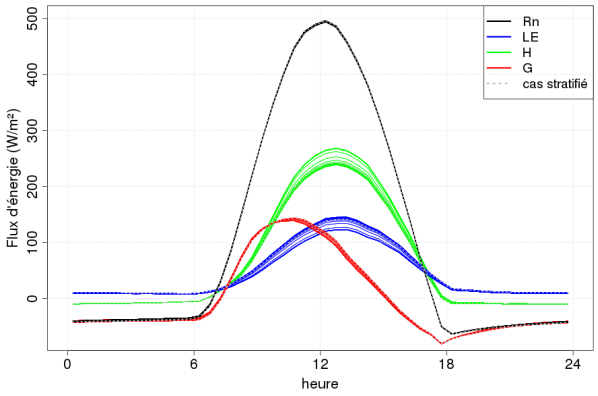


FIGURE 10.14 – Moyenne annuelle du cycle journalier des 4 termes du bilan d'énergie pour chaque pixel : rayonnement net (Rn), flux de chaleur latente (LE), de chaleur sensible (H) et de chaleur dans le sol (G)

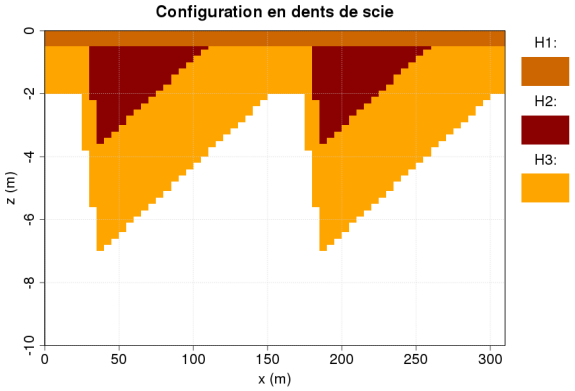


FIGURE 10.15 – Configuration en dents de scie avec un socle plus proche de la surface

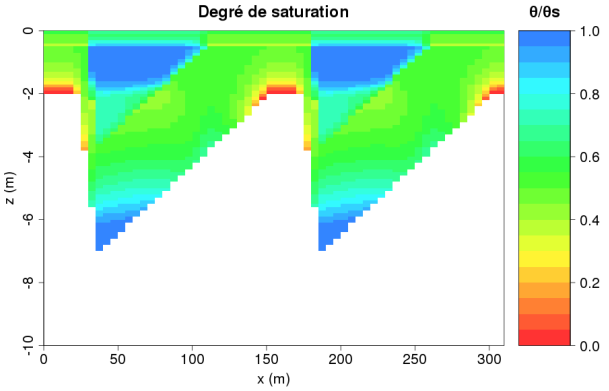


FIGURE 10.16 – Profil de degré de saturation pour une configuration en dents de scie avec un socle moins profond, le 2 août (nappe au plus bas)

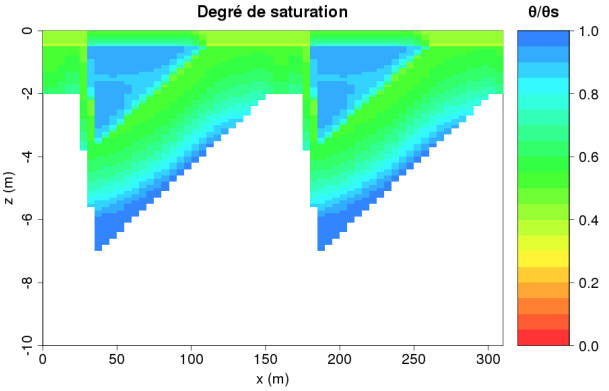


FIGURE 10.17 – Profil de degré de saturation pour une configuration en dents de scie avec un socle moins profond, le 15 octobre (nappe au plus haut)

On voit sur la figure 10.17 que la nappe est plus marquée par la forme du socle. Néanmoins, ceci peut être dû à la condition de flux uniforme au fond, et pas forcément à la topographie du socle. On peut remarquer notamment que le 2 août (figure 10.16), on voit apparaître des

zones très sèches dues à une condition de flux en bas de domaine non appropriée, telle que celle présentée dans la partie IV 1.2.1.

En terme d'ETR, on obtient des résultats analogues aux précédents, ce qui laisse présager que la profondeur du socle ne joue pas un rôle primordial sur la distribution de l'ETR. Ici, ce sont principalement les lentilles argileuses qui influencent cette distribution.

10.2 Propriétés du socle du bassin versant de l'Ara

10.2.1 Apports de la RMP en terme de propriétés de socle

Dans l'étude précédente, on a considéré un socle uniforme, caractérisé uniquement par le flux en bas du domaine (ou plus exactement par une partie de ce flux puisqu'il prend aussi en compte les transferts latéraux perpendiculaires au domaine). Or, des études par Résonance Magnétique des Protons (RMP) ont montré que la porosité effective du socle varie entre 0,025 et 0,103 $m^3.m^{-3}$ dans la partie Sud-Est du bassin versant de l'Ara (Descloitres *et al.* 2011). La carte de la figure 10.18 indique qu'on peut associer une valeur de porosité à chaque bande géologique qui dépend de la nature de la roche.

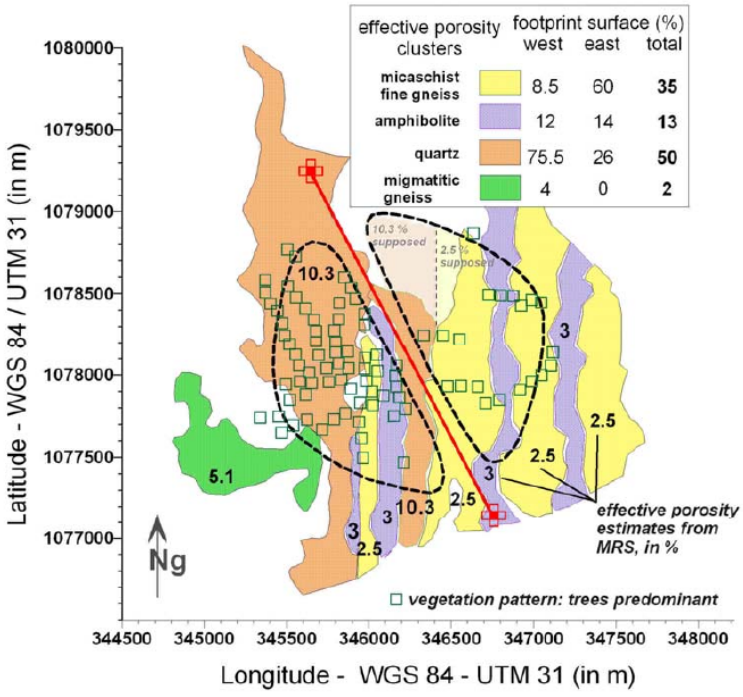


FIGURE 10.18 – Carte de porosité effective déduite de mesures RMP. D'après Descloitres *et al.* (2011)

Nous avons donc trouvé intéressant de faire une nouvelle analyse, en prenant en compte la porosité du socle.

10.2.2 Configurations des modèles prenant en compte le socle poreux

Nous considérons deux configurations avec 5 horizons, pour 2 profondeurs différentes de socle (figures 10.19 et 10.20). Comme précédemment, le premier est l'horizon de surface, le deuxième est constitué de lentilles argileuses de forme triangulaire, le troisième correspond à la roche altérée et est en forme de dents de scie. Les 2 derniers horizons sont des bandes de socle, avec un pendage du 20° vers l'Est, et des porosités différentes, de 0,10 $m^3.m^{-3}$ pour le quatrième et de 0,04 $m^3.m^{-3}$ pour le cinquième. A part la porosité, tous les paramètres hydrodynamiques de ces 2 horizons sont les mêmes que ceux de l'horizon 3, sauf la conductivité hydraulique à saturation K_S qui est supposée 2 fois plus élevée pour prendre en compte la macroporosité et les fissures présentes dans le socle.

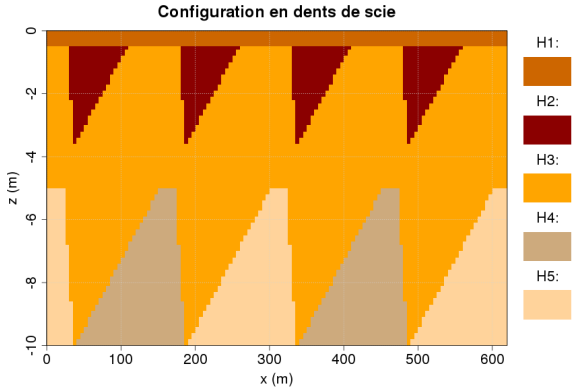


FIGURE 10.19 – Configuration en dents de scie comprenant 5 horizons, avec un socle dit profond

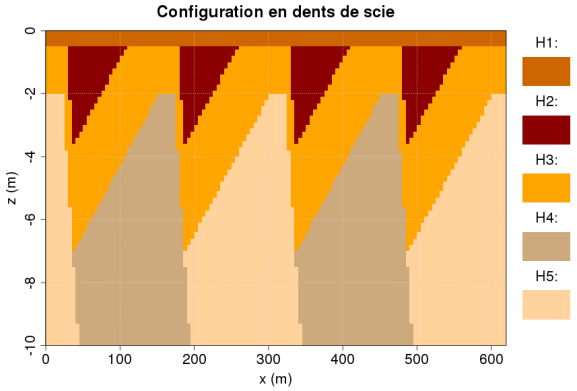


FIGURE 10.20 – Configuration en dents de scie comprenant 5 horizons, avec un socle dit peu profond

Nous avons conservé le flux en bas de domaine pour prendre en compte le drainage de l'eau dans les fissures du socle vers des zones plus profondes, et le drainage latéral de l'eau dans la troisième dimension.

Le motif a été répliqué pour pouvoir analyser l'effet des bandes de socle de porosité différente en s'affranchissant des effets de bords.

10.2.3 Interprétation des résultats de simulation

Pour les mêmes dates que précédemment, c'est à dire le 2 août (date à laquelle la nappe est au plus bas pour la configuration stratifiée) et le 15 octobre (date à laquelle la nappe est au plus haut), on observe une fluctuation du niveau de la nappe latéralement (cf. figures 10.21 et 10.23 en raison de la géométrie du socle, mais les fluctuations sont les mêmes au niveau des zones à 4% de porosité que des zones à 10% de porosité. Sur les figures 10.22 et 10.24, on observe un niveau de nappe constant latéralement loin des bords du domaine. Le drainage profond imposé uniforme ne permet pas de mettre en évidence des dynamiques entre les aquifères.

La redistribution latérale de l'eau dans le sol est donc suffisamment efficace pour qu'on ne distingue pas les bandes de socle de porosité différente.

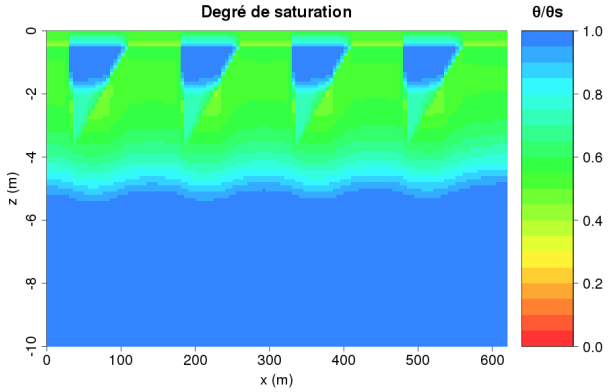


FIGURE 10.21 – Profil de degré de saturation le 2 août pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle profond

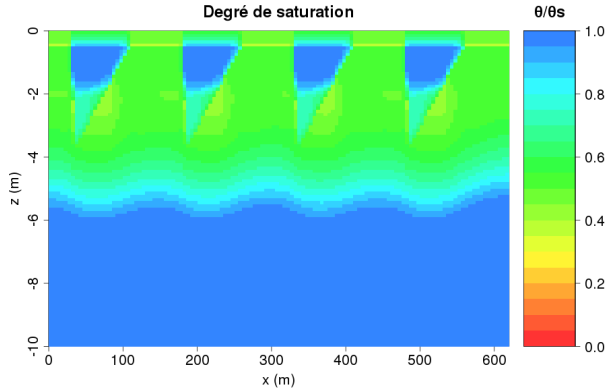


FIGURE 10.23 – Profil de degré de saturation le 2 août pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle peu profond

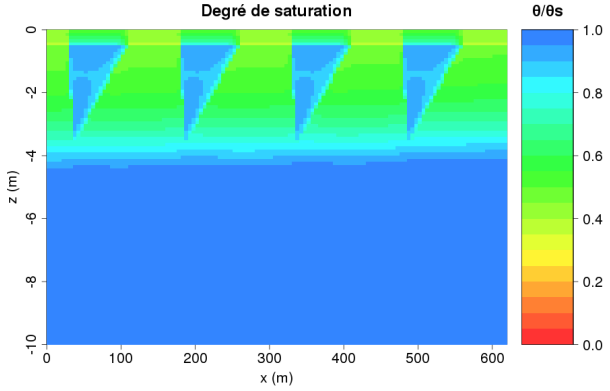


FIGURE 10.22 – Profil de degré de saturation le 15 octobre pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle profond

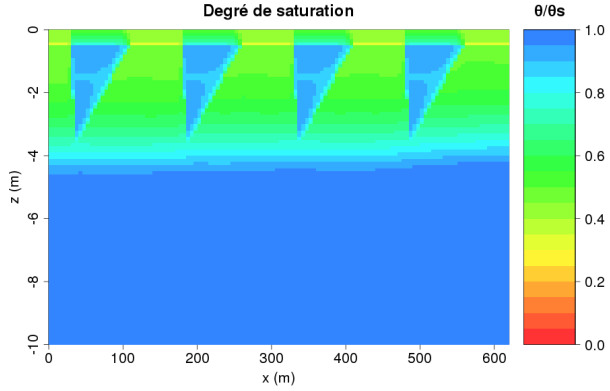


FIGURE 10.24 – Profil de degré de saturation le 15 octobre pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle peu profond

10.2.4 Influence de l'anisotropie de la conductivité hydraulique

On suppose qu'une anisotropie existe dans le sol, au moins dans les horizons profonds de socle. On a donc refait ces dernières simulations en imposant une conductivité hydraulique 100 fois plus faible latéralement que verticalement dans les horizons 4 et 5.

Avec cette anisotropie, on observe une distinction entre les différentes bandes de socle dans certains cas. En effet, sur la figure 10.27, il apparaît un niveau de nappe plus faible au milieu et sur les bords du domaine, là où la porosité est plus faible. Par contre, pour la même configuration mais avec un niveau de nappe plus élevé, les différences sont moins marquées (cf. figure 10.27), seule persiste une légère différence sur la forme des remontées de nappe – plus aplatie au niveau des zones de plus forte porosité. Pour la configuration avec un socle plus profond, que la nappe soit au plus haut ou au plus bas, on ne distingue pas de différence entre les zones de socle de plus faible ou plus forte porosité.

Par contre, aucune incidence sur les flux d'évapotranspiration n'est à noter en surface.

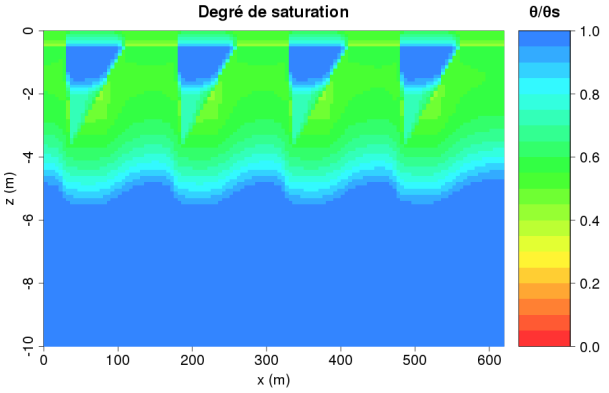


FIGURE 10.25 – Profil de degré de saturation le 2 août pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle profond anisotrope

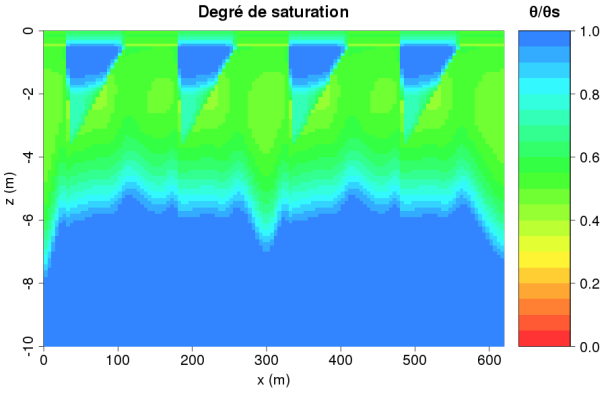


FIGURE 10.27 – Profil de degré de saturation le 2 août pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle peu profond anisotrope

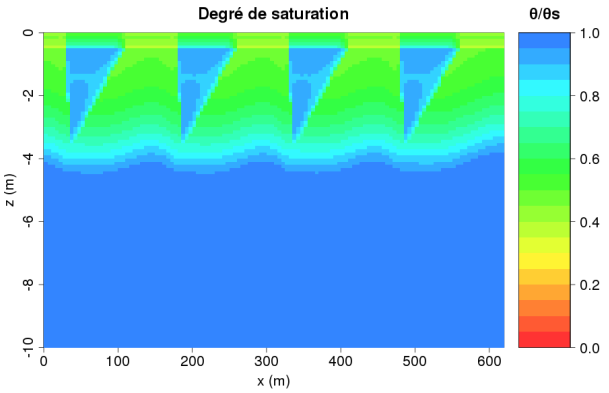


FIGURE 10.26 – Profil de degré de saturation le 15 octobre pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle profond anisotrope

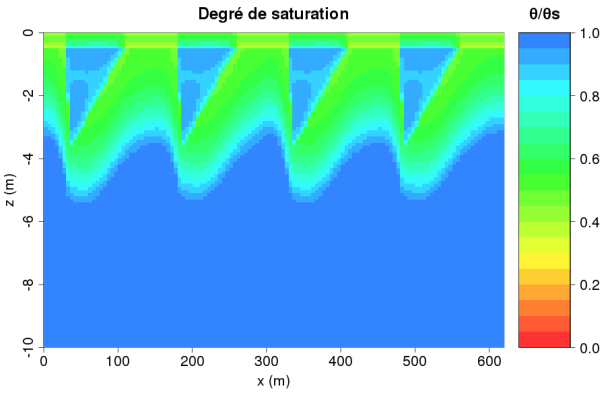


FIGURE 10.28 – Profil de degré de saturation le 15 octobre pour la configuration en dents de scie à 5 horizons avec un socle peu profond anisotrope

11 Prise en compte de la végétation, en 2D

11.1 Végétation du bassin versant de l'Ara

11.1.1 Répartition de la végétation sur le bassin versant de l'Ara

Une carte de végétation obtenue à partir d'images satellitaires a été présentée dans la première partie de ce mémoire. En regardant comment s'agence la végétation en fonction de la topographie (figure 11.1), on remarque que la végétation arborée suit la ravine principale du bassin de l'Ara. Par contre, en dehors des zones de ripisilve, on ne note pas de lien entre la topographie et le type de végétation. Au contraire, on voit parfois apparaître des bandes de végétation orthogonales aux courbes de niveaux, particulièrement dans la partie Est du bassin versant. Ceci suggère un lien entre ces bandes de végétation et la géométrie du socle, également organisée en bandes Nord-Sud dans la partie Est du bassin (cf. figure 10.18). En effet, nous avons vu dans le chapitre précédent que la présence de lentilles argileuses correspond à des zones plus humides tout au long de l'année, privilégiant ainsi une végétation arborée ou arbustive par la disponibilité en eau. Ces zones sont aussi parfois utilisées pour les cultures (riz, igname, ...), mais nous ne considérerons pas ce cas dans cette étude.

11.1.2 Configuration du modèle pour étudier le rôle de la végétation

Nous avons choisi une configuration permettant de prendre en compte les observations sur la répartition de la végétation. Pour cela, nous avons repris la configuration de la section 10.2.2, en remplaçant une partie de la végétation herbacée par de la végétation arborée. Ainsi, au dessus de chacune des lentilles argileuses, on trouve une végétation arborée sur 40 m de large, comme le montre schématiquement la figure 11.2. Les paramètres utilisés pour décrire les horizons de sols sont les mêmes que précédemment (cf. sections 10.2.2 et 7.1.1). Pour la végétation, il s'agit des paramètres présentés dans les sections 7.1.2 et 8.2.1.

Nous pourrons ainsi comparer les 2 configurations : celle avec une végétation herbacée sur tout le domaine, et celle avec une alternance de végétations herbacée et arborée.

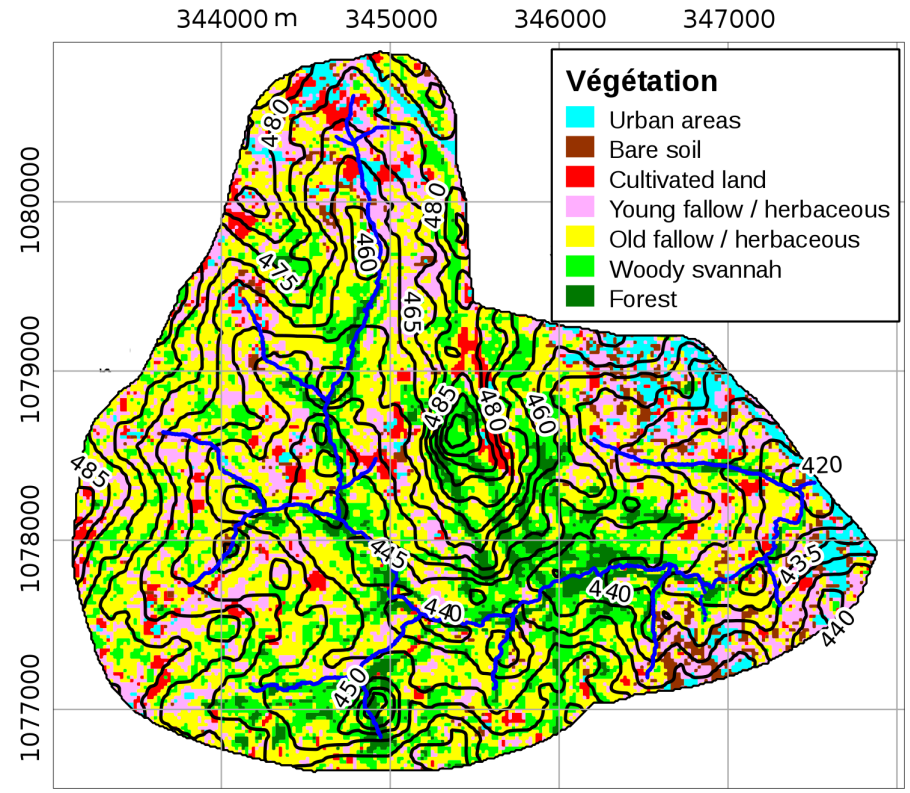


FIGURE 11.1 – Cartographie de la végétation et courbes de niveaux (en noir), et les ravines (en bleu foncé) du bassin versant de l'Ara

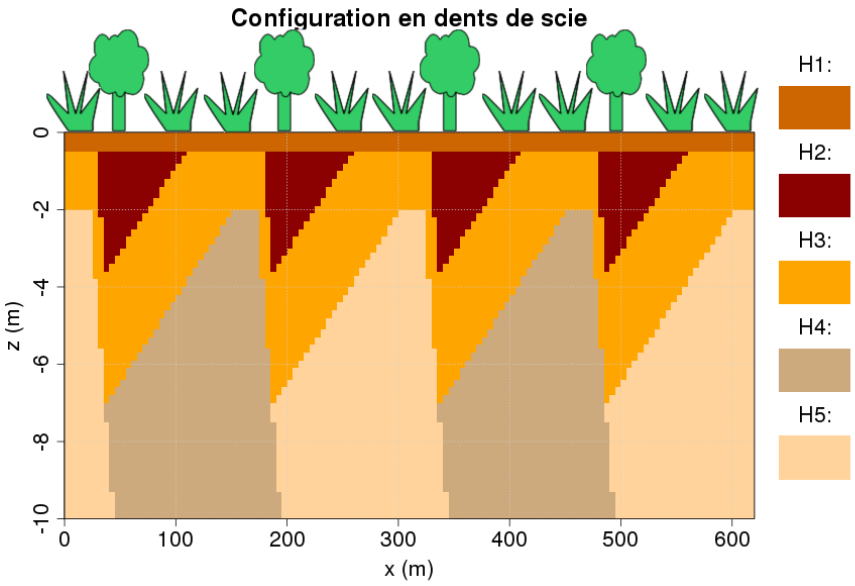


FIGURE 11.2 – Configuration en dents de scie (idem figure 10.20) avec des patchs de végétation

11.2 Interprétation des résultats de simulation vis à vis de la végétation

11.2.1 Interprétation des résultats en terme d'ETR

Pour la configuration avec une alternance de végétations herbacée et arborée, on obtient une distribution latérale d'évapotranspiration marquée par la présence des 2 types de végétation (figure 11.3). Ceci est particulièrement visible pendant la saison sèche. En effet, la végétation arborée reste active pendant cette période contrairement à la végétation herbacée. Si on fait la différence d'évapotranspiration pour les 2 configurations (figure 11.4), on note d'autant mieux ces excès d'évapotranspiration des zones arborées pendant la saison sèche (de 1 à 4 mm par jour). Par contre, on remarque qu'en début de saison des pluies (mi-avril) et juste après la première pluie isolée de la saison (mi-février), la végétation herbacée évapotranspire davantage que la végétation arborée (de 2 à 4 mm de plus par jour). Il est également important de noter que, sur les parties herbacées communes aux 2 configurations, il n'y a pas d'écart d'ETR constaté, quel que soit le type de végétation sur les parties voisines.

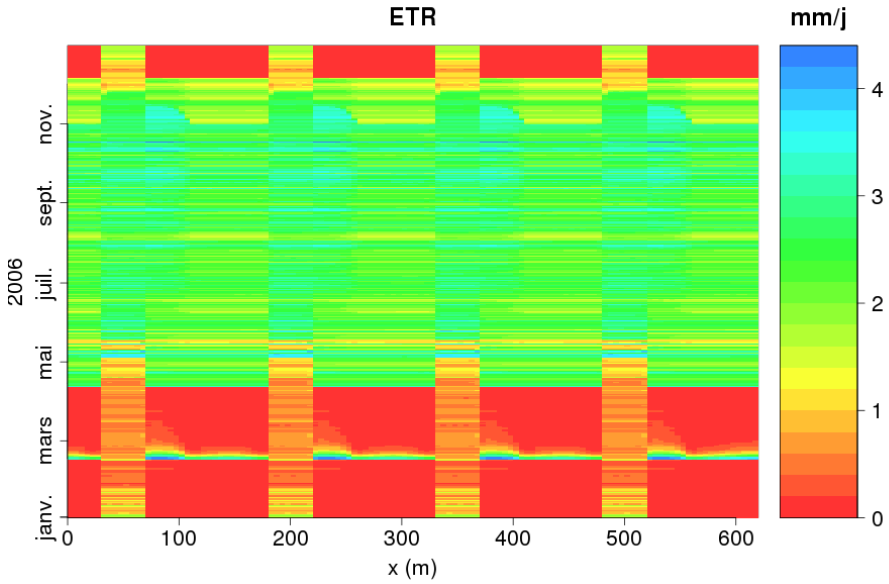


FIGURE 11.3 – Evolution temporelle de la distribution latérale d'évapotranspiration pour la configuration avec une alternance de végétations herbacée et arborée

En moyenne, le cumul d'évapotranspiration reste inchangé sur l'année lorsqu'on remplace une partie de la végétation herbacée par de la végétation arborée (figures 11.5 et 11.6). Néanmoins, la dynamique d'évapotranspiration est modifiée. Sur les pixels de végétation arborée, l'évapotranspiration est plus progressive, puisque ce type de végétation reste actif une grande partie de la saison sèche.

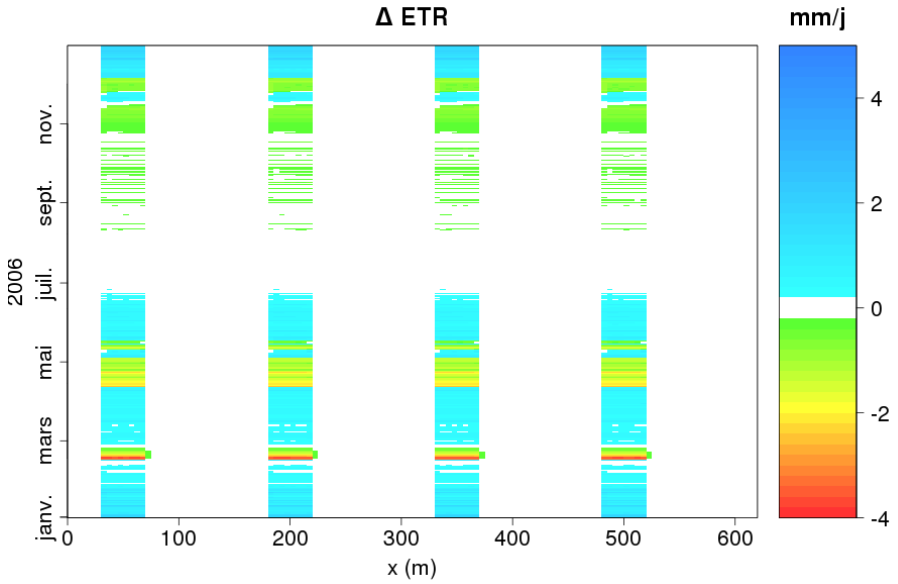


FIGURE 11.4 – Différence au cours de l'année de simulation d'évapotranspiration entre la configuration avec une alternance de végétations herbacée et arborée, et la configuration avec une végétation herbacée

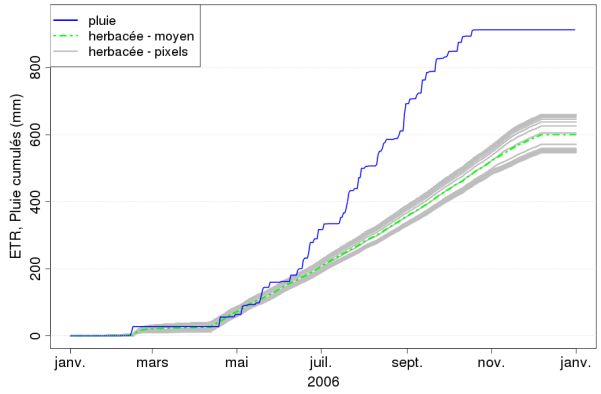


FIGURE 11.5 – Evolution temporelle du cumul d'ETR pour chaque pixel (gris) et en moyenne sur l'ensemble des pixels (vert) pour la configuration avec de la végétation herbacée. En bleu : le cumul de pluie

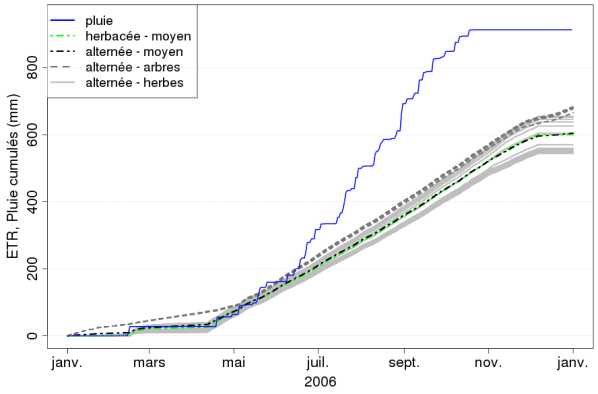


FIGURE 11.6 – Evolution temporelle du cumul d'ETR pour chaque pixel de végétation herbacée (gris), chaque pixel de végétation arborée (gris foncé) et en moyenne sur l'ensemble des pixels (noir) pour la configuration avec une alternance de végétations arborée et herbacée ; et en moyenne sur l'ensemble des pixels (vert) pour la configuration avec de la végétation herbacée

11.2.2 Interprétation des résultats en terme de redistribution d'eau dans le sol

L'eau transpirée par les plantes provient du sol, où elle est extraite par les racines. Ainsi, les différences d'ETR engendrent des modifications de la distribution de l'eau dans le sol.

Le 13 février (figure 11.7 en haut à gauche), en fin de saison sèche (la veille d'une première pluie), on note des différences négatives entre la coupe de degré de saturation pour la configuration avec une alternance de végétations herbacée et arborée et celle pour la configuration avec une végétation herbacée. Ces différences peuvent atteindre -7 % du degré de saturation et sont notamment visibles sur les pixels arborés, à moins de 60 cm de la surface (horizon H1), mais également en bas des lentilles argileuses (horizon H2) où elles ne dépassent pas les -5 %. Ces dernières ne se limitent pas aux zones sous la végétation arborée, il y a un effet d'aspiration capillaire qui se propage dans l'ensemble de la zone non saturée, principalement dans les horizons avec les propriétés de rétention les plus faibles (H3, H4, H5). Le 20 avril (figure 11.7 en haut à droite), lorsque la saison des pluies commence, on observe des phénomènes analogues, quoique moins importants dans l'horizon H1. Le 2 août (figure 11.7 en bas à gauche), alors que la saison des pluies est à son apogée, si on observe toujours un déficit en eau en bas des lentilles argileuses qui se propage aux zones voisines, nous n'observons plus les mêmes phénomènes près de la surface. En effet, entre 1 et 2 m de profondeur, on observe un excès de 1 à 5 % du degré de saturation sur toute la largeur de la coupe, qu'on ait une végétation arborée ou arbustive en surface. A moins d'1 m de la surface, on observe un déficit pouvant atteindre -6 % sur les zones superficielles en dessous desquelles il n'y a pas d'horizon H2. Or, sur ces parties, la végétation et de type herbacée dans les 2 configurations. On note également un déficit sur le bas de l'horizon H2 (entre 2 et 4 m de profondeur). Le 15 octobre (figure 11.7 en bas à droite), en fin de saison des pluies, le déficit observé en bas de la zone non saturée (entre 4 et 6 m de profondeur) est particulièrement important puisqu'il atteint -8 %. Par contre, les excès observés le 2 août sur toute la largeur de la coupe entre 1 et 2 m de profondeur se restreignent maintenant aux zones situées à la verticale des arbres.

Ainsi, une alternance de végétations herbacée et arborée entraîne une redistribution de l'eau dans le sol par rapport à une végétation herbacée uniforme. Cette redistribution a tendance à engendrer un assèchement du bas de la zone non saturée, et une humidification plus importante autour de 1,5 m de profondeur pendant la saison des pluies et le début de la saison sèche. Cette alternance favorise donc la formation de nappes perchées temporaires près de la surface.

Conclusion de la partie V

L'objectif de cette partie étant de montrer le rôle du socle et celui de la végétation dans la redistribution latérale de l'eau dans le sol, nous avons mis en œuvre plusieurs configurations de complexité croissante. Ces configurations sont des configurations en 2D perpendiculaires à la pente du versant, car, à l'Est du bassin versant de l'Ara, le socle présente une organisation en bandes d'orientation Nord-Sud alors que la rivière coule de l'Ouest vers l'Est.

Dans un premier temps, nous avons étudié le rôle de la morphologie du socle, en gardant une végétation herbacée homogène sur tout le domaine. Ceci a permis de souligner l'importance des lentilles argileuses (horizon H2) dans la formation des nappes perchées temporaires. En effet, ces zones avec une capacité de rétention élevée et une conductivité hydraulique faible par rapport aux autres horizons à la texture plus grossière issue de l'altération des roches sont propices à la

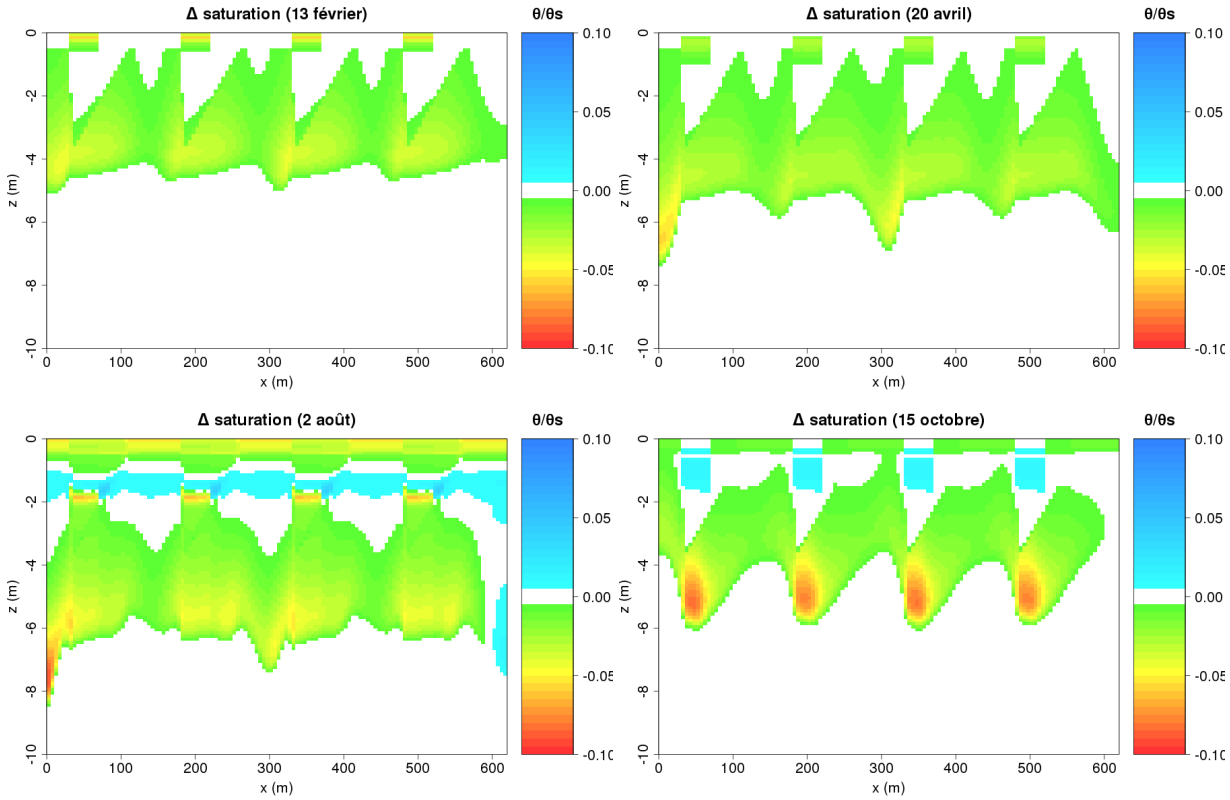


FIGURE 11.7 – Différence de degré de saturation sur une coupe verticale de sol entre les configurations avec une alternance de végétations herbacée et arborée et avec une végétation herbacée, à 4 dates différentes : 13 février (en haut à gauche), 20 avril (en haut à droite), 2 août (en bas à gauche), 15 octobre (en bas à droite)

formation des nappes perchées, offrant ainsi des zones où l'eau est facilement mobilisable par la végétation. Celles-ci ont un impact sur la dynamique de la nappe pérenne plus profonde. Ainsi, la formation de nappes perchées retarde le remplissage de la nappe permanente d'environ 45 jours. De plus, la forme du socle en dents de scie engendre des variations latérales de hauteur de la nappe, particulièrement marquée pour un socle présentant de fortes anisotropies de conductivité hydraulique.

Dans un second temps, nous avons étudié le rôle de la végétation sur la redistribution latérale de l'eau dans le sol. La présence d'arbres au droit des lentilles argileuses influe sur la répartition de l'eau dans le sol. Ils favorisent la formation de nappes perchées, même sous la végétation herbacée, et ils homogénéisent le niveau de la nappe pérenne.

Conclusion générale

La zone critique est aujourd'hui reconnue comme un objet d'étude prioritaire par une large communauté de scientifiques soucieux de comprendre et de préserver de manière durable les ressources en eau qu'elle nous procure. Cependant, la complexité des interactions entre les différents compartiments requiert les efforts conjugués de nombreuses disciplines. En particulier, la compréhension des processus hydrologiques demande, d'une part, des observations toujours plus nombreuses et variées pour caractériser les transferts d'eau et d'énergie au sein d'un bassin versant. D'autre part, l'interprétation de ces observations nécessite la mise en œuvre de modèles capables de représenter les couplages supposés ou avérés entre les processus bio-physico-chimiques pour identifier les facteurs qui les influencent.

Le travail présenté dans ce mémoire s'intéresse plus particulièrement à la modélisation. Or, la description d'un modèle passe par la définition d'une résolution spatiale et temporelle et d'une représentation plus ou moins complexe des processus mis en jeu. Nous nous sommes intéressé à un petit bassin versant de 12 km^2 – le bassin versant de l'Ara – situé dans une zone de socle au Nord du Bénin, sous un climat soudanien, où l'enjeu de la ressource en eau est particulièrement important pour les populations locales. Ce bassin versant bénéficie d'un suivi instrumental de longue durée dans le cadre de l'observatoire AMMA-CATCH. Ainsi, ce travail s'intéresse à des échelles spatiales qui vont de la parcelle (échelle de la mesure) à une sous-partie du bassin versant de l'Ara, et à des échelles temporelles permettant de rendre compte de la dynamique intra et inter-annuelle des processus, soit de une à quatre années.

L'objectif de cette étude était de confirmer les hypothèses sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Ara et de caractériser et représenter par la modélisation les interactions entre la végétation et les aquifères. Nous souhaitions également étudier le rôle de la redistribution latérale de l'eau vers les bas fonds. Nous avons, dans le cadre de ce travail, modélisé les processus de transfert à l'échelle de la parcelle à l'aide de modèles mathématiques permettant de prendre en compte la variabilité spatiale observée sur le bassin versant. Ainsi, nous avons orienté nos choix de modèles vers des outils distribués pour lesquels les propriétés physiques sous mailles peuvent être agrégées. Ces propriétés répondent à des équations de la physique paramétrables par des observations locales.

Pour pouvoir renseigner ces modèles dits "à base physique", nous avons d'abord entrepris une **campagne de caractérisation des paramètres hydrodynamiques** des premiers mètres de sol. Cette campagne s'est appuyée sur une analyse de sensibilité du modèle 1D SiSPAT. On a mis en évidence l'importance de l'ensemble des paramètres hydrodynamiques (en particulier la

porosité et les courbes de rétention et de conductivité hydraulique pour les 2 premiers horizons), ainsi que des paramètres de végétation et de surface (tels que la hauteur de végétation, le LAI ou la longueur de rugosité) sur les termes du bilan d'énergie, les teneurs en eau et les température du sol à plusieurs profondeurs. La campagne de caractérisation a fait ressortir de fortes hétérogénéités, à toutes les échelles, des paramètres mesurés : porosité, conductivité hydraulique proche de la saturation, courbes de rétention. Néanmoins, la spatialisation de ces paramètres mesurés ponctuellement est apparue difficile à mettre en œuvre. En effet, la forte variabilité des paramètres à l'échelle locale rend difficile la recherche d'une corrélation avec des informations spatialisées telles que la conductivité électrique du sol, la topographie ou la végétation. Toutefois, on a montré que l'occupation du sol a un rôle sur la conductivité hydraulique dans le premier mètre de sol : les zones cultivées présentant des conductivités plus faibles que les zones de savane. La conductivité électrique, caractéristique des formations géologiques du socle, tend à expliquer des écarts de conductivité hydraulique et de porosité plus en profondeur, les zones électriquement plus conductrices correspondant aux conductivités hydrauliques les plus élevées et aux porosités les plus grandes. Par contre, aucun lien n'a pu être établi avec les courbes de rétention.

A la suite de cette campagne, nous nous sommes intéressé à l'**évaluation de la caractérisation retenue par la modélisation hydrologique 1D verticale**. Cette caractérisation s'appuie sur les résultats de la campagne, et sur des campagnes antérieures menées dans le cadre du programme AMMA. En premier lieu, nous avons apporté des améliorations au modèle ParFlow-CLM afin de prendre en compte au mieux les paramètres connus tels que le LAI ou la hauteur de végétation. Ensuite, nous avons procédé à une comparaison des modèles ParFlow-CLM et SiSPAT avec des mesures des stations micro-météorologiques et sol pour un couvert herbacé. Ceci a notamment mis en évidence une sous-estimation du flux d'évapotranspiration avec le modèle ParFlow-CLM par rapport à SiSPAT et aux mesures, mais un bon comportement qualitatif de ce modèle de façon plus générale. En particulier, le modèle ParFlow-CLM reproduit fidèlement les séries temporelles de rayonnement. Il permet également la génération de nappes perchées temporaires comme cela est observé sur le site. La partition entre les flux turbulents est moins satisfaisante mais des pistes d'amélioration sont envisagées, en particulier en évaluant plus précisément les paramètres responsables de cette partition comme la fraction végétale ou la résistance aérodynamique des feuilles. Sous des couverts arborés ou arbustifs, les cumuls d'évapotranspiration annuels sont très peu supérieurs à ceux d'une végétation herbacée pour ParFlow-CLM, même si la dynamique intra-annuelle est moins marquée pour ces 2 types de végétation qui restent actifs une grande partie de la saison sèche. Enfin, une étude de l'impact de l'hétérogénéité de 2 paramètres de sol à l'échelle de la parcelle a été menée. Une hétérogénéité des courbes de conductivité hydraulique peut entraîner une redistribution de l'évapotranspiration avec des écarts pouvant atteindre ± 3 % sur son cumul annuel. Néanmoins, une telle hétérogénéité n'a pas d'impact significatif sur les bilans d'eau à l'échelle de la parcelle, ni sur la redistribution latérale de l'eau dans le sol. Pour une hétérogénéité des courbes de rétention, on n'observe pas de redistribution spatiale sur l'évapotranspiration. Par contre, une redistribution latérale de l'eau dans le sol, principalement marquée en fin de saison des pluies, est visible intra-annuellement mais s'homogénéise en fin d'année. Une étude en fonction de l'échelle de décorrélation serait

intéressante pour adresser la problématique de la continuité des échelles pour les caractéristiques hydrodynamiques.

Fort de cette évaluation positive de la caractérisation retenue par la modélisation hydrologique 1D verticale, nous avons ensuite cherché à mettre en évidence le **rôle du socle et celui de la végétation dans la redistribution latérale** de l'eau dans le sol vers des zones d'évapotranspiration privilégiées. Pour cela, nous avons choisi de mettre en œuvre une configuration en 2D dans une direction orthogonale à la pente du bassin versant afin de s'affranchir des effets de la topographie de surface tout en prenant en compte la morphologie du socle, celle-ci étant organisée en structures perpendiculaires aux lignes de niveaux dans la partie Est du bassin versant. Nous avons mis en évidence le rôle de lentilles argileuses, ayant une capacité de rétention plus importante et une conductivité hydraulique plus faible, dans la formation d'une nappe perchée temporaire pendant la saison des pluies. Cette nappe perchée est renforcée lorsque la végétation en surface présente une alternance entre une végétation arborée au droit des lentilles argileuses, et une végétation herbacée partout ailleurs. La présence d'une nappe perchée influe sur la dynamique de la nappe pérenne sous-jacente car celle-ci retarde le remplissage de la nappe permanente. La forme en dents de scie du socle engendre également un niveau du toit de la nappe permanente variable dans l'espace, en particulier si la conductivité hydraulique du socle présente une anisotropie. Par contre, la présence d'une alternance entre des végétations arborée et herbacée tend à réduire ces différences de niveau du toit de la nappe. Ainsi, ces configurations de modélisation 2D ont permis de montrer de façon qualitative le lien conjoint entre la structure géométrique du socle, la répartition de la végétation et la distribution latérale de l'eau dans le sol avec la formation de nappes perchées temporaires et la dynamique temporelle et spatiale de la nappe permanente.

Les perspectives à envisager consistent en un changement progressif d'échelle de modélisation vers des échelles spatiales plus grandes. Ceci pourra être fait avec le modèle ParFlow-CLM, qui est un très bon outil pour aller vers de grandes échelles, même si celui-ci demande beaucoup de temps et d'énergie pour son installation et sa mise en œuvre. Cet outil est un bon compromis entre une bonne représentation de la physique du sol et de la surface, et la possibilité de modéliser de grands domaines. Dans un premier temps, il sera nécessaire de passer d'une modélisation 2D à une modélisation 3D pour prendre en compte le rôle de la topographie dans les écoulements souterrains et pouvoir mettre en évidence la contribution des nappes perchées temporaires aux écoulements intermittents en rivière. Dans un deuxième temps, une modélisation des bassins versants de taille croissante pourra être envisagée, notamment sur les 3 bassins versants imbriqués du programme AMMA, à savoir l'Ara (12 km^2), la Donga (586 km^2) et l'Ouémé supérieur (10 000 km^2). Ces travaux à plus grande échelle devront s'appuyer sur des lois permettant de distribuer les caractéristiques hydrodynamiques. Des études sont d'ores et déjà en cours pour caractériser les conductivités hydrauliques à saturation des 2 premiers horizons de sol à cette échelle (Richard 2011). Les données collectées dans le cadre du programme d'intercomparaison ALMIP2 pourront également être utilisées pour évaluer de telles simulations.

Parallèlement à ce changement d'échelle, une meilleure caractérisation de la végétation semble indispensable, surtout en terme de LAI. En effet, il semble assez surprenant que les résultats de

simulation montrent très peu de différences en terme de cumul annuel d'évapotranspiration pour différents types de végétation. Une meilleure caractérisation de la végétation devrait permettre d'obtenir des résultats quantitatifs plus probants, notamment en terme de bilan d'eau. Outre la caractérisation, il est nécessaire de pouvoir bien représenter la répartition de la végétation. On trouve au Nord du Bénin beaucoup de savanes arborées ou arbustives, c'est-à-dire que les arbres et les arbustes sont épars. Ceci ne peut être représenté convenablement dès lors que la résolution horizontale des mailles du modèle ParFlow-CLM est plus grande que l'empreinte des arbres ou arbustes au sol. En effet, ParFlow-CLM, dans son couplage actuel, ne permet pas de définir plusieurs types de végétation sur un même pixel, chacun avec des proportions différentes. Un couplage de ParFlow et CLM permettant une subdivision de chaque pixel en une mosaïque contenant différents types de végétation pourrait être envisagé étant donné que ceci est possible dans le modèle CLM. Des versions de CLM avec une végétation interactive existent également. Leur couplage avec ParFlow pourrait s'avérer très prometteur pour étudier l'impact "réel" de la variabilité des teneurs en eau en subsurface sur la croissance des plantes, leur sélection naturelle ou leur symbiose.

Dans une perspective plus large de gestion de la ressource en eau, la compréhension des processus et leur modélisation à fine puis à grande échelle permettra de mieux appréhender l'influence des changements climatiques et de mieux comprendre les impacts des pressions anthropiques sur la ressource en Afrique de l'Ouest. En région soudanienne, même si le cumul annuel des précipitations est suffisant pour le développement d'une agriculture plus productive et plus variée, leur saisonnalité ne le permet pas. Les spécificités hydro-géo-morphologiques des sols de cette région mises en évidence dans les études en cours engendrent un fonctionnement hydrologique particulier pour lequel l'eau reste stockée dans les horizons argileux une grande partie de l'année et dans les nappes pérennes. Néanmoins, les forages sont peu productifs au Bénin. La disponibilité de cette ressource n'est alors pas exploitable par pompage, mais directement par la végétation. Ceci devrait susciter des pratiques agricoles nouvelles et durables pour les populations locales. Les travaux de modélisation engagés et proposés en perspective participent à cet effort de développement en Afrique de l'Ouest.

Références Bibliographiques

Affaton P. (1975). *Etude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la Haute-Volta.* Thèse de doctorat, Laboratoires des Sciences de la Terre, Université de Provence.

Arnold J. G., R. Srinivasan, R. S. Muttiah et J. R. Williams (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I : Model development. *Journal of the American Water Resources Association* **34**(1), pp. 73–89.

Ashby S. et R. Falgou (1996). A parallel multigrid preconditioned conjugate gradient algorithm for groundwater flow simulations. *Nuclear Science and Engineering* **124**, pp. 145–159.

Atangana J. Q. Y., B. Nyeck, D. Bitom et H. Robain (2003). Self-potential anomalies in the lateritic cover of the Nsimi watershed in Southern Cameroon : origin and influence of electrical and granulometric parameters. *Journal of Applied Geophysics* **54**(1-2), pp. 85–96.

Atchley A. et R. Maxwell (2011). Influences of subsurface heterogeneity and vegetation cover on soil moisture, surface temperature and evapotranspiration at hillslope scales. *Hydrogeology Journal* **19**, pp. 289–305.

Aubinet M., B. Heinesch et B. Longdoz (2002). Estimation of the carbon sequestration by a heterogeneous forest : night flux corrections, heterogeneity of the site and inter-annual variability. *Global Change Biology* **8**(11), pp. 1053–1071.

Bazie P., B. Dieng et P. Ackerer (1995). Bilan des transferts verticaux d'eau en zone non-saturée sous climat soudano-sahélien : application à l'estimation de la recharge des nappes. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science* **8**(2), pp. 237–260.

Belward A. (Editeur) (1996). *The IGBP-DIS global 1 km land cover data set (DISCover) : proposal and implementation plans.* IGBP-DIS Working Paper. Toulouse, France : Meteo-France, International Geosphere–Biosphere Programme Data and Information System Office.

Bessoles B. et R. Trompette (1980). *Géologie de l'Afrique.* Mémoires du B.R.G.M. Editions B.R.G.M.

Bilong P., S. Eno Belinga et B. Volkoff (1992). Séquence d'évolution des paysages cuirassés et des sols ferrallitiques en zones forestières tropicales d'Afrique centrale : place des sols à horizons d'argile tachetée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2 : Mécanique...* **314**, pp. 109–115.

Blanchard M., C. Peugeot et J. Seghieri (2007). Structure et dynamique saisonnière de la végétation sur quatre faciès du bassin versant de la Donga. Rapport technique.

Boeglin J.-L., J.-R. Ndam et J.-J. Braun (2003). Composition of the different reservoir waters in a tropical humid area : example of the Nsimi catchment (Southern Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* **37**(1–2), pp. 103–110.

Boone A., C. Peugeot, J. Demarty, M. Grippa, N. Benarrosh, P. Brender, B. Cappelaere, V. Chaffard, G. Charvet, J.-P. Chazarin, S. Cloché, J.-M. Cohard, A. Ducharne, L. Fleury, S. Galle, A. Getirana, M. Gosset, F. Guichard, P. Hiernaux, A. Kaptué, L. Kergoat, T. Lebel, F. Maignan, E. Mougin, C. Ottlé, J. Polcher, G. Quantin, K. Ramage, D. Robert, J.-L. Roujean, L. Séguis, F. Timouk, C. Velluet, J. Viarre et T. Vischel (2011). African Monsoon Multidisciplnary Analysis (AMMA) Land Surface Model Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP-2). In *WCRP Open Science Conference, Denver, CO, USA, 22-25 Oct. 2011.*

Boucher M., G. Favreau, Y. Nazoumou, B. Cappelaere, S. Massuel et A. Legchenko (2011). Constraining groundwater modeling with magnetic resonance soundings. *Ground Water*, pp. 10.

Braud I., P. Bessemoulin, B. Monteny, M. Sicot, J. P. Vandervaere et M. Vauclin (1997). Unidimensional modelling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SiSPAT model. *Journal of Hydrology* **188-189**, pp. 912–945.

Braud I. et A. Chanzy (2000). Soil properties, initial and boundary conditions for use within SVAT models in the framework of the Alpilles-ReSeDA intercomparison. *Note Alpilles, 13 Juillet 2000*, pp. 43p.

Braud I., A. Dantas-Antonino, M. Vauclin, J. L. Thony et P. Ruelle (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology* **166**(3-4), pp. 213–250.

Braud I., N. Varado et A. Olioso (2005). Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. *Journal of Hydrology* **301**(1-4), pp. 267–286.

Brooks R. H. et A. T. Corey (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Papers No. 3, Colorado State University*, pp. 23.

Brutsaert W. (1982). *Evaporation into the atmosphere : Theory, History and Applications.* D. Reidel Publishing Company, pp. 299.

Burdine N. (1953). Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineering* **198**, pp. 71–78.

Cappelaere B., B. E. Vieux, C. Peugeot, A. Maia et L. Séguis (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology* **279**(1–4), pp. 244–261.

Charney J. G. (1975). Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quaterly Journal of the Royal Hydrological Society* **101**(428), pp. 193–202.

Cohard J.-M., M. Descloitres, A. Guyot, S. Galle, L. Séguis et S. Anquetin (2010). Observation of the impact of both geology and vegetation environment on evapotranspiration regime : a case study under sudanian climate. In *AGU Fall Meeting 2010.*

Cohard J.-M., D. Robert, M. Descloitres, J.-P. Vandervaere, I. Braud et M. Vauclin (2011). Strategy to document heterogeneity in soil properties and its impact on water transfers from slope to catchment scales. In *AGU Fall Meeting 2011*.

Compaoré H., J. M. Hendrickx, S. ho Hong, J. Friesen, N. C. van de Giesen, C. Rodgers, J. Szarzynski et P. L. Vlek (2008). Evaporation mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Ghana. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* **33**(1–2), pp. 127–140.

Daïan J.-F. (2007). *Porométrie au mercure. Le modèle XDQ*. LTHE, Grenoble, France.

Daïan J.-F. et L. Séguis. Exploitation de l'injection du mercure sur des échantillons du Bénin. Communication personnelle.

Dantas-Antonino A. (1992). *Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier Grenoble I.

De Bruin H. A. R., B. J. J. M. van den Hurk et W. Kohsiek (1995). The scintillation method tested over a dry vineyard area. *International Journal of Climatology* **15**, pp. 1253–1272.

De Condappa D. (2006). Paramétrisation du bassin versant de la Donga en vue de la modélisation avec POWER. *Rapport*.

De Condappa D., S. Galle, B. Dewandel et R. Haverkamp (2008). Bimodal zone of the soil textural triangle : Common in tropical and subtropical regions. *Soil Science Society of America Journal* **72**(1), pp. 33–40.

De Vries D. A. (1958). Simultaneous transfert of heat and moisture in porous media. *Transactions American Geophysical Union* (39), pp. 909–916.

Demarty J., C. Ottlé, I. Braud, A. Olioso, J. Frangi, L. Bastidas et H. Gupta (2004). Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *Journal of Hydrology* **287**(1–4), pp. 214 – 236.

Descloitres M., L. Ruiz, M. Sekhar, A. Legchenko, J.-J. Braun, M. S. Mohan Kumar et S. Subramanian (2008a). Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrological Processes* **22**(3), pp. 384–394.

Descloitres M., L. Séguis, A. Legchenko, M. Wubda, A. Guyot et J.-M. Cohard (2011). The contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of Actual Evapo-Transpiration measurements : a case study in metamorphic context in North Bénin. *Near Surface Geophysics* **9**, pp. 187–200.

Descloitres M., L. Séguis et M. Wubda (2006). Caractérisation des aquifères sur les sites AMMA-CATCH au Bénin. apport de la résonance magnétique des protons. *Rapport de mission IRD au Bénin. Du 23 novembre au 10 décembre 2006*.

Descloitres M., M. Wubda et Y. Le Troquet (2003). Prospections géophysiques sur le bassin versant d'Ara : électrique 2D et électromagnétisme EM34. *Rapport de mission au Bénin. Du 5 au 14 mai 2003*.

Descloitres M., M. Wubda et L. Séguis (2008b). Caractérisation géophysique de l'aquifère sur le site de Nalohou (Djougou, Nord Bénin). *Rapport de mission, programme ANR Ghyraf. Du 30 septembre au 9 octobre 2008*.

Descroix L., G. Mahé, T. Lebel, G. Favreau, S. Galle, E. Gautier, J. C. Olivry, J. Albergel, O. Amogu, B. Cappelaere, R. Dessouassi, A. Diedhiou, E. Le Breton, I. Mamadou et D. Sighomnou (2009). Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa : a synthesis. *Journal of Hydrology* **375**, pp. 90–102.

Dunne T. et R. D. Black (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research* **6**(5), pp. 1296–1311.

Faure P. (1977). *Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/200 000 : feuille de Djougou*. Notice Explicative. ORSTOM, pp. 58.

Favreau G., B. Cappelaere, S. Massuel, M. Leblanc, M. Boucher, N. Boulain et C. Leduc (2009). Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid Southwest Niger : A review. *Water Resource Research* **45**.

Favreau G., C. Leduc, C. Marlin, M. Dray, J.-D. Taupin, M. Massault, C. Le Gal La Salle et M. Babic (2002). Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from 3H and 14C modeling. *Ground Water* **40**(2), pp. 144–151.

Galle S.. Granulométrie : tamis en 3 classes, bassin versant de la Donga. Communication personnelle.

Galle S., L. Séguis, M. Arjounin, T. Bariac, J.-M. Bouchez, I. Braud, J.-M. Cohard, M. Descloitres, G. Favreau, B. Kamagaté, J.-P. Laurent, M. Le Lay, F. Malinur, C. Ottlé, C. Peugeot, H. Robain, J. Seghieri, J.-L. Seidel, N. Varado, I. Zin et M. Zribi (2005). Évaluation des termes du bilan hydrologique sur le bassin versant de la Donga par mesure et modélisation. In *Actes du colloque Ecosphère Continentale, ECCO, Toulouse, déc. 2005*, pp. 411–416.

Gardner W. R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science* **85**(4), pp. 228–232.

Giertz S. et B. Diekkrüger (2003). Analysis of the hydrological processes in a small headwater catchment in Benin (West Africa). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* **28**(33–36), pp. 1333–1341.

Giertz S., B. Diekkrüger et G. Steup (2006). Physically-based modelling of hydrological processes in a tropical headwater catchment in Benin (West Africa) – process representation and multi-criteria validation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **3**(2), pp. 595–651.

Goutorbe J. P., T. Lebel, A. J. Dolman, J. H. C. Gash, P. Kabat, Y. H. Kerr, B. Monteny, S. D. Prince, J. N. M. Stricker, A. Tinga et J. S. Wallace (1997). An overview of HAPEX-Sahel : a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology* **188-189**(0), pp. 4–17.

Guyot A. (2010). *Estimation de l'évapotranspiration sur un couvert complexe par utilisation de la scintillométrie infrarouge. Application à un bassin versant en zone soudano-sahélienne (Bénin)*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, France.

Guyot A., J.-M. Cohard, S. Anquetin et S. Galle (2009a). Three years of large aperture scintillometer measurements in West Africa. In *European Geosciences Union, General Assembly 2009*.

Guyot A., J.-M. Cohard, S. Anquetin et S. Galle (2012). Long-term observations of turbulent fluxes over heterogeneous vegetation using scintillometry and additional observations : A contribution to AMMA under sudano-sahelian climate. *Agricultural and Forest Meteorology* **154–155**, pp. 84–98.

Guyot A., J.-M. Cohard, S. Anquetin, S. Galle et C. R. Lloyd (2009b). Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment. *Journal of Hydrology* **375**(1-2), pp. 227–240.

Hinderer J., C. de Linage, J.-P. Boy, P. Gegout, F. Masson, Y. Rogister, M. Amalvict, J. Pfeffer, F. Littel, B. Luck, R. Bayer, C. Champollion, P. Collard, N. L. Moigne, M. Diament, S. Deroussi, O. de Viron, R. Biancale, J.-M. Lemoine, S. Bonvalot, G. Gabalda, O. Bock, P. Genthon, M. Boucher, G. Favreau, L. Séguis, F. Delclaux, B. Cappelaere, M. Oi, M. Descloitres, S. Galle, J.-P. Laurent, A. Legchenko et M.-N. Bouin (2009). The GHYRAF (gravity and hydrology in Africa) experiment : Description and first results. *Journal of Geodynamics* **48**(3-5), pp. 172–181.

Hinderer J., J. Pfeffer, M. Boucher, S. Nahmani, C. De Linage, J.-P. Boy, P. Genthon, L. Seguis, G. Favreau, O. Bock et M. Descloitres (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*, pp. 1–20.

Horton R. (1933). The role of infiltration in the hydrological cycle. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* **14**, pp. 446–460.

Janicot S., A. Harzallah, B. Fontaine et V. Moron (1998). West African monsoon dynamics and Eastern equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970–88). *Journal of Climate* **11**, pp. 1874–1882.

Jones J. E. et C. S. Woodward (2001). Newton-Krylov-multigrid solvers for large-scale, highly heterogeneous, variably saturated flow problems. *Advances in Water Resources* **24**(7), pp. 763–774.

Judex M., J. Röhrig, O. Schulz et H.-P. Thamm (Editeurs) (2009). *IMPETUS Atlas Benin. Résultats de recherche 2000 - 2007* (3ème éd.). Department of Geography, University of Bonn, Allemagne.

Kamagate B. (2006). *Fonctionnement hydrologique et origines des écoulements sur un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin : bassin versant de la Donga (haute vallée de l'Ouémé)*. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, France.

Kamagate B., L. Séguis, G. Favreau, J.-L. Seidel, M. Descloitres et P. Affaton (2007). Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Benin (Donga, upper Ouémé river). *Comptes Rendus Géosciences* **339**(6), pp. 418–429.

Kollet S. J. et R. M. Maxwell (2006). Integrated surface-groundwater flow modeling : A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources* **29**(7), pp. 945–958.

Kollet S. J. et R. M. Maxwell (2008). Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. *Water Resources Research* **44**(2).

Kunstmann H., G. Jung, S. Wagner et H. Clottey (2008). Integration of atmospheric sciences and hydrology for the development of decision support systems in sustainable water management. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* **33**(1–2), pp. 165–174.

Lawrence D. M., P. E. Thornton, K. W. Oleson et G. B. Bonan (2007). The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM : impacts on land-atmosphere interaction. *Journal of Hydrometeorology* **8**, pp. 862–880.

Le Lay M. (2006). *Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.

Le Lay M., G.-M. Saulnier, S. Galle, L. Seguis, M. Métadier et C. Peugeot (2008). Model representation of the sudanian hydrological processes : Application on the Donga catchment (Benin). *Journal of Hydrology* **363**(1-4), pp. 32–41.

Lebel T., B. Cappelaere, S. Galle, N. Hanan, L. Kergoat, S. Levis, B. Vieux, L. Descroix, M. Gosset, E. Mougin, C. Peugeot et L. Seguis (2009). AMMA-CATCH studies in the sahelian region of West-Africa : an overview. *Journal of Hydrology* **375**(1-2), pp. 3–13.

Lelong F. et J. Lemoine (1968). *Les nappes phréatiques des arènes et des altérations argileuses : leur importance en zone intertropicale, les difficultés de leur exploitation.* Bulletin du BRGM.

Li K., R. D. Jong et J. Boisvert (2001). An exponential root-water-uptake model with water stress compensation. *Journal of Hydrology* **252**(1-4), pp. 189–204.

Maréchal J.-C., M. R. Varma, J. Riotte, J.-M. Vouillamoz, M. M. Kumar, L. Ruiz, M. Sekhar et J.-J. Braun (2009). Indirect and direct recharges in a tropical forested watershed : Mule Hole, India. *Journal of Hydrology* **364**(3–4), pp. 272–284.

Massuel S., B. Cappelaere, G. Favreau, C. Leduc, T. Lebel et T. Vischel (2011). Integrated surface water–groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a regional sahelian aquifer. *Hydrological Sciences Journal* **56**(7), pp. 1242–1264.

Maxwell R. M. et N. L. Miller (2005). Development of a coupled land surface and groundwater model. *Journal of Hydrometeorology* **6**, pp. 233–247.

McDonald M. G., A. W. Harbaugh et les auteurs originels de MODFLOW (2003). The history of MODFLOW. *Ground Water* **41**(2), pp. 280–283.

McKay M. D., R. J. Beckman et W. J. Conover (1979). A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *American Statistical Association and American Society for Quality, Technometrics* **21**(2), pp. 239–245.

Mckay M. D., R. J. Beckman et W. J. Conover (1979). A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *Technometrics* **21**(2), pp. 239–245.

Miller G. R., S. Gou, I. M. Ferguson et R. M. Maxwell (2011). Modeling stand-scale patterns in evapotranspiration and soil moisture in a heterogeneous plant canopy : A coupled subsurface-land surface approach. In *AGU Fall Meeting 2011.*

Mualem Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* **12**.

Noilhan J. et S. Planton (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review* **117**, pp. 536–549.

Peugeot C., B. Cappelaere, B. E. Vieux, L. Séguis et A. Maia (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology* **279**(1–4), pp. 224–243.

Peugeot C., F. Guichard, O. Bock, D. Bouniol, M. Chong, A. Boone, B. Cappelaere, M. Gosset, L. Besson, Y. Lemaître, L. Séguis, A. Zannou, S. Galle et J.-L. Redelsperger (2011). Mesoscale water cycle within the West African Monsoon. *Atmospheric Science Letters* **12**(1), pp. 45–50.

Philip J. R. (1957). The theory of infiltration : 4. sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science* **84**(3), pp. 257–264.

Philippon N., E. Mougin, L. Jarlan et F. P.L. (2005). Analysis of the linkages between rainfall and land surface conditions in the West Africa monsoon through CMAP, ERS-WSC and NOAA-AVHRR data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* **110**(D24).

Qu Y. et C. J. Duffy (2007). A semidiscrete finite volume formulation for multiprocess watershed simulation. *Water Resources Research* **43**, pp. 8419.

Racked E., E. Rathgeber et D. B. Brooks (Editeurs) (1996). *Water Management in Africa and the Middle East. Challenges and Opportunities*. International Development Research Centre.

Redelsperger J.-L., A. Diedhiou, C. Flamant, S. Janicot, J.-P. Lafore, T. Lebel, J. Polcher, G. Caniaux, P. De Rosnay, M. Desbois, L. Eymard, B. Fontaine, I. Geneau, K. Ginoux, M. Hoepffner, C. Kane, K. Law, C. Mari, B. Marticorena, E. Mougin, J. Pelon, C. Peugeot, A. Protat, F. Roux, B. Sultan et E. Van Den Akker (2006). AMMA, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *Météorologie* **54**.

Richard A. (2011). Caractérisation de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols de l'Ouémé supérieur (Bénin) : Rapport d'analyse. *Rapport de mission au Bénin. Du 7 octobre au 23 décembre 2011*.

Robain H., M. Descloitres, M. Ritz et Q. Y. Atangana (1996). A multiscale electrical survey of a lateritic soil system in the rain forest of Cameroon. *Journal of Applied Geophysics* **34**(4), pp. 237–253.

Robain H. et M. Wubda (2004). Rapport de prospection par tomographie électrique à Nalohou et Béléfoungou (Nord Bénin). *Rapport de mission au Bénin. Du 12 octobre au 22 novembre 2004*.

Robert D. (2010). Caractérisation de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du premier mètre des sols du bassin versant de l'Ara (Nord Bénin). *Rapport de mission au Bénin. Du 20 octobre au 23 décembre 2010*.

Robert D., J.-M. Cohard, M. Descloitres, J.-P. Vandervaere, I. Braud et M. Vauclin (2011). How subsurface patterns affect surface energy budget patterns : a Sudanian case study. In *AGU Fall Meeting 2011*.

Rodriguez de Fonseca M. B., S. Janicot, E. Mohino, T. Losada Doval, J. Bader, C. Caminade, F. Chauvin, B. Fontaine, J. Garcia-Serrano, S. Gervois, M. Joly, I. Polo, P. M. Ruti, P. Roucou et A. Voldoire (2011). Interannual and decadal SST forced responses of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters* **12**(1), pp. 67–74.

Ross P. J., J. Williams et K. L. Bristow (1991). Equation for extending water-retention curves to dryness. *Soil Science Society of America Journal* **55**(4), pp. 923–927.

Ruiz L., M. R. Varma, M. M. Kumar, M. Sekhar, J.-C. Maréchal, M. Descloitres, J. Riotte, S. Kumar, C. Kumar et J.-J. Braun (2010). Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India) : Regolith matric storage buffers the groundwater recharge process. *Journal of Hydrology* **380**(3–4), pp. 460–472.

Seghieri J., A. Vescovo, K. Padel, R. Soubie, M. Arjounin, N. Boulain, P. de Rosnay, S. Galle, M. Gosset, A. H. Mouctar, C. Peugeot et F. Timouk (2009). Relationships between climate, soil moisture and phenology of the woody cover in two sites located along the West African latitudinal gradient. *Journal of Hydrology* **375**(1-2), pp. 78–89.

Séguis L., N. Boulain, B. Cappelaere, J.-M. Cohard, G. Favreau, S. Galle, A. Guyot, P. Hiernaux, E. Mougin, C. Peugeot, D. Ramier, J. Seghieri, F. Timouk, V. Demarez, J. Demarty, L. Descroix, M. Descloitres, M. Grippa, F. Guichard, B. Kamagaté, L. Kergoat, T. Lebel, V. Le Dantec, M. Le Lay, S. Massuel et V. Trichon (2011a). Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient. *Atmospheric Science Letters* **12**(1), pp. 31–37.

Séguis L., B. Kamagaté, G. Favreau, M. Descloitres, J.-L. Seidel, S. Galle, C. Peugeot, M. Gosset, L. L. Barbé, F. Malinur, S. V. Exter, M. Arjounin, S. Boubkraoui et M. Wubda (2011b). Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid sudanian zone : The Donga basin (Benin, West Africa) : Inter-annual variability of water budget. *Journal of Hydrology* **402**(1-2), pp. 1–13.

Soubeyran S., B. Hector, M. Descloitres, M. Wubda et L. Séguis (2011). Etudes géophysiques, géologiques et hydrologiques des sites de Nalohou et Béléfoungou (Djougou, Nord Bénin). *Rapport de mission au Bénin. Février 2011*.

Taconet O., R. Bernard et D. Vidal-Madjar (1986). Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **25**, pp. 284–307.

Timouk F., L. Kergoat, E. Mougin, C. Lloyd, E. Ceschia, J.-M. Cohard, P. de Rosnay, P. Hiernaux, V. Demarez et C. Taylor (2009). Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a sahelian landscape. *Journal of Hydrology* **375**(1-2), pp. 178–189.

Tompson A. F. B., R. Ababou et L. W. Gelhar (1989). Implementation of the three-dimensional turning bands random field generator. *Water Resources Research* **25**(10), pp. 2227–2243.

van Genuchten M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* **44**, pp. 892–898.

van Griensven A., T. Meixner, S. Grunwald, T. Bishop, M. Diluzio et R. Srinivasan (2006). A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *Journal of Hydrology* **324**(1-4), pp. 10–23.

Vandervaere J.-P. (1995). *Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés.* Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier Grenoble I.

Varado N. (2004). *Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin versant de la Donga, au Bénin.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.

Vauclin M. et J.-L. Chopart (1991). Waterbalance modelling of a cropped soil : deterministic and stochasticapproaches. In I. Publication (Editeur), *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone (Niamey Workshop)*, Number 199, pp. 471–482.

Volkoff B. (1976). *Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/200 000 : feuille d'Abomey.* Notice Explicative. ORSTOM, pp. 41.

Wigmosta M. S., B. Nijssen et P. Storck (2002). *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*, Chapter 2 : The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model, pp. 7–42. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO.

Wigmosta M. S., L. W. Vail et D. P. Lettenmaier (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* **30**(6), pp. 1665–1679.

Wooding R. A. (1968). Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research* **4**(6), pp. 1259–1273.

Wubda M. (2003). *Reconnaissance géophysique du bassin versant d'Ara (Djougou, Nord Bénin).* Mémoire de DEA, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Zeng X. (2001). Global vegetation root distribution for land modeling. *Journal of Hydrometeorology* **2**, pp. 525–530.

Zheng X. et E. A. B. Eltahir (1998). The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *Journal of Climate* **11**(8), pp. 2078–2096.

Zin I., M. Zribi, C. Ottlé, P. Hiernaux, R. Lacaze, S. Le Hégarat-Mascle, B. Sanou, C. André, S. Guibert, S. Saux-Picard, N. Dessay, N. Boulain, B. Cappelaere, L. Descroix, S. Galle, C. Peugeot, J. Seghieri et L. Séguis (2009). Land cover assessment on the three AMMA experimental sites from SPOT/HRVIR data. Communication personnelle.

Annexes

A Etude de sensibilité 1D à partir d'observations

La construction du modèle s'appuie sur les données collectées au cours de la campagne AMMA-CATCH concernant tant la topographie et le sous-sol que la caractérisation et la dynamique du couvert végétal. En particulier, des campagnes de prospection géophysique ont été réalisées sur le site permettant l'identification des géométries de socle, la distribution spatiale des structures aquifères et des porosités de drainage associées. Néanmoins, les données disponibles sont insuffisantes pour la construction complète du modèle distribué.

Une partie de ce travail a alors consisté à identifier les paramètres influents pour les transferts verticaux. Ceci repose sur une analyse de sensibilité du modèle 1D SiSPAT présentée dans ce chapitre. Cela a permis de concevoir une stratégie d'échantillonnage pour orienter une nouvelle campagne de terrain et caractériser la distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques des horizons de surface (chapitres 5 et 6).

A.1 Identification des paramètres sensibles du modèle SiSPAT

A.1.1 Objectifs de l'analyse de sensibilité

En modélisation de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère 1D, les paramètres à renseigner dans le modèle sont nombreux et concernent autant les propriétés du sol, de la surface que de la végétation. Certains paramètres sont mesurés sur le terrain ou déterminés au laboratoire, d'autres sont issus du calage de modèles empiriques. Cependant certains paramètres ne sont pas connus ou insuffisamment renseignés. Enfin, tous ces paramètres sont entachés d'incertitudes. En modélisation 3D, il faut non seulement renseigner les mêmes paramètres qu'en 1D mais également leur distribution spatiale dans leurs extensions horizontales. Le besoin en caractérisation est donc démultiplié et rendu quasi inaccessible de part l'ampleur du nombre de variables. Afin de limiter l'effort de caractérisation au strict nécessaire, nous souhaitons d'une part identifier les

paramètres sensibles des modèles que nous utilisons et d'autre part mettre en place des stratégies de spatialisation.

On réalise ainsi une analyse de sensibilité d'un modèle 1D pour déterminer l'influence de chacun des paramètres dans les transferts verticaux. Ce sont également ceux auxquels il faudra faire particulièrement attention lors de la prise en compte de la variabilité spatiale et des échanges latéraux dans le passage en 3D. On s'intéresse surtout aux paramètres difficiles à évaluer ou non connus, et à ceux qui ont une forte variabilité spatiale et qui sont donc susceptibles de contrôler les transferts latéraux. Il conviendra de mettre en œuvre une stratégie de spatialisation pour ces paramètres. Cette analyse permet ainsi d'orienter les expérimentations de terrain vers la mesure des paramètres les plus sensibles du modèle pour lesquels une meilleure caractérisation serait requise.

A.1.2 Configuration et paramètres analysés

Pour cette analyse de sensibilité, nous avons utilisé le modèle SiSPAT qui décrit précisément les transferts dans la zone non saturée. Parmi tous les paramètres du modèle nous avons effectué une présélection des paramètres dont nous souhaitons caractériser la sensibilité.

Nous avons choisi une configuration à 3 horizons, ce qui correspond aux observations de terrain (cf. tableau 2.2). Nous n'avons pas voulu tester la sensibilité au maillage, car la densification du maillage près des interfaces entre horizons est spécifique à SiSPAT et n'existe pas dans ParFlow. Pour éviter des compensations de paramètres hydrodynamiques différents par des tailles d'horizons variables, nous avons fixé les profondeurs des horizons. Le premier horizon fait 0,5 m de profondeur, le second 2 m et le troisième s'étend jusqu'au bas de la colonne de sol, à 6 m de profondeur.

Les options sont nombreuses, et plutôt que de les tester, nous avons choisi les options les plus pertinentes pour ce site d'étude, comme par exemple l'équation de van Genuchten-Burdine modifiée dans la partie sèche (Braud et Chanzy 2000, Burdine 1953, Ross *et al.* 1991, van Genuchten 1980) pour représenter les courbes de rétention et le caractère bimodal des sols observés (cf. section 2.2).

Les paramètres de végétation choisis correspondent à une végétation herbacée, car c'est ce type d'occupation du sol que l'on retrouve au niveau des instruments de mesures permettant d'obtenir le forçage du modèle et les données d'évaluation des résultats de simulation.

En pratique, on a choisi 30 paramètres à renseigner dans le modèle SiSPAT, caractéristiques du sol, de la végétation et de la surface.

Pour le sol, les paramètres à renseigner qui seront analysés sont :

- la porosité : p $[m^3.m^{-3}]$. La teneur en eau à saturation (θ_s $[m^3.m^{-3}]$) est déterminée à partir de la porosité par la relation : $\theta_s = 0{,}9.p$.

- les paramètres des courbes de rétention selon l'équation de van Genuchten-Burdine modifiée dans le sec :

$$\begin{cases} \dfrac{\theta - \theta_{r1}}{\theta_s - \theta_{r1}} = \left[1 + \left(\dfrac{h(\theta)}{h_{g1}}\right)^{n_1}\right]^{-(1-2/n_1)} & \text{si } h > h_c \\ \dfrac{\theta}{\theta_s} = \left[1 + \left(\dfrac{h(\theta)}{h_{g2}}\right)^{n_2}\right]^{-(1-2/n_2)} - \left[1 + \left(\dfrac{h_o}{h_{g2}}\right)^{n_2}\right]^{-(1-2/n_2)} & \text{si } h \leqslant h_c \end{cases} \tag{A.1}$$

  où θ $[m^3.m^{-3}]$ est la teneur volumique en eau du sol, θ_s $[m^3.m^{-3}]$ la teneur en eau à saturation, θ_{r1} $[m^3.m^{-3}]$ la teneur en eau résiduelle du premier mode (la teneur en eau résiduelle globale est nulle), h $[m]$ est la pression. h_c est la pression entre les 2 modes, h_{g1} et h_{g2} $[m]$ sont des paramètres d'échelle pour chacun des 2 modes pour lesquels les courbes de rétention montrent une inflexion ; n_1 et n_2 $[-]$ sont des paramètres de forme. On analysera h_{g1} et n_1. Les paramètres h_{g2} et n_2 seront déterminés à partir des valeurs de h_{g1} et n_1 choisies pour assurer la continuité de type $\mathcal{C}^1$ de la courbe de rétention (i.e. $h(\theta)$ continue, dérivable et de dérivée continue).
- les paramètres des courbes de conductivité hydraulique en utilisant l'équation de Brooks et Corey (1964) :

$$K(\theta) = K_S . \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right]^{\eta} \tag{A.2}$$

  où K $[m.s^{-1}]$ est la conductivité hydraulique, et K_S $[m.s^{-1}]$ celle à saturation. η $[-]$ est un paramètre de forme.
- les paramètres des courbes de conductivité thermique pour lesquelles on a utilisé l'expression de De Vries (1958) qui calcule la conductivité thermique à partir des contributions des constituants (quartz, autres minéraux, matière organique, air, eau) :

$$\lambda = \frac{\sum_{i \in q,m,o,a,e} k_i \theta_i \lambda_i}{\sum_{i \in q,m,o,a,e} k_i \theta_i} \tag{A.3}$$

  où λ $[W.m^{-1}.K^{-1}]$ est la conductivité thermique, θ $[m^3.m^{-3}]$ une teneur volumique d'un constituant du sol, k $[-]$ un facteur de forme. Les indices $_{q,m,o,a,e}$ désignent respectivement le quartz, les autres minéraux, la matière organique, l'air et l'eau. On analysera les paramètres θ_q et θ_o. θ_m est alors le complément des 2 paramètres précédents pour arriver à 100 % de la matrice solide.
- la tortuosité *tort* $[-]$ qui intervient dans le calcul du coefficient de diffusion de la vapeur.

Pour les paramètres tels que le point de flétrissement (θ_{wilt} $[m^3.m^{-3}]$), la teneur en eau à partir de laquelle la phase liquide n'est plus continue (θ_k $[m^3.m^{-3}]$) ou la hauteur maximale de la lame d'eau qui peut se former en surface (h_{omax} $[m]$) nous n'étudierons pas la sensibilité du modèle. θ_{wilt} est calculé à partir de la courbe de rétention pour un potentiel matriciel de -150 m. La sensibilité à θ_k ne nous semble pas pertinente à analyser car la contribution au transport d'énergie dans le sol de la phase vapeur reste très faible devant celle de la phase liquide. De plus, ce paramètre ne sera pas considéré dans le modèle 3D ParFlow-CLM. Etant

donné que le ruissellement est négligeable dans le bassin versant de l'Ara, il n'est pas utile de tester le paramètre h_{omax} qui représente la lame d'eau maximale en surface.

Pour la végétation, la sensibilité du modèle est analysée pour les paramètres suivants :

- Le potentiel foliaire critique h_{fc} $[m]$ qui intervient dans le calcul de la résistance stomatique des plantes
- La résistance totale des plantes R_{tot} $[s/m_{racine}]$ qui est utilisée dans le modèle d'extraction racinaire
- La série d'indice foliaire LAI $[-]$
- La série de hauteur de végétation h_{veg} $[m]$
- La série d'albédo α $[-]$
- Le profil racinaire, ayant une forme particulière définie à partir de profondeurs caractéristiques h_{rac} $[m]$ et d'une densité racinaire maximale, seul un facteur multiplicatif des profondeurs caractéristiques du profil est testé.

Pour les séries de LAI, de hauteur de végétation et d'albedo, nous n'avons pas pu prendre en compte l'incertitude sur chaque mesure individuelle. Nous avons donc considéré une erreur systématique (sous-estimation ou sur-estimation de la série) que nous avons traduite par un facteur multiplicatif d'une série de référence pour l'analyse de sensibilité.

Enfin, les paramètres caractérisant la surface sont les suivants :

- La longueur de rugosité pour la chaleur Z_{0h} $[m]$, choisi comme étant proportionnel à la longueur de rugosité pour la quantité de mouvement Z_{0m} $[m]$.
- Le coefficient d'extinction abl $[-]$ qui intervient dans le calcul de la fraction de couverture du sol et de l'interception des pluies par la végétation $\sigma_f = 1 - \exp^{-abl.LAI}$.

Le tableau A.1 récapitule les paramètres analysés avec leur unité et leur plage de variation. Il indique également si la plage de variation est découpée en intervalles égaux en échelle linéaire ou logarithmique. Enfin, pour les séries (LAI, ...), il s'agit d'un facteur multiplicatif de l'ensemble de la série ; pour le profil racinaire, il s'agit d'un facteur multiplicatif de la profondeur.

A.2 Principe de l'analyse de sensibilité

Le schéma de la figure A.1 représente les étapes à accomplir pour réaliser l'analyse de sensibilité, autrement dit pour répondre à la question : Quelle est l'influence de chacun des paramètres sur les résultats de simulation ? La première étape consiste à choisir une stratégie d'échantillonnage du jeu de paramètres. Il s'agit donc de déterminer les simulations à réaliser. Il faut ensuite quantifier les variations des résultats obtenus par rapport à une simulation de référence ou à des données réelles, c'est à dire choisir et calculer des fonctions de coût. Enfin, il reste à affecter les variations des fonctions de coût aux paramètres concernés. Ceci se fait par le calcul d'un indice de sensibilité.

TABLEAU A.1 – Paramètres analysés dans l'étude de sensibilité du modèle SiSPAT

P	Paramètre	type	unité	min	max	lin/log
	Pour le sol					
1	p	valeur / horizon 1	$[m^3.m^{-3}]$	0,3	0,5	lin
2	h_{g1}	valeur / horizon 1	$[m]$	-0,2	-2	log
3	n_1	valeur / horizon 1	$[-]$	2,3	3	lin
4	K_s	valeur / horizon 1	$[m.s^{-1}]$	1E-06	1E-04	log
5	η	valeur / horizon 1	$[-]$	5	20	lin
6	θ_q	valeur / horizon 1	$[m^3.m^{-3}]$	0,5	0,85	lin
7	θ_o	valeur / horizon 1	$[m^3.m^{-3}]$	0	0,2	lin
8	p	valeur / horizon 2	$[m^3.m^{-3}]$	0,25	0,5	lin
9	h_{g1}	valeur / horizon 2	$[m]$	-0,2	-2	log
10	n_1	valeur / horizon 2	$[-]$	2,1	3	lin
11	K_s	valeur / horizon 2	$[m.s^{-1}]$	1E-07	1E-05	log
12	η	valeur / horizon 2	$[-]$	10	30	lin
13	θ_q	valeur / horizon 2	$[m^3.m^{-3}]$	0,5	0,9	lin
14	θ_o	valeur / horizon 2	$[m^3.m^{-3}]$	0	0,15	lin
15	p	valeur / horizon 3	$[m^3.m^{-3}]$	0,1	0,4	lin
16	h_{g1}	valeur / horizon 3	$[m]$	-0,2	-2	log
17	n_1	valeur / horizon 3	$[-]$	2,3	3	lin
18	K_s	valeur / horizon 3	$[m.s^{-1}]$	1E-06	1E-04	log
19	η	valeur / horizon 3	$[-]$	10	30	lin
20	θ_q	valeur / horizon 3	$[m^3.m^{-3}]$	0,5	0,9	lin
21	θ_o	valeur / horizon 3	$[m^3.m^{-3}]$	0	0,1	lin
22	$tort$	valeur / horizons 1 à 3	$[-]$	0,4	0,9	lin
	Pour la végétation					
23	h_{fc}	valeur	$[m]$	-100	-200	lin
24	R_{tot}	valeur	$[s.m_{racine}^{-1}]$	1E+11	1E+13	log
25	LAI	facteur multiplicatif	$[-]$	0,6	1,4	lin
26	h_{veg}	facteur multiplicatif	$[-]$	0,6	1,4	lin
27	α	facteur multiplicatif	$[-]$	0,8	1,2	lin
28	h_{rac}	facteur multiplicatif	$[-]$	0,5	3	lin
	Pour la surface					
29	Z_{0m}/Z_{0h}	valeur	$[-]$	10	10000	log
30	abl	valeur	$[-]$	0,4	0,9	lin

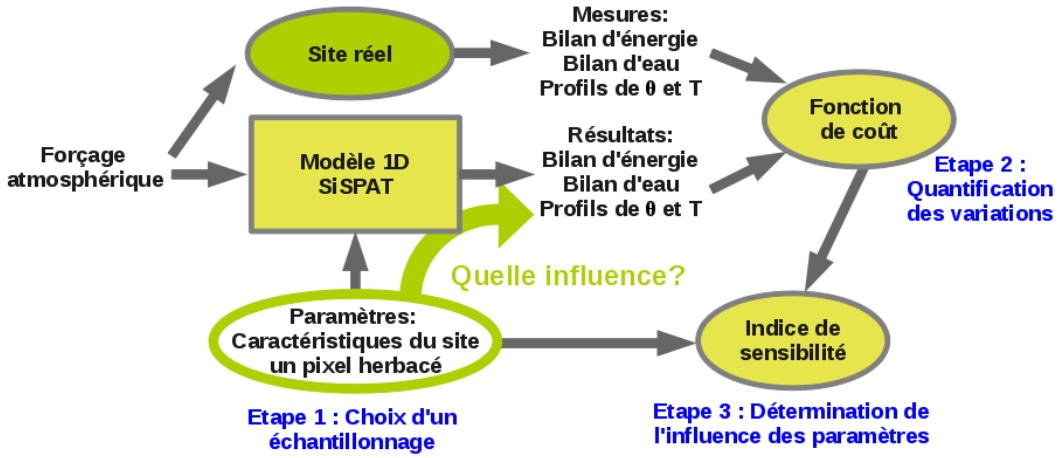


FIGURE A.1 – Schéma des étapes de l'analyse de sensibilité

A.2.1 Etape 1 : échantillonnage de l'espace des paramètres analysés

La stratégie d'échantillonnage doit explorer tout l'espace des paramètres. Cette exploration peut être exhaustive comme la méthode de Monte-Carlo, ou sélective comme la méthode par hypercubes latins (van Griensven *et al.* 2006). La première nécessite un grand nombre de simulations ce qui n'est pas envisageable dans notre cas avec SiSPAT. En effet, l'analyse de sensibilité a été réalisée sur un cycle annuel complet permettant d'explorer simultanément des conditions très sèches et des conditions très humides. Les temps de calcul sur une telle période sont très importants en rendent inenvisageable ce type de méthode.

On utilise ici les hypercubes latins comme stratégie d'échantillonnage de l'espace des paramètres à analyser (Mckay *et al.* 1979). Pour analyser P paramètres dont la plage de variation est découpée en N intervalles de même longueur, la méthode d'échantillonnage classique demanderait de tester les N^P combinaisons de valeurs possibles, donc de réaliser N^P simulations. La méthode des hypercubes latins permet de réduire à N le nombre de simulations, en ne prenant qu'une seule combinaison dans chaque hyperplan défini par un intervalle d'un paramètre. Autrement dit, pour chaque paramètre, chacun des N intervalles possibles est représenté une unique fois. Un exemple avec deux paramètres pouvant prendre chacun des valeurs dans 5 intervalles permet d'illustrer cette technique : il y a un unique échantillon dans chaque ligne et dans chaque colonne (cf. figure A.2).

Cette méthode permet d'assurer une bonne répartition des différentes valeurs des paramètres, puisque les points de l'hypercube latin sont uniformément distribués pour chaque paramètre. Cependant, ceci n'assure pas l'uniformité de la répartition des points sur tout le domaine étudié.

A.2.2 Etape 2 : quantification des variations des résultats de simulation

En sortie de modèle, nous nous intéressons aux termes du bilan d'énergie (rayonnement net, flux de chaleur sensible et latente, flux de chaleur dans le sol) et aux données sol (températures et teneurs en eau dans le sol). Il s'agit de séries temporelles. Pour en quantifier les variations, nous

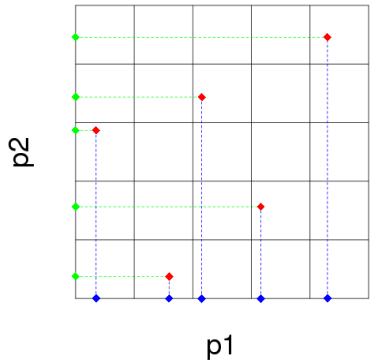


FIGURE A.2 – Echantillonnage par hypercube latin à 5 points pour 2 paramètres p1 et p2

choisissons le calcul des fonctions de coût suivantes : le biais, la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et le critère de Nash entre les séries obtenues avec le modèle et les séries de référence issues des observations de terrain. Néanmoins, pour l'année 2006, nous n'avons pas de données de flux de chaleur latente et les données de flux de chaleur sensible sont incomplètes (cf. section 2.1). Ces fonctions de coût permettent d'évaluer la qualité des résultats de simulation. Le biais nous renseigne sur les erreurs systématiques. Le RMSE ou le critère de Nash nous renseignent plutôt sur la dispersion des valeurs et les erreurs sur les amplitudes journalières ou annuelles.

Il peut également être intéressant de dissocier période sèche et période humide, ou également jour et nuit.

En notant $p_1, p_2, ...p_k..., p_P$ les paramètres analysés, $n_1, n_2, ...n_i..., n_N$ les simulations (chacune correspondant à un point de l'hypercube latin), R l'un des résultats ($R \in [R_n, H, LE, G, T_s, \theta...]$) ayant pour suffixe le numéro de la simulation correspondante ou $_{ref}$ s'il s'agit de la série de référence, nous pouvons écrire :

$$Biais(R_i) = \frac{1}{T}\sum_{t=1}^{T}(R_i(t) - R_{ref}(t)) \tag{A.4}$$

$$RMSE(R_i) = \sqrt{\frac{1}{T}\sum_{t=1}^{T}(R_i(t) - R_{ref}(t))^2} \tag{A.5}$$

$$Nash(R_i) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{T}(R_i(t) - R_{ref}(t))^2}{\sum_{t=1}^{T}(R_{ref}(t) - \langle R_{ref}\rangle)^2} \tag{A.6}$$

où T représente le nombre de pas de temps des séries, t leur indice temporel et $\langle\ \rangle$ leur moyenne temporelle.

A.2.3 Etape 3 : détermination de l'influence des paramètres analysés

Pour affecter les variations des fonctions de coût aux paramètres concernés, il est nécessaire de calculer un **indice de sensibilité**.

On étudie pour cela les corrélations entre ces différentes fonctions de coût (Biais, Nash, RMSE) et chaque paramètre. On notera Y l'une des fonctions de coût (par exemple $Y = Biais(R_n)$). On peut choisir les coefficients de corrélation entre le paramètre analysé et la fonction de Y comme indice de sensibilité (équation A.7). Ils ont l'avantage d'être indépendants de la plage de variation choisie pour chaque paramètre (contrairement au coefficient de régression linéaire).

$$r_{Y,p_k} = \frac{COV_{Y,p_k}}{S_Y \cdot S_{p_k}} \tag{A.7}$$

avec :

$$COV_{X,Y} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(X_i - \langle X\rangle)\cdot(Y_i - \langle Y\rangle) \qquad \text{(covariance empirique)} \tag{A.8}$$

$$S_X = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(X_i - \langle X\rangle)^2} \qquad \text{(écart-type empirique)} \tag{A.9}$$

Il s'agit dans ces formules des **coefficients de corrélation totale**. On ignore les variations des autres paramètres lorsqu'on calcule le coefficient de corrélation entre un paramètre et une fonction de coût r_{Y,p_k} ; or tous les paramètres varient simultanément pour un échantillonnage par hypercube latin.

Il nous est donc apparu plus judicieux de calculer les **coefficients de corrélation partielle** qui traduisent l'influence d'un paramètre sur un résultat compte-tenu des autres paramètres. Cela permet de prendre en compte le fait que tous les paramètres varient simultanément. Ces coefficients de corrélation partielle sont calculés à partir de la matrice des coefficients de corrélation totale.

Considérons une fonction de coût Y. Nous avons une série de N valeurs pour cette variable (autant que de simulations réalisées). On peut écrire la matrice des coefficients de corrélation totale entre Y et les P paramètres :

$$\begin{array}{c} \\ Y \\ p_1 \\ \vdots \\ p_P \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cccc} Y & p_1 & \dots & p_P \end{array} \\ \begin{pmatrix} r_{YY}=1 & r_{Yp_1} & \dots & r_{Yp_P} \\ r_{Yp_1} & r_{p_1p_1}=1 & \dots & r_{p_1p_P} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{Yp_P} & r_{p_1p_P} & \dots & r_{p_Pp_P}=1 \end{pmatrix} \end{array}$$

On note ρ les coefficients de l'inverse de cette matrice. Le coefficient de corrélation partielle entre Y et le paramètre p_K compte-tenu des autres paramètres s'écrit alors :

$$r_{Yp_K,p_1\dots p_P(\text{sauf } p_K)} = \frac{-\rho_{Yp_K}/\rho_{YY}}{|\rho_{Yp_K}/\rho_{YY}|}\frac{\rho^2_{Yp_K}}{\rho_{YY}\rho_{p_Kp_K}} \tag{A.10}$$

Le coefficient de corrélation multiple R^2 entre le résultat Y et l'ensemble des paramètres donne également une indication sur la qualité de la régression linéaire multiple. Il vaut :

$$R^2_{Y,p_1...p_P} = 1 - \frac{1}{\rho_{YY}} \tag{A.11}$$

Néanmoins, les coefficients de corrélation (totale, partielle, multiple) ainsi calculés sont biaisés car calculés sur un échantillon de N simulations trop limité par rapport au nombre de paramètres analysés P. Ces coefficients sont donc surestimés. Pour avoir une idée plus juste des valeurs de ces coefficients avec un échantillon plus grand, on évalue une valeur **débiaisée**.

Les coefficients de corrélation totale débiaisés r^* sont calculés ainsi :

$$r^{*2}_{Yp_K} = \frac{r^2_{Yp_K}(N-1)-1}{N-2} \tag{A.12}$$

Et les coefficients de corrélation multiple R^* sont obtenus par :

$$R^{*2}_{Y,p_1...p_P} = \frac{R^2_{Y,p_1...p_P}(N-1)-P}{N-P-1} \tag{A.13}$$

A.2.3.1 Indice de sensibilité choisi

Finalement, on a choisi comme indice de sensibilité les coefficients de corrélation partielle. Ils sont calculés à partir de la matrice des coefficients de corrélation totale biaisés. En effet, comme on s'intéresse à la comparaison des valeurs des indices de sensibilité entre elles, que celles-ci soient surestimées ou pas nous importe peu. On cherche à déterminer les paramètres ayant un indice de sensibilité plus élevé que les autres. Ces paramètres seront ceux à mesurer sur le terrain pour les renseigner avec plus de précision dans le modèle.

A.3 Résultats de l'analyse de sensibilité : détermination des paramètres influents

A.3.1 Simulations réalisées

Pour chacun des 30 paramètres analysés ($P = 30$), nous avons découpé sa plage de variation en 40 intervalles ($N = 40$). Nous avons réalisé 80 simulations avec le modèle 1D SiSPAT sur l'année 2006, soit 2 échantillonnages par hypercube latin superposés, pour avoir un nombre de simulations 2 à 10 fois supérieur au nombre de paramètres analysés, afin d'obtenir des résultats exploitables.

Concrètement, on peut visualiser les résultats superposés pour les 80 simulations réalisées, comme par exemple pour le rayonnement net (figure A.3), le flux de chaleur latente (figure A.4), la teneur en eau à 20 cm de profondeur (figure A.5) ou la température à 1 m de profondeur (figure A.6).

Dans ces graphes, on note que toutes les configurations retenues permettent de reproduire le cycle annuel des différentes variables présentées, mais une grande amplitude de possibilités apparaît, signe de comportements très différents pour des échelles de temps courtes (quelques heures à quelques jours). Cela peut être illustré par la figure A.5 où la dynamique de ressuyage impacte de manière très importante la totalité de la série.

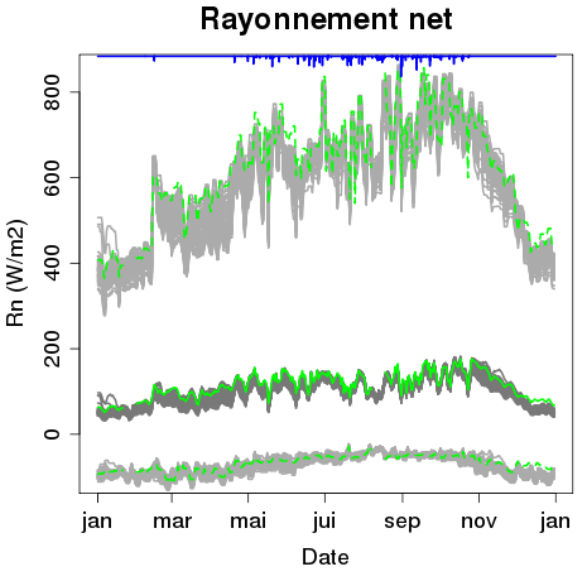


FIGURE A.3 – Séries de rayonnement net (moyennes, minima et maxima journaliers) pour l'année 2006. En vert, les observations ; en gris, les résultats des 80 simulations

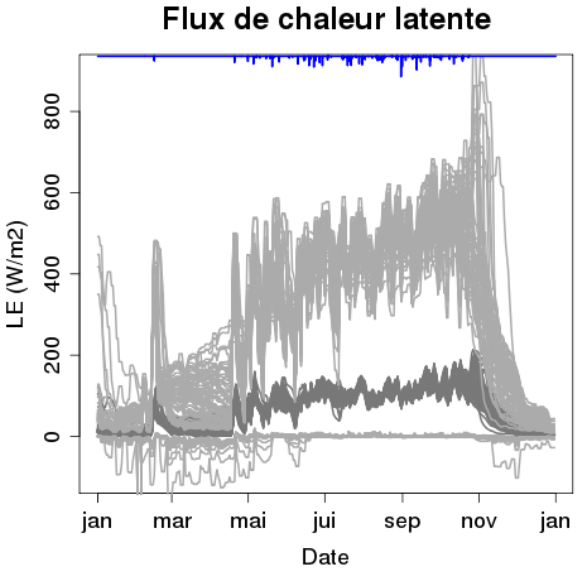


FIGURE A.4 – Séries de flux de chaleur latente (moyennes, minima et maxima journaliers) pour l'année 2006. En gris, les résultats des 80 simulations

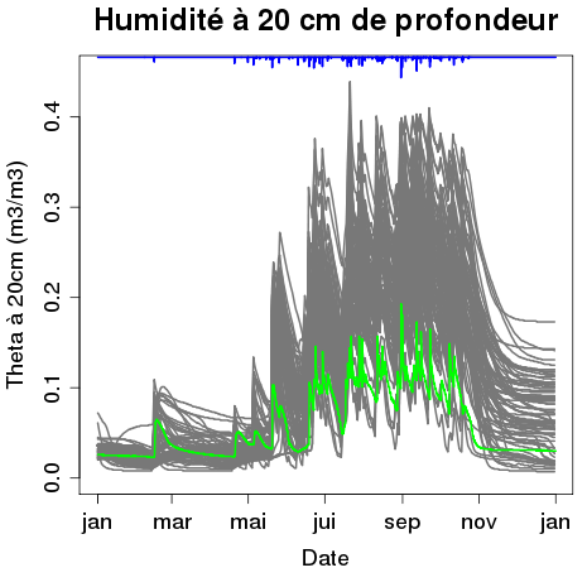


FIGURE A.5 – Séries de teneur en eau dans le sol à 20 cm de profondeur, en moyenne journalière pour l'année 2006. En vert, les observations ; en gris, les résultats des 80 simulations

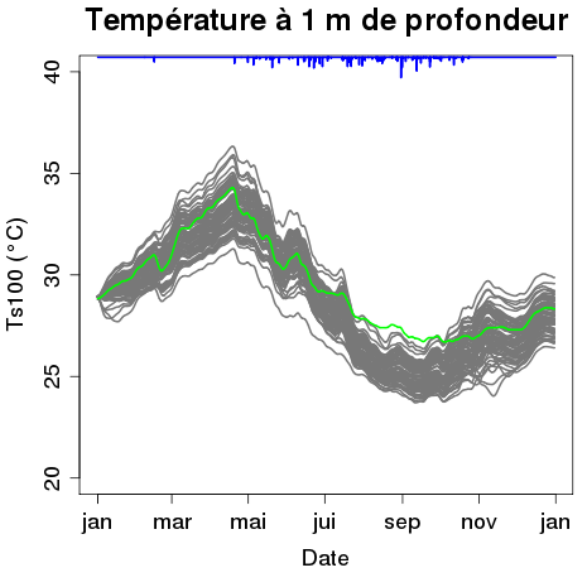


FIGURE A.6 – Séries de température dans le sol à 1 m de profondeur, en moyenne journalière pour l'année 2006. En vert, les observations ; en gris, les résultats des 80 simulations

A.3.2 Indices de sensibilité

Les indices de sensibilités calculés pour les 30 paramètres sont présentés dans les tableaux A.2, A.3 et A.4. Il y a un tableau par fonction de coût choisie, *i.e.* un tableau pour les biais, un pour les RMSE et un pour le critère de Nash. Les résultats sur lesquels sont calculés ces fonctions de coût sont :

- les termes du bilan d'énergie pour lesquels on a des observations : le rayonnement net (R_n), le flux de chaleur sensible (H), le flux de chaleur dans le sol (G). Pour ces termes, les fonctions de coûts sont calculés au pas de temps de la demi-heure, qui est le pas de temps du forçage atmosphérique et des données d'évaluation ; sauf pour le flux de chaleur dans le sol qui est calculé au pas de temps horaire.
- les teneurs en eau du sol aux profondeurs pour lesquelles on a des mesures : 20 cm, 40 cm, 60 cm et 1 m ($\theta 20$, $\theta 40$, $\theta 60$ et $\theta 100$). Ces mesures sont disponibles au pas de temps horaire, d'où un calcul des fonctions de coûts à ce même pas de temps.
- les températures du sol aux profondeurs pour lesquelles on a des mesures : 0 cm, 20 cm, 40 cm, 60 cm et 1 m ($T_s 0$, $T_s 20$, $T_s 40$, $T_s 60$ et $T_s 100$). Comme précédemment, le calcul des fonctions de coût se fait au pas de temps horaire.

On a fait ressortir dans ces tableaux les forts indices de sensibilité (en valeur absolue) en utilisant la légende des couleurs suivante :

0 à 0.2	0.2 à 0.4	0.4 à 0.6	0.6 à 0.8	0.8 à 1

TABLEAU A.2 – Coefficients de corrélation partielle entre le paramètre P (en ligne) et le biais de la variable considérée (en colonne)

	P	R_n	H	G	T_s0	T_s20	T_s40	T_s60	T_s100	$\theta20$	$\theta40$	$\theta60$	$\theta100$
1	p (H1)	-0.33	0.88	-0.33	-0.08	0.16	0.19	0.05	0.03	0.85	0.47	-0.13	0.76
2	h_{g1} (H1)	0.35	-0.21	-0.08	0	-0.29	-0.31	-0.25	-0.27	0.01	-0.1	0.03	-0.03
3	n_1 (H1)	0.3	-0.08	-0.02	0.07	-0.07	0	0.02	0.03	-0.64	-0.38	0.73	0.49
4	K_s (H1)	0.01	0.33	-0.57	-0.19	-0.11	-0.13	-0.15	-0.15	-0.42	-0.22	0.31	0.77
5	η (H1)	-0.77	0.83	0.8	0.74	0.75	0.72	0.69	0.68	0.9	0.6	-0.57	0.22
6	θ_q (H1)	0.18	-0.67	0.22	0.11	-0.13	-0.13	-0.04	-0.01	-0.4	-0.56	-0.23	-0.37
7	θ_o (H1)	0.07	-0.16	-0.28	-0.14	-0.41	-0.35	-0.27	-0.19	-0.48	-0.51	0.03	0.32
8	p (H2)	-0.56	0.45	0.52	0.23	-0.15	-0.16	-0.08	0.05	-0.3	-0.46	0.49	0.12
9	h_{g1} (H2)	-0.35	0.71	0.18	0.15	0.54	0.56	0.47	0.42	0.06	-0.18	0.17	0.79
10	n_1 (H2)	-0.04	0.2	-0.06	-0.12	0.19	0.16	0.03	0.02	0.83	0.75	-0.39	-0.56
11	K_s (H2)	0.66	-0.76	-0.07	-0.21	-0.45	-0.43	-0.33	-0.32	-0.63	-0.43	-0.59	-0.83
12	η (H2)	-0.35	0.53	-0.03	0.35	-0.1	-0.15	-0.04	-0.04	0.12	-0.25	0.47	0.63
13	θ_q (H2)	-0.55	0.77	0.32	0.53	0.34	0.27	0.26	0.21	0.8	0.14	-0.21	-0.13
14	θ_o (H2)	-0.31	0.17	-0.27	-0.12	-0.54	-0.57	-0.49	-0.44	-0.62	-0.53	0.37	0.52
15	p (H3)	0.3	-0.19	-0.17	-0.25	-0.3	-0.3	-0.29	-0.32	-0.39	-0.28	0.29	0.67
16	h_{g1} (H3)	-0.1	0.52	0.54	0.43	0.4	0.39	0.38	0.32	0.18	-0.01	0.11	0.5
17	n_1 (H3)	-0.43	0.48	0.56	0.39	0.1	0.02	0.04	0.04	0.01	0.34	-0.23	-0.74
18	K_s (H3)	-0.25	0.63	-0.05	-0.07	0.49	0.48	0.35	0.31	0.5	0.45	-0.26	-0.07
19	η (H3)	-0.03	0.12	0.39	0.3	0.21	0.18	0.16	0.12	0.29	0.02	-0.38	0
20	θ_q (H3)	0.42	-0.34	-0.27	-0.09	0.07	0.09	0.12	0.07	-0.75	-0.6	0.79	0.88
21	θ_o (H3)	-0.49	0.78	0.46	0.43	0.62	0.61	0.55	0.52	0.44	-0.28	-0.5	0.73
22	$tort$	-0.53	0.83	0.42	0.44	0.55	0.54	0.47	0.43	-0.03	-0.17	-0.09	0.73
23	h_{fc}	-0.16	0.67	0.14	0.28	0.2	0.17	0.2	0.17	-0.15	-0.18	0.18	0.56
24	R_{tot}	-0.38	0.41	0.31	0.44	-0.13	-0.16	0	0.01	0.47	0.3	0.38	0.46
25	LAI	0.45	-0.2	-0.79	-0.71	-0.58	-0.55	-0.56	-0.54	-0.56	-0.01	-0.38	-0.3
26	h_{veg}	0.93	-0.84	-0.86	-0.87	-0.88	-0.86	-0.84	-0.84	-0.71	0.15	0.59	0.24
27	α	-0.79	-0.86	-0.82	-0.8	-0.76	-0.71	-0.7	-0.68	-0.23	-0.23	0.32	0.48
28	h_{rac}	0.49	-0.6	-0.33	-0.38	0.05	0.07	-0.05	-0.08	0.61	0.45	0.44	0.1
29	Z_{0m}/Z_{0h}	-0.97	-0.97	0.93	0.94	0.95	0.94	0.94	0.93	-0.29	-0.22	0.39	-0.04
30	abl	0	-0.42	-0.49	-0.59	-0.5	-0.46	-0.49	-0.43	-0.21	-0.05	-0.76	-0.82
	R^2	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99	0.98	0.98	0.98	0.99	0.97	0.98	0.98
	R^{*2}	0.92	0.87	0.85	0.83	0.85	0.83	0.82	0.8	0.85	0.71	0.83	0.83

TABLEAU A.3 – Coefficients de corrélation partielle entre le paramètre P (en ligne) et le RMSE de la variable considérée (en colonne)

	P	R_n	H	G	T_s0	T_s20	T_s40	T_s60	T_s100	$\theta 20$	$\theta 40$	$\theta 60$	$\theta 100$
1	p (H1)	-0.59	-0.79	-0.25	-0.24	-0.49	-0.64	-0.58	-0.55	0.93	0.77	0.23	-0.92
2	h_{g1} (H1)	-0.83	-0.01	-0.62	0.4	-0.57	-0.49	-0.45	-0.38	-0.33	-0.06	-0.75	-0.97
3	n_1 (H1)	-0.22	-0.37	-0.3	0.42	-0.31	-0.34	-0.32	-0.31	-0.49	-0.28	0.19	0.83
4	K_s (H1)	0.85	-0.71	0	0.01	0.35	0.4	0.39	0.35	-0.31	-0.54	0.24	0.13
5	η (H1)	-0.77	-0.73	0.08	-0.1	-0.81	-0.82	-0.79	-0.77	0.92	0.78	-0.43	-0.95
6	θ_q (H1)	0.44	0.59	-0.2	0.11	0.31	0.27	0.19	0.16	-0.51	-0.11	-0.55	-0.57
7	θ_o (H1)	0.81	0.05	-0.17	0.78	0.46	0.47	0.39	0.33	-0.16	-0.06	0.38	0.92
8	p (H2)	0.96	-0.51	0.22	0.9	0.54	0.68	0.63	0.47	0.01	-0.25	0.56	0.97
9	h_{g1} (H2)	-0.87	-0.36	-0.08	-0.85	-0.57	-0.69	-0.64	-0.56	-0.37	-0.44	-0.3	-0.97
10	n_1 (H2)	-0.86	0.12	0.34	-0.82	-0.19	-0.2	-0.09	-0.09	0.89	0.86	0.41	0.74
11	K_s (H2)	-0.7	0.76	-0.33	0.38	-0.07	-0.02	-0.06	-0.03	-0.74	-0.47	-0.28	0.5
12	η (H2)	0.87	-0.8	-0.26	0.89	-0.37	-0.11	-0.14	-0.12	0.34	-0.15	-0.45	-0.88
13	θ_q (H2)	0.56	-0.85	0.04	0.59	-0.67	-0.56	-0.5	-0.43	0.89	0.5	-0.02	0.18
14	θ_o (H2)	0.89	-0.26	-0.16	0.9	0.51	0.68	0.63	0.55	-0.55	-0.43	-0.34	-0.74
15	p (H3)	0.65	-0.4	-0.03	0.03	0.39	0.46	0.45	0.48	-0.29	-0.6	0.22	0.84
16	h_{g1} (H3)	-0.9	-0.58	-0.46	-0.29	-0.8	-0.81	-0.78	-0.73	-0.27	-0.1	-0.63	-0.96
17	n_1 (H3)	0.47	-0.15	-0.01	0.8	-0.4	-0.32	-0.3	-0.3	0.17	0.56	0.39	0.95
18	K_s (H3)	-0.85	0.06	0.35	-0.89	-0.31	-0.52	-0.45	-0.41	0.6	0.51	0.25	-0.73
19	η (H3)	-0.68	-0.45	-0.52	-0.04	-0.65	-0.65	-0.6	-0.54	0.03	0.06	-0.76	-0.97
20	θ_q (H3)	-0.84	0.22	-0.43	-0.5	-0.28	-0.36	-0.35	-0.25	-0.87	-0.82	-0.38	-0.94
21	θ_o (H3)	-0.81	-0.62	0.23	-0.69	-0.74	-0.77	-0.72	-0.67	0.56	-0.18	0.21	-0.95
22	$tort$	-0.87	-0.55	0.01	-0.65	-0.72	-0.78	-0.75	-0.7	-0.08	0.02	0.12	-0.94
23	h_{fc}	0.27	-0.74	-0.33	0.37	-0.57	-0.55	-0.54	-0.48	-0.32	-0.4	-0.56	-0.98
24	R_{tot}	0.87	-0.75	-0.42	0.9	-0.46	-0.16	-0.19	-0.17	0.37	0.25	-0.3	-0.24
25	LAI	0.06	0.55	-0.59	-0.81	0.7	0.71	0.68	0.62	-0.48	-0.46	0.56	0.1
26	h_{veg}	-0.89	0.88	-0.47	-0.82	0.9	0.9	0.89	0.87	-0.78	-0.11	0.45	0.95
27	α	0.89	0.79	-0.26	-0.88	0.85	0.85	0.82	0.79	-0.13	-0.36	-0.03	0.09
28	h_{rac}	-0.96	0.75	0.25	-0.92	0.03	-0.17	-0.1	-0.11	0.63	0.6	0.02	0.46
29	Z_{0m}/Z_{0h}	0.99	0.91	0.91	0.98	-0.87	-0.87	-0.86	-0.81	-0.65	-0.59	-0.29	0.23
30	abl	0.8	0.67	0.08	-0.68	0.82	0.81	0.79	0.73	0.42	0.37	0.83	0.99
	R^2	1	0.98	0.98	0.99	0.98	0.98	0.97	0.96	0.99	0.98	0.94	0.99
	R^{*2}	0.97	0.78	0.74	0.93	0.76	0.75	0.72	0.61	0.9	0.82	0.32	0.94

TABLEAU A.4 – Coefficients de corrélation partielle entre le paramètre P (en ligne) et le critère de Nash de la variable considérée (en colonne)

P	R_n	H	G	T_s0	T_s20	T_s40	T_s60	T_s100	$\theta20$	$\theta40$	$\theta60$	$\theta100$
1 p (H1)	-0.56	0.32	0.77	-0.77	-0.12	-0.08	-0.07	-0.04	-0.82	-0.74	-0.26	-0.31
2 h_{g1} (H1)	0.28	-0.34	0.1	0.12	-0.14	-0.14	-0.14	-0.1	-0.17	-0.28	0.18	0.09
3 n_1 (H1)	-0.14	0.2	0.35	-0.51	0.17	0.11	0.09	0.07	0.13	0.08	-0.03	-0.24
4 K_s (H1)	-0.17	0.14	0.26	0.01	-0.15	-0.11	-0.13	-0.15	0.51	0.25	-0.28	-0.09
5 η (H1)	0.09	0.23	-0.34	-0.04	0.4	0.41	0.43	0.4	-0.84	-0.71	0.17	0.13
6 θ_q (H1)	-0.06	-0.03	-0.24	0.18	-0.06	0.02	0.06	0.09	-0.05	-0.06	-0.14	-0.19
7 θ_o (H1)	0.03	0.08	0.54	-0.17	0.23	0.27	0.3	0.3	0.04	-0.05	-0.18	-0.27
8 p (H2)	-0.52	0.45	-0.01	-0.55	0.07	-0.05	-0.06	0.07	0.18	0.19	-0.23	-0.29
9 h_{g1} (H2)	-0.18	0.06	-0.14	0.07	-0.13	-0.11	-0.09	-0.11	0.53	0.63	0.05	0.17
10 n_1 (H2)	0.56	-0.24	0.03	0.36	-0.11	-0.14	-0.17	-0.17	-0.29	-0.38	-0.16	-0.27
11 K_s (H2)	0.21	0.02	0.14	-0.06	0.01	0.01	0.02	0.01	0.29	0.33	0.15	-0.01
12 η (H2)	-0.25	0.31	-0.05	-0.27	0.27	0.21	0.18	0.16	-0.4	-0.42	-0.05	0
13 θ_q (H2)	0.28	-0.03	0.13	0.12	0.16	0.17	0.17	0.13	-0.39	-0.29	-0.06	-0.29
14 θ_o (H2)	0.23	-0.21	0.04	0.11	-0.05	-0.06	-0.06	-0.02	0.23	0.17	0.22	0.18
15 p (H3)	-0.19	0.12	-0.08	-0.12	-0.07	-0.13	-0.16	-0.2	-0.08	-0.13	-0.06	-0.3
16 h_{g1} (H3)	0.09	0.02	0.05	0.16	0.09	0.16	0.18	0.18	-0.13	-0.18	-0.03	0.05
17 n_1 (H3)	-0.09	-0.1	0.03	0	0.02	0.01	0.01	0	-0.27	-0.24	-0.16	-0.23
18 K_s (H3)	-0.09	0.04	0.04	-0.04	-0.16	-0.16	-0.16	-0.16	-0.06	-0.11	-0.09	-0.14
19 η (H3)	-0.29	0.25	-0.02	-0.16	0.05	0.09	0.09	0.06	0.08	0	0.16	0.21
20 θ_q (H3)	-0.09	-0.26	0.13	-0.2	0.07	0.05	0.06	0.08	0.16	0.24	-0.09	-0.12
21 θ_o (H3)	-0.21	0.12	-0.18	-0.22	0.04	0	0	0	-0.15	-0.08	-0.08	-0.04
22 $tort$	0.05	0.01	0.06	0.08	0.06	0.09	0.09	0.08	-0.17	-0.17	-0.27	-0.19
23 h_{fc}	-0.28	0.15	0.12	-0.14	0.06	0.04	0.04	0.02	0.14	0.1	-0.08	-0.01
24 R_{tot}	-0.12	0.23	0.11	-0.07	0.32	0.31	0.32	0.34	-0.22	-0.25	0.06	0.02
25 LAI	0.18	-0.45	0.71	0.5	-0.26	-0.34	-0.37	-0.37	0.27	0.33	-0.24	-0.18
26 h_{veg}	0.74	-0.27	0.58	0.63	-0.49	-0.51	-0.53	-0.51	0.41	0.29	0.04	-0.14
27 α	-0.52	-0.59	0.72	0.76	-0.32	-0.34	-0.35	-0.32	0.37	0.37	0.35	0.42
28 h_{rac}	0.66	-0.46	0.15	0.55	0.02	0.09	0.1	0.07	-0.29	-0.13	0.05	0.15
29 Z_{0m}/Z_{0h}	-0.87	-0.55	-0.81	-0.86	0.66	0.67	0.68	0.63	0.01	-0.01	0.19	0.2
30 abl	0.15	-0.23	0.66	0.47	-0.38	-0.42	-0.43	-0.4	-0.02	-0.01	-0.04	0.01
R^2	0.93	0.79	0.94	0.94	0.76	0.78	0.79	0.76	0.87	0.83	0.52	0.63
R^{*2}	0.89	0.66	0.9	0.91	0.61	0.64	0.65	0.6	0.78	0.72	0.21	0.4

A.3.3 Paramètres influents

A travers les tableaux d'indices de sensibilité, on peut déterminer les paramètres les plus influents, et les grandeurs les plus sensibles. Ils sont d'abord décrits par fonction de coût.

Les fonctions de coût choisies pour évaluer les résultats de simulation sont assez complémentaires : le biais permet de souligner les erreurs systématiques, le RMSE la variabilité journalière, le critère Nash la variabilité annuelle en raison de sa normalisation. Par contre, les résultats de simulation étudiés ne sont pas toujours pertinents. Le rayonnement net permet de caractériser le bilan d'énergie dans son ensemble, mais le flux de chaleur latente n'ayant pas été mesuré en 2006, ce terme central dans les bilans d'énergie et de masse n'a pas pu être utilisé. De plus, le flux de chaleur sensible n'est pas connu sur l'ensemble de l'année en raison de dysfonctionnements du scintillomètre, et le flux de chaleur dans le sol de référence peut être entaché d'incertitudes car issu d'un calcul faisant intervenir plusieurs hypothèses. Quant aux données sol utilisées, elles n'échantillonnent que le premier mètre de sol. Il est alors difficile d'évaluer l'influence des propriétés du troisième horizon de sol.

Concernant les **biais** (tableau A.2), parmi les paramètres de végétation et de surface, les facteurs multiplicatifs des séries de h_{veg} (paramètre 26) et α (27) ainsi que le rapport Z_{0m}/Z_{0h} (29) jouent un rôle prépondérant sur toute la colonne de sol. La valeur de η du premier horizon (5) est le paramètre de sol le plus influent. La porosité du premier horizon (paramètre 1), n_1 (10) et K_S du deuxième horizon (11) ainsi que θ_q du troisième horizon (20) ont également une forte influence sur le biais des teneurs en eau dans les horizons H1 et H2.

La teneur en eau dans le sol à 1 m (dans l'horizon H2) est sensible à la plupart des paramètres d'entrée. Cet horizon semble donc jouer un rôle prépondérant pour l'hydrodynamique du site d'étude. La teneur en eau dans le sol à 20 cm (dans l'horizon H1) est influencée par moins de paramètres mais est plus sensible (biais plus élevé) aux caractéristiques de végétation. Enfin, ces sensibilités se retrouvent agrégées dans le flux de chaleur sensible H. Ces sensibilités de H traduisent en fait la sensibilité de LE via le rapport de Bowen (H/LE) aux variations de teneur en eau des 2 premiers horizons.

Pour les **RMSE** (tableau A.3), qui représente plutôt la variabilité intrinsèque des variables considérées, les facteurs multiplicatifs des séries de h_{veg} (paramètre 26) et α (27) ainsi que le rapport Z_{0m}/Z_{0h} (29) sont les paramètres de végétation et de surface qui influent le plus les partitions d'énergie en surface et le stockage de cette énergie dans le sol (via les températures), comme pour le biais. La série de LAI (25) et le coefficient d'extinction (30) jouent également un rôle sur le stockage d'énergie, et sur l'humidité du deuxième horizon en ce qui concerne le coefficient d'extinction. La moindre sensibilité de G provient certainement d'un déphasage de quelques pas de temps entre les séries modélisée et issue des observations. Pour les paramètres de sol, les courbes $K(\theta)$ des 2 premiers horizons (paramètres 4, 5, 11, 12), h_{g1} du troisième horizon (16), θ_o du troisième horizon (21), et la tortuosité (22) jouent également un rôle important.

La teneur en eau à 1 m de profondeur (horizon 2) est sensible à la plupart des paramètres. De nouveau, vis à vis du RMSE, cet horizon semble être un réservoir intégrateur des processus hydrologiques du site d'étude. De même, le rayonnement net R_n est un intégrateur des processus

de surface et des processus de la zone non saturée, en particulier via la température de surface T_s0. En pratique, presque tous les paramètres choisis ont une forte influence sur le rayonnement net. Enfin, le flux de chaleur sensible H montre une sensibilité aux paramètres de végétation, mais aussi aux caractéristiques hydrodynamiques des trois horizons, en particulier la porosité, la courbe de conductivité hydraulique et la teneur en quartz des 2 premiers horizons.

Pour le critère de **Nash** (tableau A.4), on observe moins de sensibilité que pour le RMSE. En effet, ce critère caractérise plutôt la variabilité annuelle. Le cycle annuel de végétation est donc l'élément prépondérant pour ce critère, comme cela ressort sur le tableau. Les termes du bilan d'énergie sont surtout sensibles aux porosités du premier et deuxième horizons (paramètres 1 et 8), aux facteurs multiplicatifs des séries de LAI, de h_{veg} et de α (25, 26, 27), à la profondeur du profil racinaire (28), au rapport Z_{0m}/Z_{0h} (29) et au coefficient d'extinction (30). Les températures du sol sont quant à elles sensibles aux porosités du premier et deuxième horizons (paramètres 1 et 8), à n_1 et η du premier horizon (3 et 5), à la série de h_{veg} (26), au rapport Z_{0m}/Z_{0h} (29) et au coefficient d'extinction (30). La teneur en eau dans le sol dépend de la porosité du premier horizon (1), de η du premier et du deuxième horizon (5 et 12), de K_S du premier horizon (4) et de h_{g1} du deuxième horizon (9).

A la vue de tous ces résultats, on retrouve les grandes tendances attendues :

- les termes du bilan d'énergie sont surtout sensibles aux paramètres de végétation et de surface (notamment les séries de LAI et de hauteur de végétation et le coefficient d'extinction),
- l'humidité du sol est surtout sensible aux paramètres de sol (notamment la porosité et la courbe de conductivité hydraulique du premier horizon),
- la température du sol est sensible à la fois aux paramètres de sol (conductivité hydraulique du premier horizon), et de végétation et de surface (série de hauteur de végétation et le rapport Z_{0m}/Z_{0h}).

D'autres résultats ressortent également. Par exemple, la conductivité hydraulique $K(\theta)$ de l'horizon 1 (paramètres 4 et 5) affecte de manière importante l'humidité de l'horizon 2, et la courbe de rétention $h(\theta)$ de l'horizon 2 (paramètres 9 et 10) affecte l'humidité de l'horizon 1.

Cependant, il ne faut pas vouloir en faire trop dire à ces résultats. Par exemple, il semble étrange que le RMSE de la teneur en eau à 20 cm (i.e. dans le premier horizon) dépende autant de la teneur en quartz dans le troisième horizon. On retiendra que tous les paramètres de sol et de surface analysés jouent un rôle non négligeable sur les résultats, y compris les caractéristiques du troisième horizon dont on retrouve la signature dans les flux d'énergie en surface. Seuls les paramètres du troisième horizon de sol (notamment la porosité, la courbe de conductivité hydraulique et la forme de la courbe de rétention) semblent être moins influents. Cependant, aucun résultat de simulation n'est étudié dans cet horizon, ce qui peut expliquer cette faible influence apparente de ces paramètres. Pour la végétation, les paramètres tels que le potentiel foliaire critique ou la résistance totale des plantes semblent peu importants devant le LAI, la hauteur de végétation, l'albédo ou le profil racinaire.

Il faut noter que certains paramètres peuvent avoir de l'influence en période sèche (ou humide), mais pas globalement sur l'année (ou réciproquement). De même, un résultat peut être fortement

influencé en période sèche (ou humide) par l'ensemble des paramètres, mais pas globalement sur l'année (ou réciproquement). Par exemple, les paramètres de végétation n'ont que peu ou pas d'influence en saison sèche, lorsque les herbacées sont inactives. Leur rôle est par contre important en saison des pluies. L'influence de ces paramètres sur l'ensemble de l'année semble donc faible par rapport à ce qu'il peut être en saison humide.

Il est également important de préciser qu'un fort coefficient de corrélation partielle indique une bonne corrélation (linéaire). Par contre, un faible coefficient de corrélation partielle peut être dû à une faible corrélation OU à une non-linéarité de la corrélation. Une analyse de sensibilité "classique" telle que celle présentée ici repose sur une hypothèse forte de linéarité : on va chercher à mettre en évidence une relation de linéarité entre les variations des paramètres et les variations des résultats. Or, dans notre cas, cette hypothèse n'est a priori pas vérifiée pour tous les paramètres.

Plutôt que d'approcher la relation entre les variations de chaque paramètre (P) et l'une des fonction de coût sur l'un des résultats (Y) par une relation linéaire (équation A.14), on pourrait utiliser une relation plus générale telle qu'une fonction polynomiale (équation A.15).

$$Y = a.P \tag{A.14}$$

$$Y = a_1.P + a_2.P^2 + a_3.P^3 + a_4.P^4... \tag{A.15}$$

Afin de prendre en compte les relations paires et impaires (puissances respectivement paires et impaires de la fonction polynomiale), on peut chercher une relation quadratique (polynome de degré 2). Ceci reviendrait à considérer un nombre de paramètres à étudier deux fois plus important, puisque qu'on chercherait l'influence de chaque paramètre P et de son carré P^2. Il faudrait donc réaliser un nombre de simulations deux fois plus important pour pouvoir calculer des coefficients de corrélation exploitables. Étant contraints par le temps de calcul, nous nous sommes donc contenté d'une analyse linéaire.

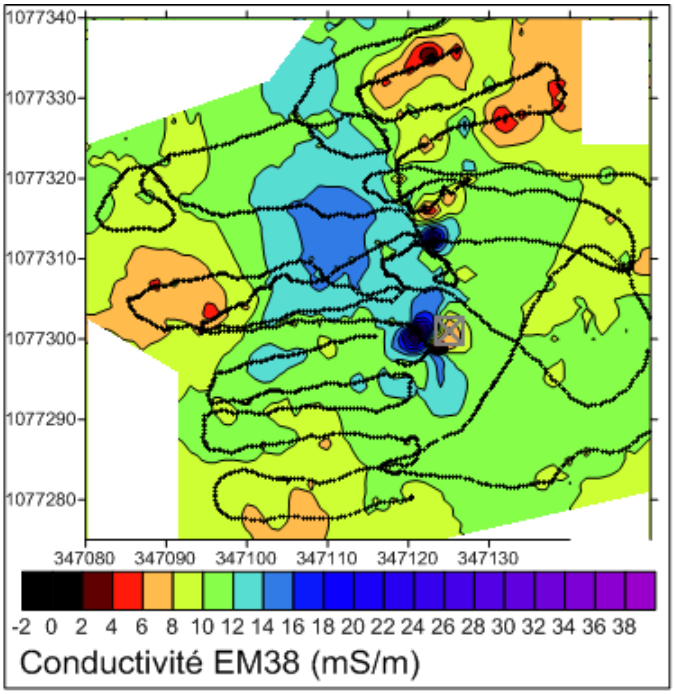
En conclusion, on retiendra de cette analyse que les propriétés hydrodynamiques des sols jouent un rôle important et devront faire l'objet d'une caractérisation précise. En comparaison, les propriétés thermiques des sols et la tortuosité ont une influence moindre sur les transferts d'eau et d'énergie. Quant à la végétation, la connaissance des séries de LAI, de h_{veg} et de α ainsi que de la profondeur du profil racinaire semble indispensable. L'évolution du LAI et de la hauteur de végétation a déjà l'objet d'études de 2005 à 2007, mais leur suivi à long terme mériterait d'être poursuivi. En surface, la connaissance du rapport Z_{0m}/Z_{0h} et du coefficient d'extinction est également nécessaire. Aussi, l'évaluation des longueurs de rugosité a fait l'objet de nombreuses études dont celle de Guyot (2010) sur le bassin versant de l'Ara.

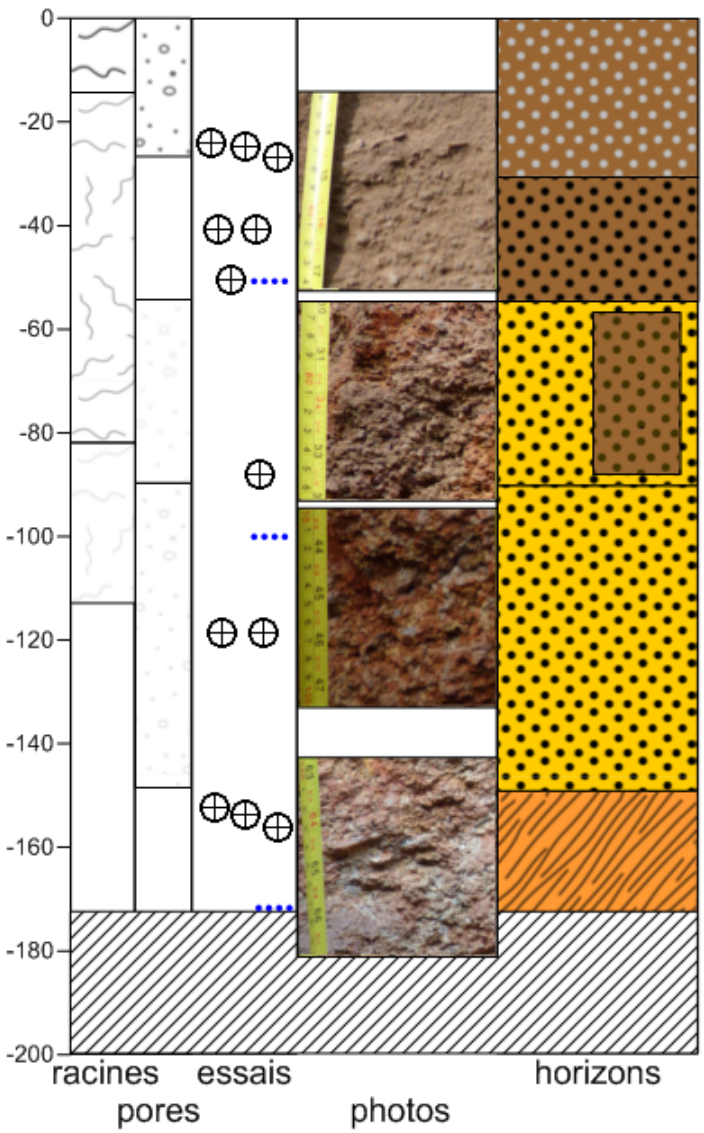
B Fiches descriptives des fosses de la campagne de terrain

Fosse A

x=347125 m
y=1077301 m

Végétation: zone de jachère (herbes de 3m de hauteur), près d'un champ de mil





Horizon sableux gris-brun, quelques gravillons (10%), des macropores de 5mm à 2cm, beaucoup de racines.

Horizon gris-brun, gravillons majoritaires, cimentés par du sable, pas de macropores.

Horizon ocre gravillonaire (80%), ciment argileux, avec un mélange gris: gravillons (60%) et ciment sablo-argileux. Quelques macropores

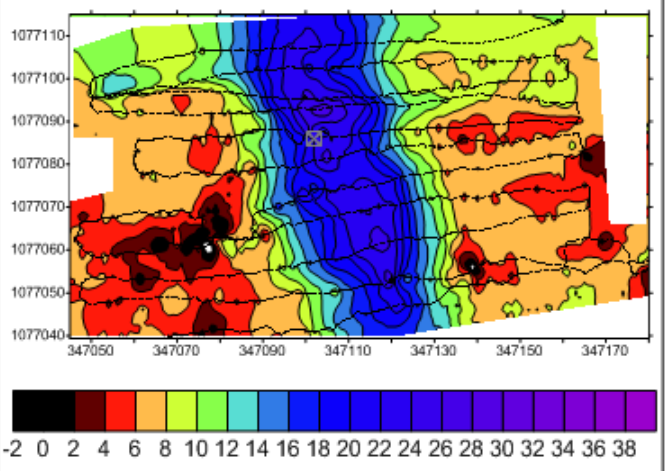
Gravillons presque cimentés (90%), ciment argileux ocre. Quelques macropores (qq mm à 1,5cm). Présence de quartz.

Saprolite, présence de mica en paillettes (5mm à 2cm), structure feuilletée. Disparition des macropores.

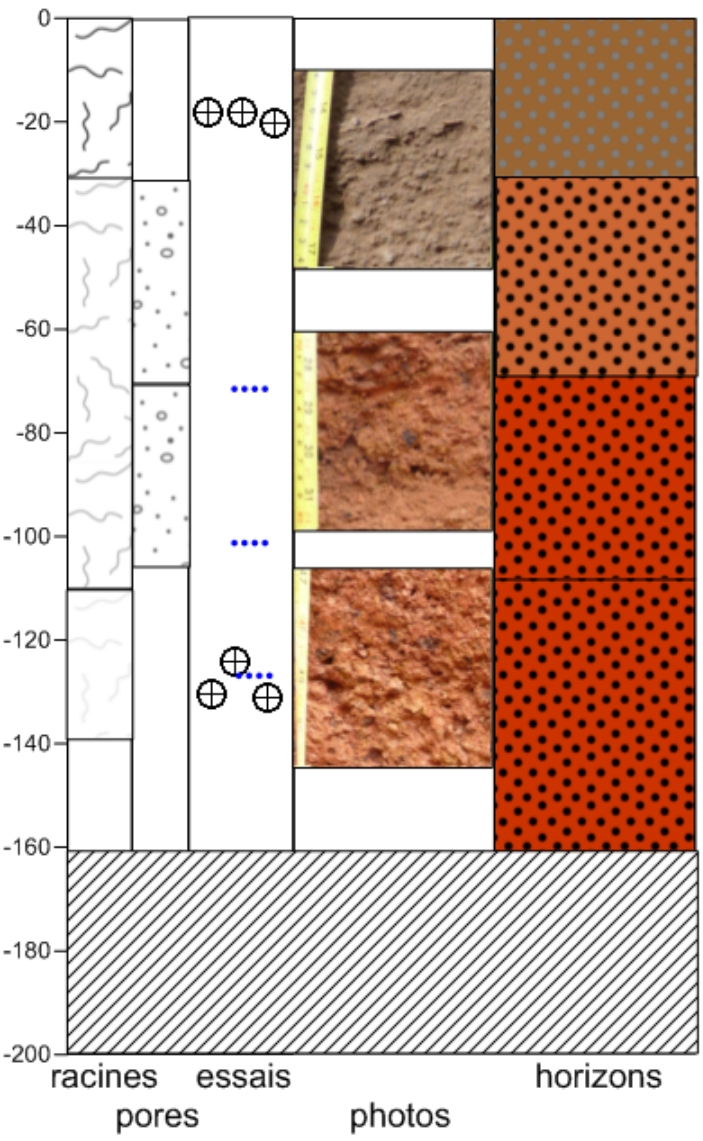
Fosse B

x=347102 m
y=1077086 m

Végétation: zone de jachère (herbes d'environ 1,2m, avec épis rouges), mauvais endroit pour la culture du mil



Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon sableux gris-brun, quelques gravillons (40%), beaucoup de racines.

Horizon rouge, beaucoup de gravillons (70%) de 0,5 à 2cm, cimentés par du sable, quelques macropores de 1 cm.

Idem avec un ciment plus argileux et des macropores de plus grande taille.

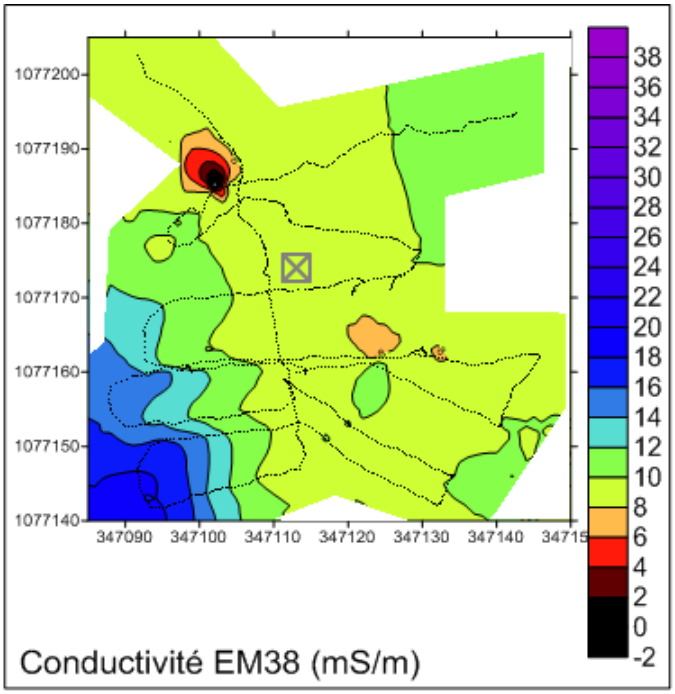
Présence d'amphibolite (noir mat) avec des paillette de mica blanc. Quartz présent en quantité plus faible que dans la fosse A.

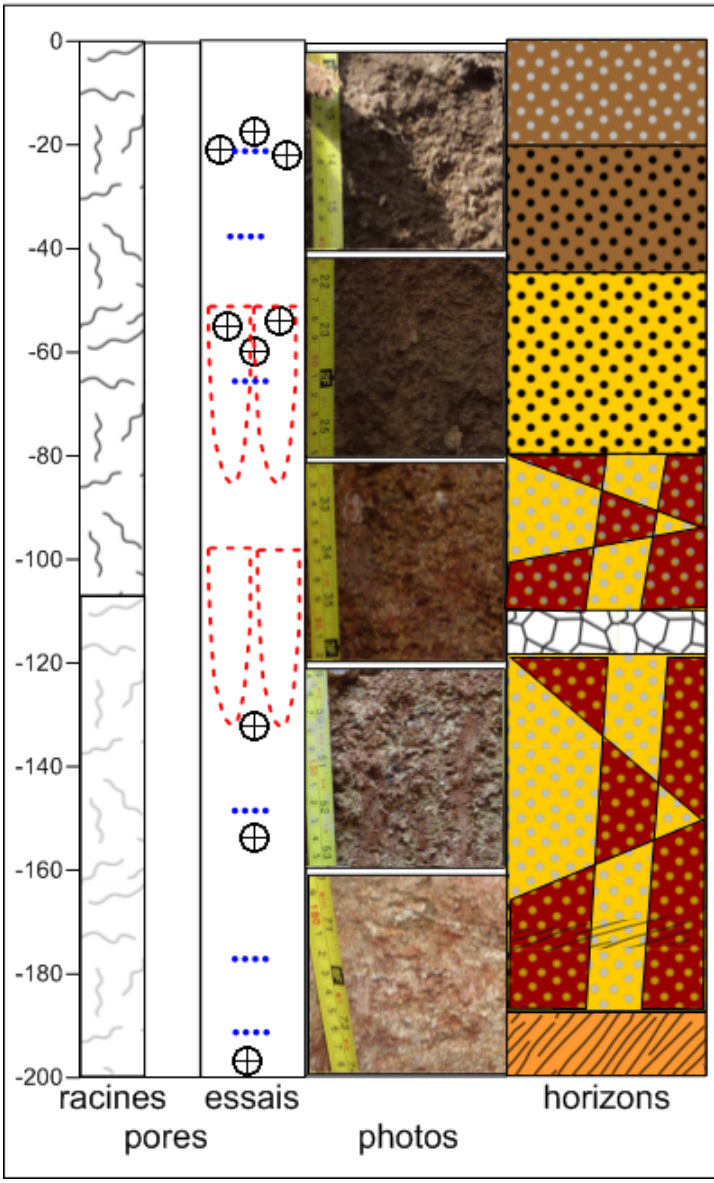
Disparition des macropores.

Fosse C

x=347113 m
y=1077174 m

Végétation: zone de jachère (herbes d'environ 2m de hauteur), près de la case de Sare





Horizon sableux gris-brun, quelques gravillons (10%), beaucoup de racines.

Idem avec plus de gravillons.

Horizon ocre gravillonaire, ciment argileux.

Horizon ocre et rouge entremêlés, très argileux.

Lit de quartz avec des feuillets de mica-schiste.

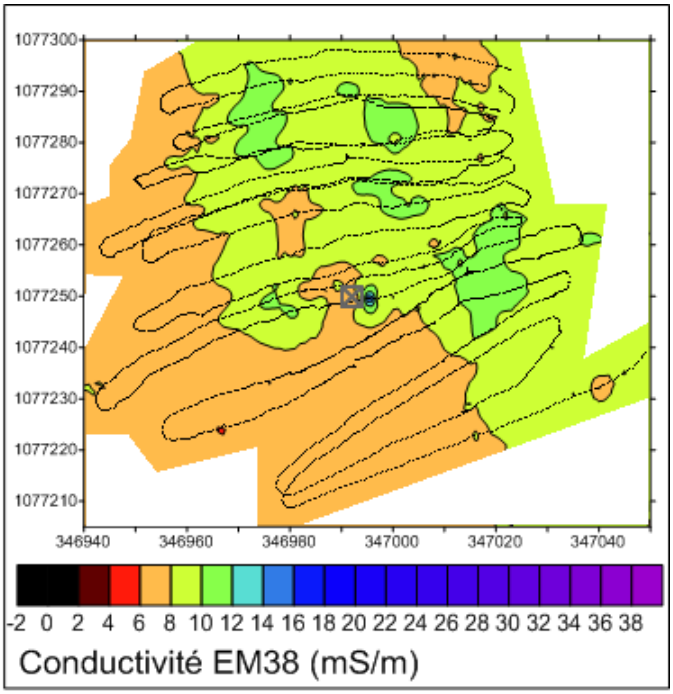
Horizon ocre et rouge, très argileux, avec quelques gravillons, beaucoup de feuillets de mica-schiste. Présence d'amphibolite.

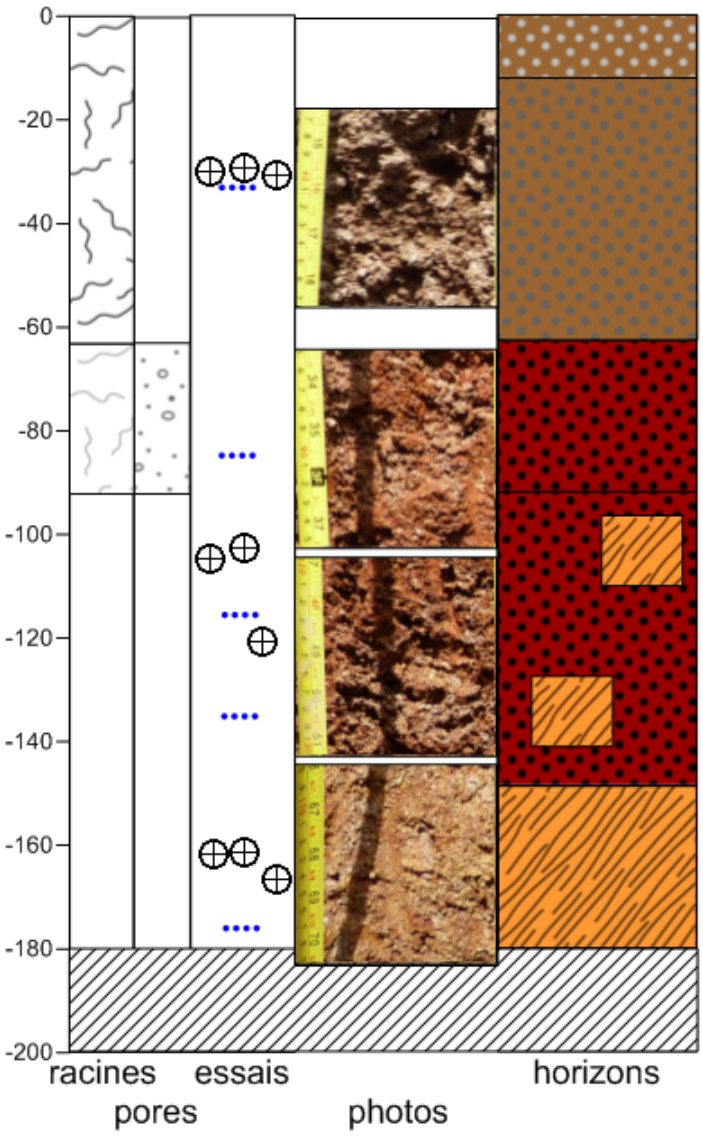
Saprolite.

Fosse D

x=346992 m
y=1077250 m

Végétation: culture d'arachide, au bord du terrain de foot





Horizon sableux gris-brun, quelques gravillons d'environ 5 mm (10%).

Idem avec plus de gravillons de l'ordre de 1cm.

Horizon rouge, quelques macropores de 1 à 2 cm, beaucoup de gros gravillons, ciment argileux.

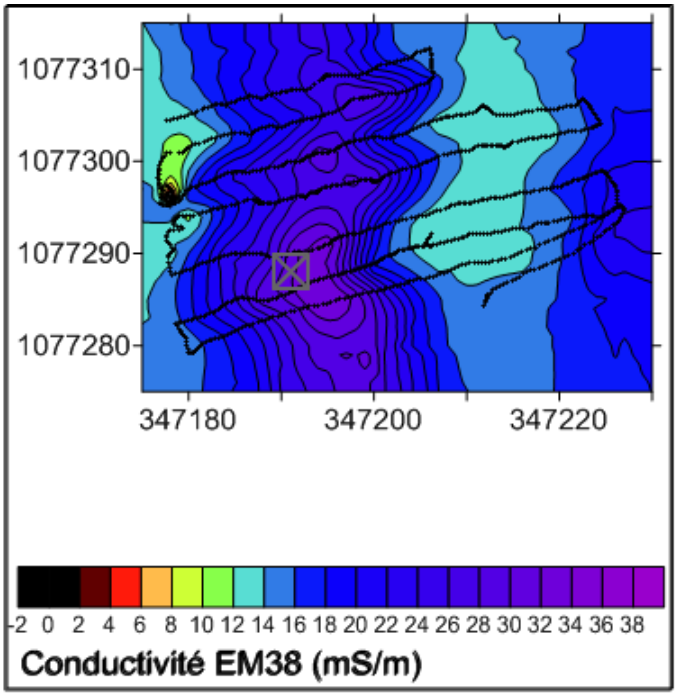
Horizon rouge avec beaucoup de gravillons cimentés par de l'argile. Inclusions de roche pourrie ocre de quelques dizaines de cm. Présence de roche noire.

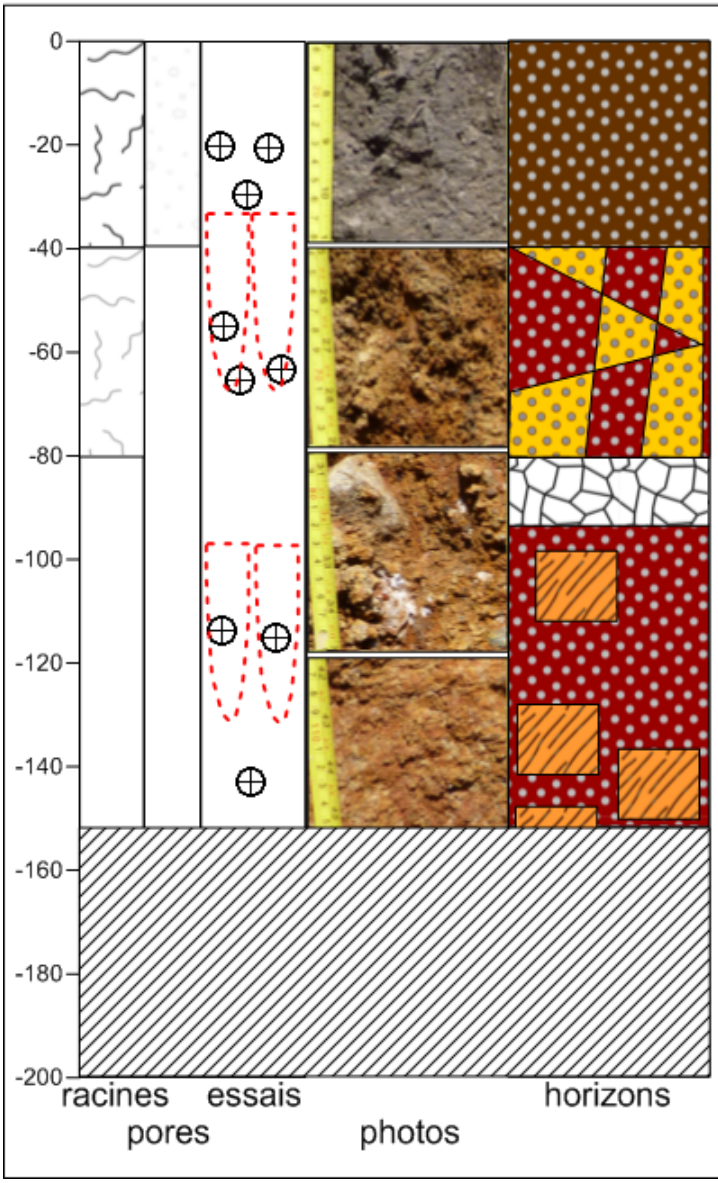
Saprolite, ciment argileux.

Fosse E

x=347191 m
y=1077288 m

Végétation: zone de jachère près d'un baobab, près de la piste





Horizon noir compact, sableux.
Présence de grosses racines (baobab).
Quelques gravillons de quelques mm.
Rares macropores.

Horizon ocre et rouge, argileux.
Présence de gravillons noirs mats.

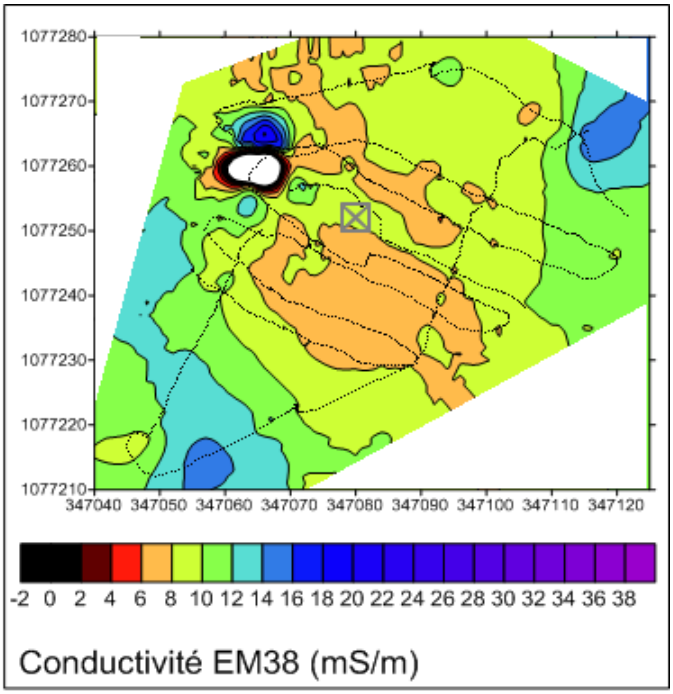
Lit de quartz cimenté par des gravillons et de l'argile.

Horizon rouge argileux.
Présence de gravillons noirs mats.
Présence de feuillets de roche pourrie.
Devient plus ocre en profondeur: saprolite et quartz.

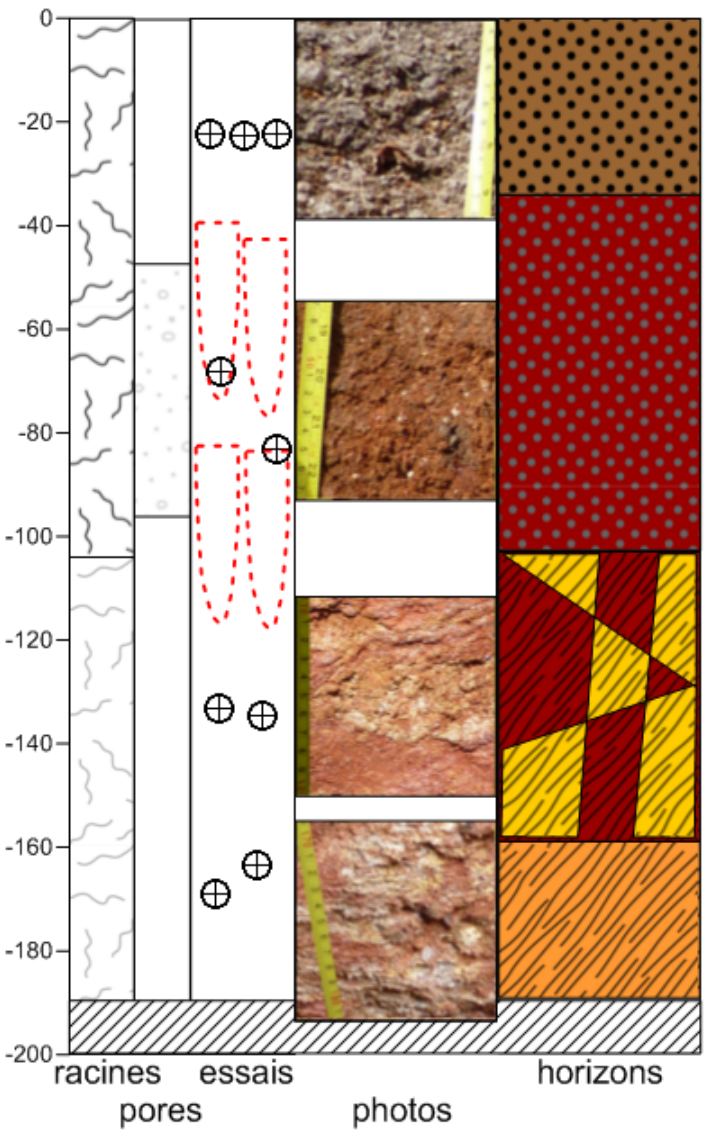
Fosse F

x=347080 m
y=1077252 m

Végétation: au milieu des buttes près de la case du gravimètre



Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon sableux gris-brun, avec beaucoup de gravillons.

Horizon rouge argileux, avec quelques gravillons jusqu'à 2cm.

Présence de quelques macropores, et de beaucoup de grosses paillettes de mica.

Feuillets de mica-shiste avec des paillettes. Quelques blocs de quartz.

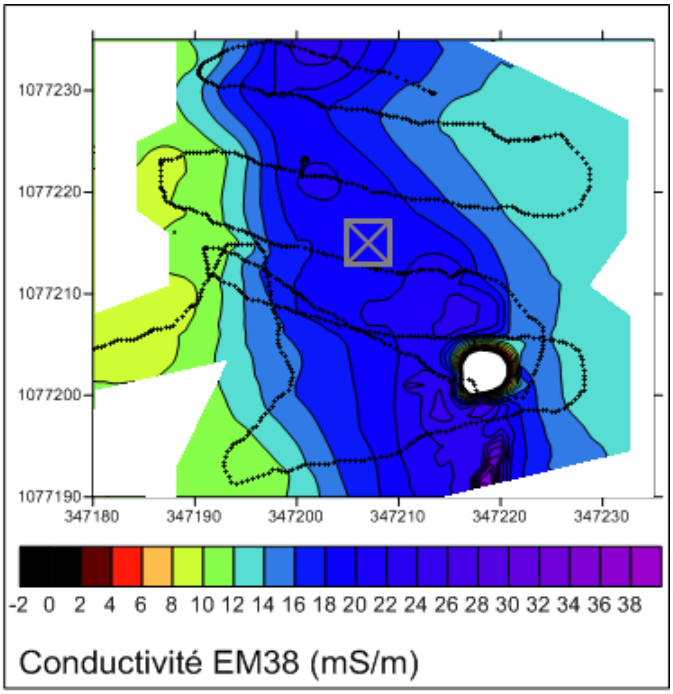
Horizon rouge et ocre très argileux.

Saprolite.

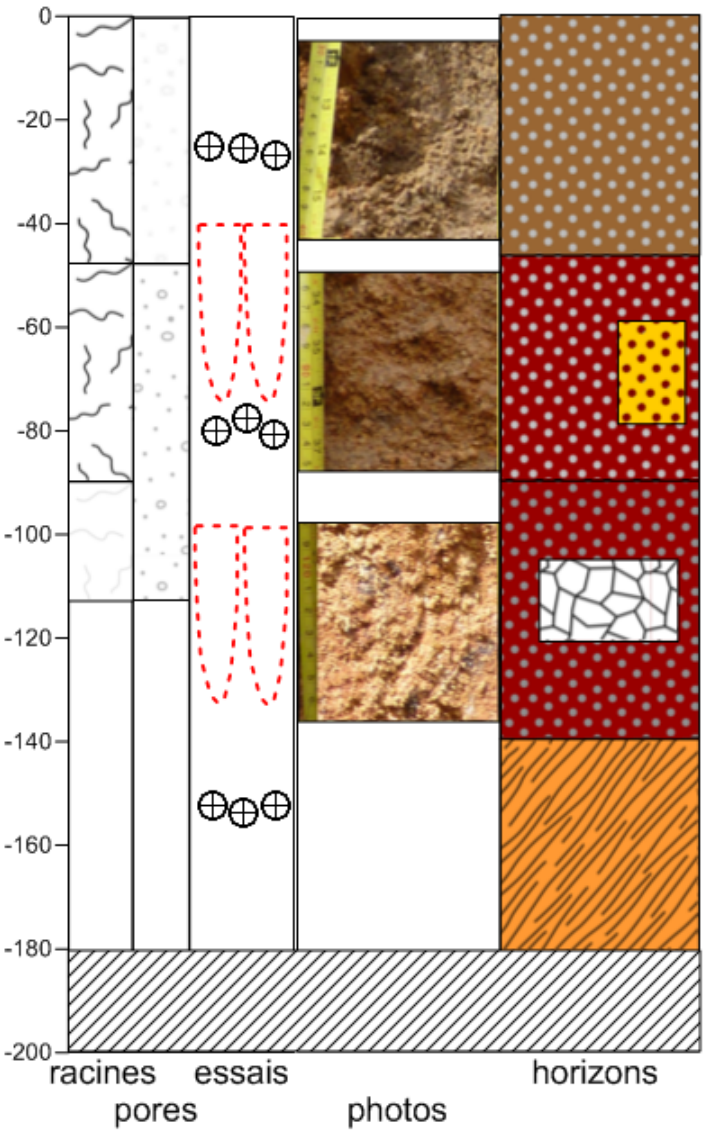
Fosse G

x=347207 m
y=1077215 m

Végétation: zone de jachère (herbes jusqu'à 2m de hauteur), avec quelques arbres autour



Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon sableux gris-brun, peu de gravillons et de macropores, beaucoup de racines.

Horizon ocre avec de petites zones rouges de l'ordre du cm. Horizon argileux avec de nombreuses racines, quelques petits gravillons, et quelques macropores.

Blocs de quartz et gros gravillons (dont certains noirs), avec un ciment argileux.

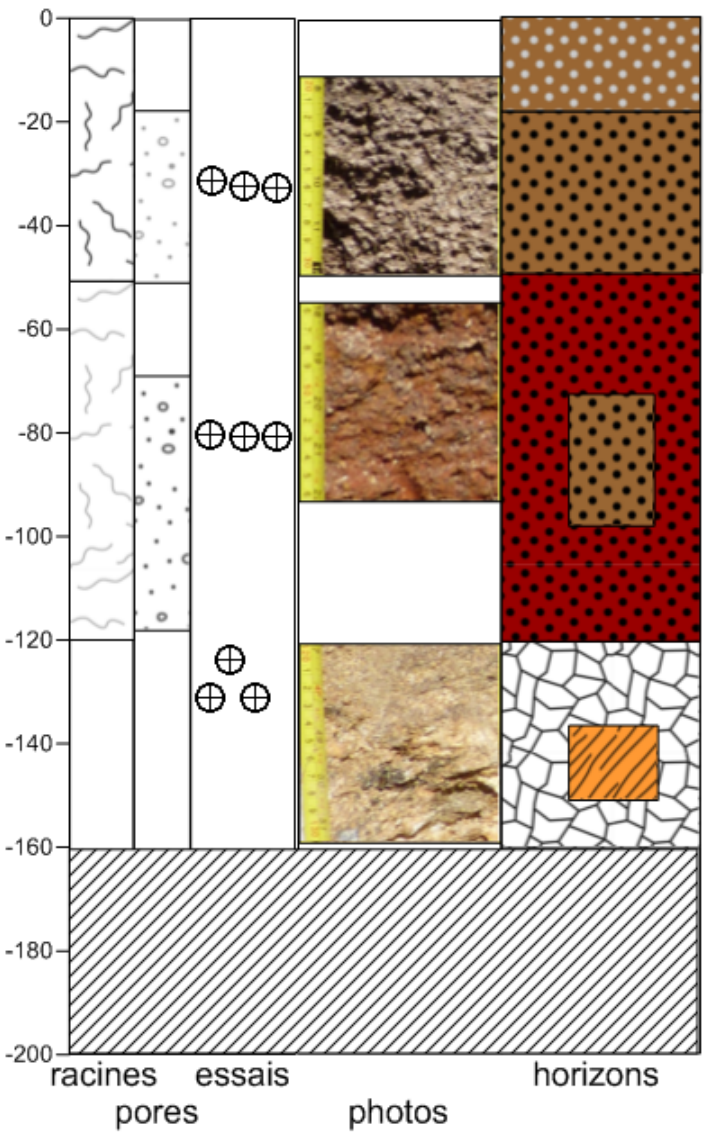
Saprolite.

Fosse H

x=346993 m
y=1077335 m

Végétation: culture d'arachide au Nord du terrain de foot

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon sableux gris-brun, quelques gravillons (10%), beaucoup de racines.

Horizon gris-brun sableux, gravillons majoritaires, quelques macropores.

Horizon rouge (et gris) avec beaucoup de gravillons, ciment argileux (parfois un peu sableux). Beaucoup de macropores.

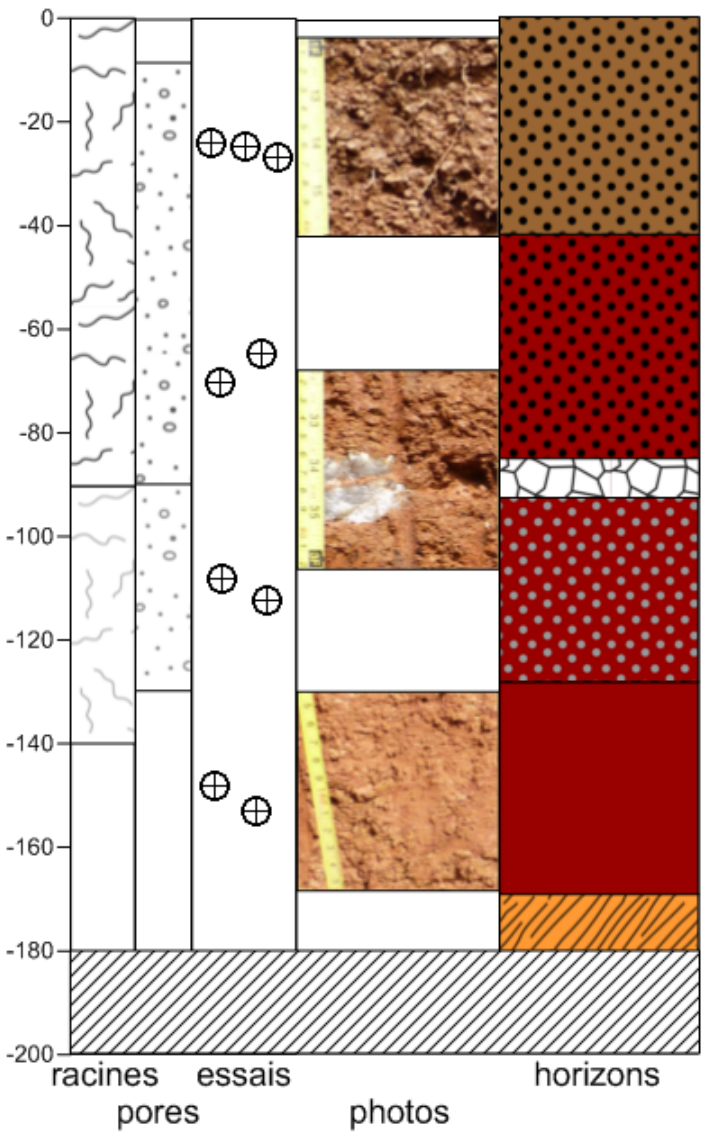
Gros blocs de roche blanche (!), avec un ciment argileux (un peu sableux) et un peu de saprolite avec des paillettes brillantes et noires.

Fosse I

x=346109 m
y=1077092 m

Végétation: herbes

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon sableux gris-brun, beaucoup de gravillons (70%) et quelques cailloux, beaucoup de macropores de 5mm à 2cm, beaucoup de racines.

Horizon argileux rouge, beaucoup de gravillons, beaucoup de macropores, beaucoup de racines. Présence de roche noire.

Lit de quartz.

Horizon rouge argileux, avec quelques gravillons et macropores. Présence de roche noire.

Horizon rouge argileux. Disparition des gravillons et des macropores.

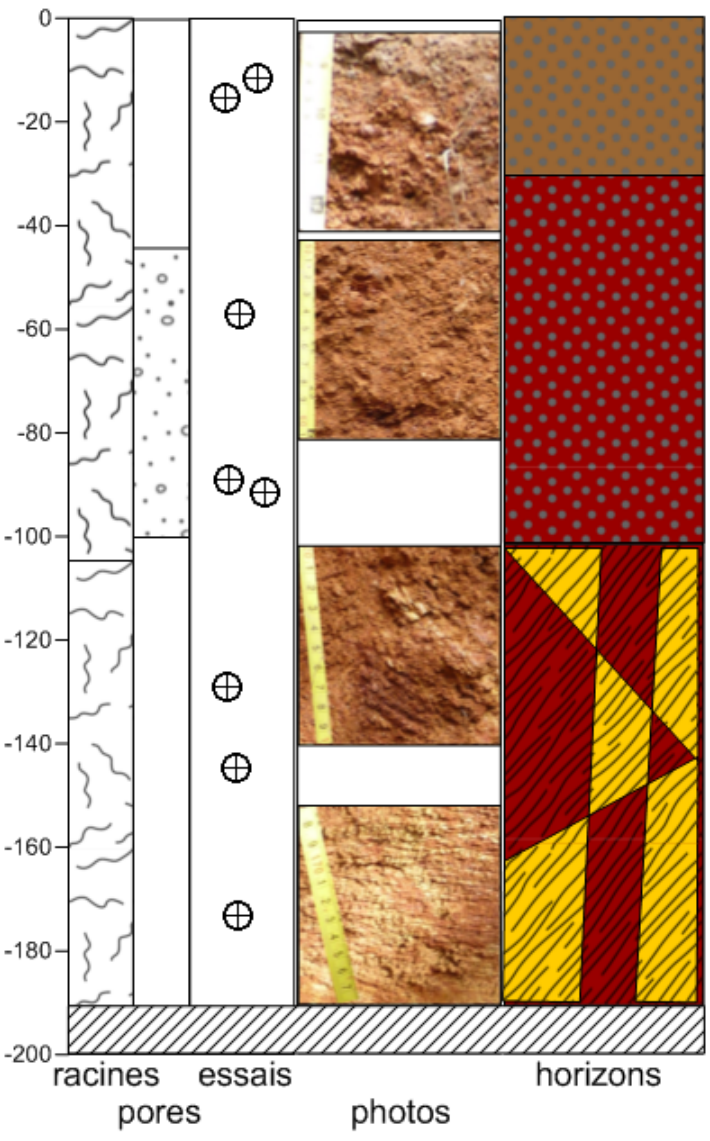
Saprolite.

Fosse J

x=346238 m
y=1077134 m

Végétation: herbes et arbustes

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon sableux gris-brun, beaucoup de grosses racines, gravillons voire cailloux.

Horizon rouge argileux. Beaucoup de macropores de 1 à 5 cm. Environ 60% de gravillons.
Présence de quelques blocs de quartz et de feuillets rouge foncé.

Feuillets de roche pourrie inclinés et blocs de quartz.

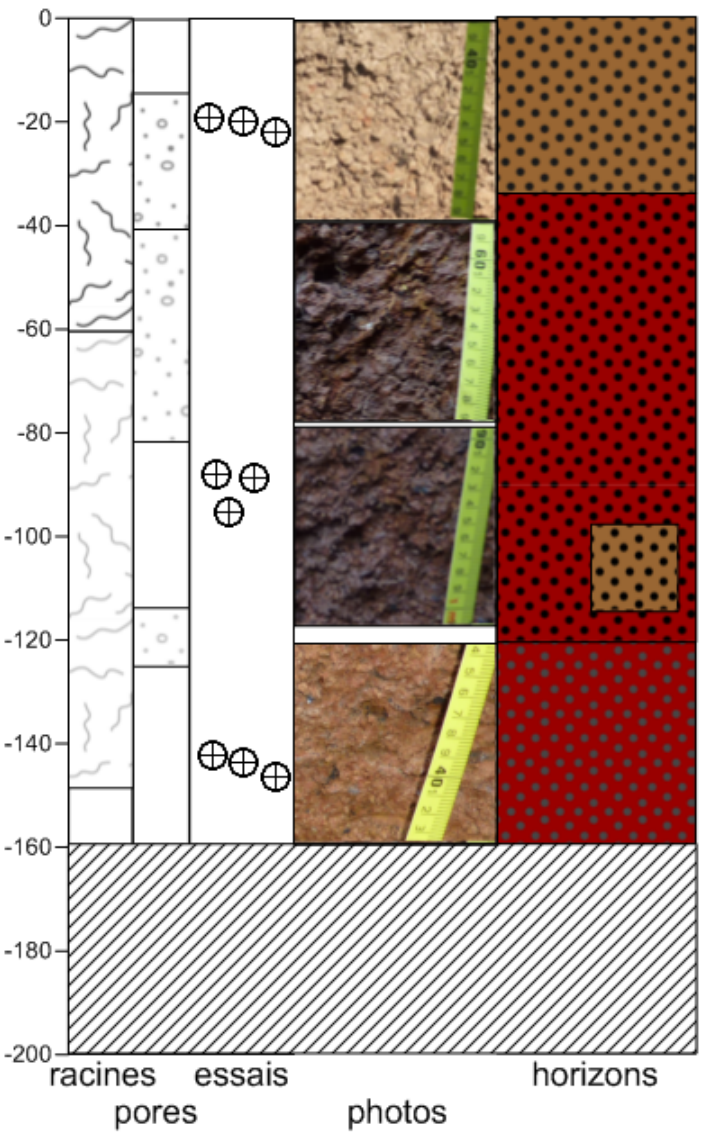
Horizon argileux ocre et rouge entremêlé, beaucoup de paillettes de mica, et encore beaucoup de racines.

Fosse K

x=346683 m
y=1077405 m

Végétation:

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon gris-brun sableux, avec beaucoup de gros gravillons (70%), beaucoup de racines, quelques macropores.

Horizon rouge argileux avec beaucoup de gravillon (80%). Quelques macropores, et présence de roche noire friable.

Présence de "tâches" de terre marron.

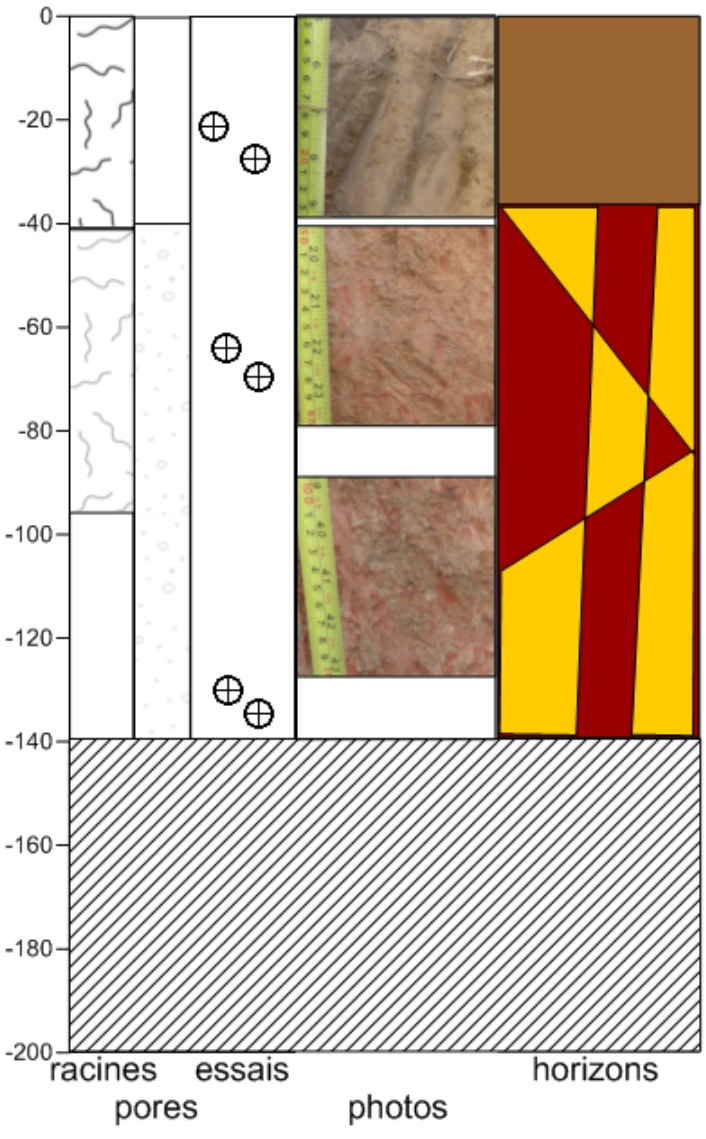
Horizon un peu moins rouge et plus argileux. Les gravillons sont plus petits et moins nombreux.

Fosse L

x=346834 m
y=1078006 m

Végétation: savane arborée, en zone labourée près d'un champ de buttes.

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon gris-brun sableux, sans gravillons et sans macropores.

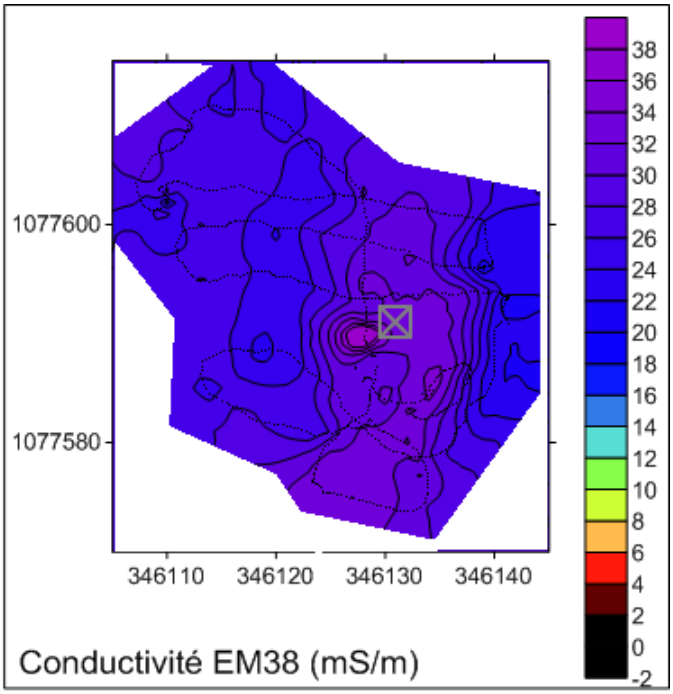
Horizon argileux, rouge et ocre entremêlé, sans gravillons. Rares macropores.

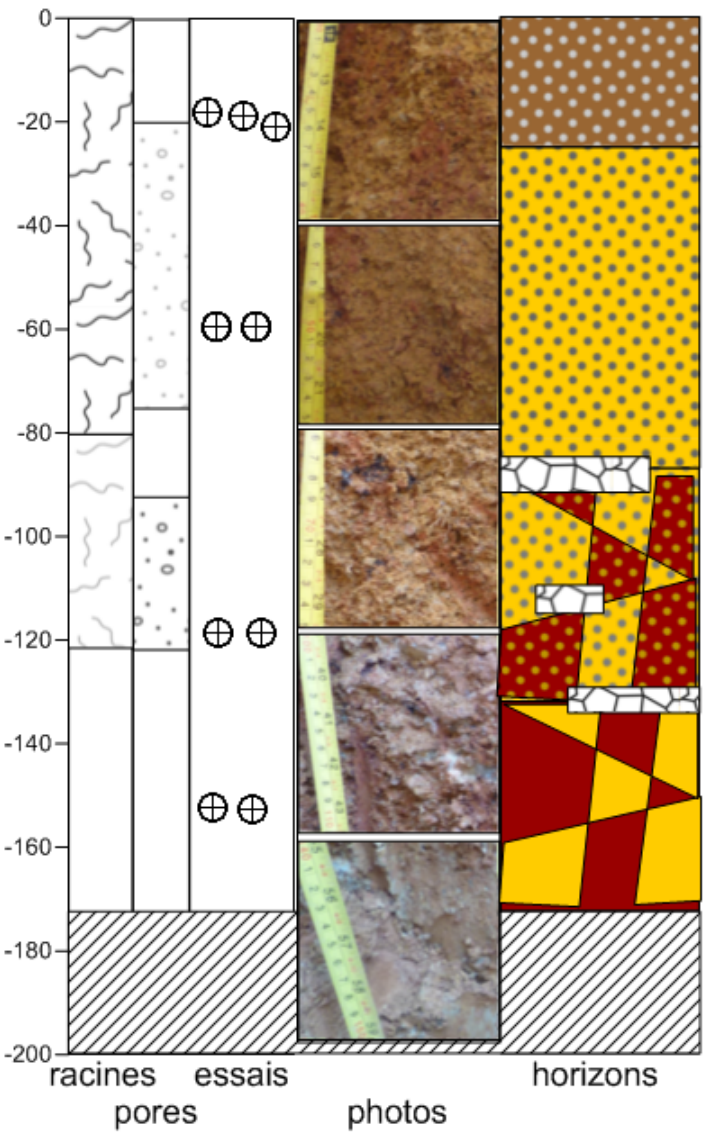
Devient de plus en plus rouge en profondeur.

Fosse M

x=346133 m
y=1077590 m

Végétation: herbes





Horizon sableux gris-ocre avec quelques gravillons et beaucoup de racines.

Horizon ocre argileux, avec quelques macropores, beaucoup de racines et de gravillons.
Présence de roche noire pourrie.

Blocs de quartz.

Horizon rouge et ocre, argileux, avec beaucoup de gravillons et de macropores.
Présence de roche noire, et de blocs de quartz.

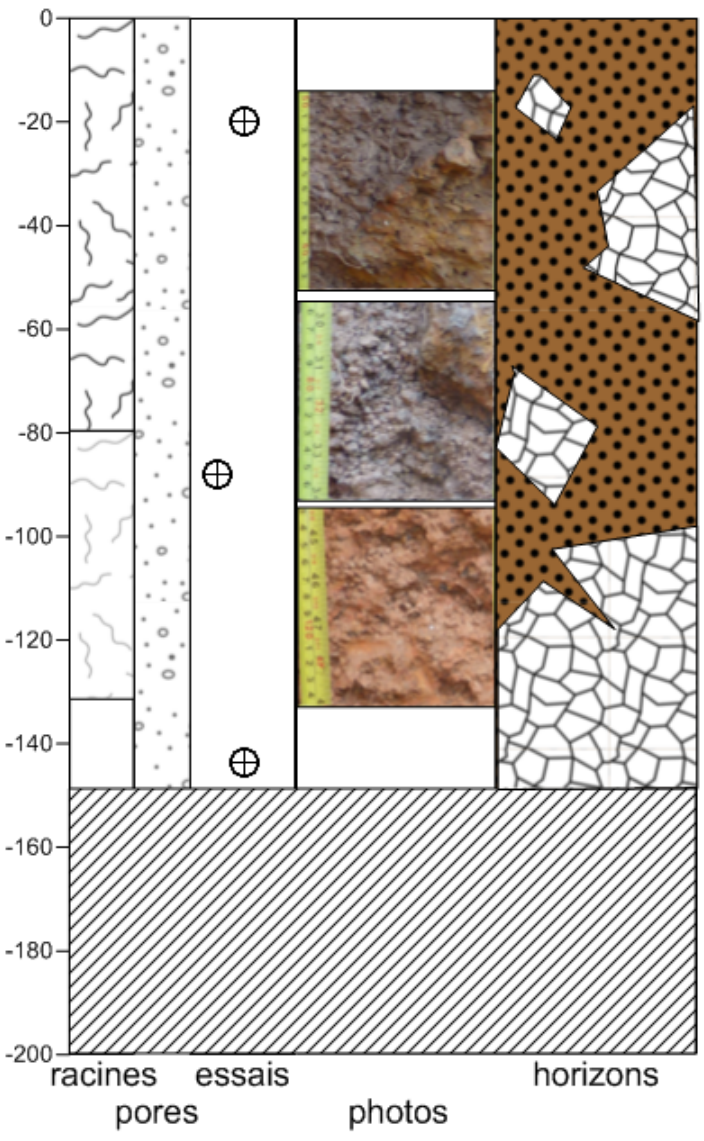
Argile rouge et ocre entremêlée.

Fosse N

x=346349 m
y=1077625 m

Végétation: jachère arborée, cuirasse

Conductivité EM38 (mS/m)



Blocs de roche (latérite) de plus en plus nombreux en profondeur. Roche fracturée, avec de nombrux pores. Noire en surface, ocre à l'intérieur.

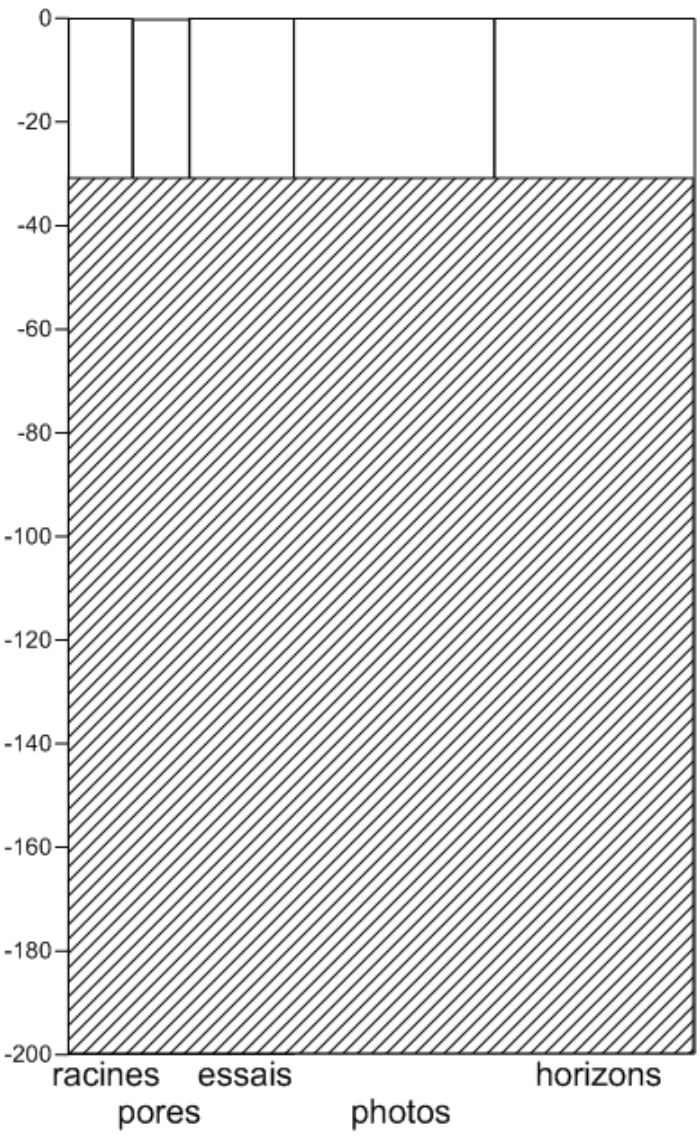
Ciment sableux gris avec beaucoup de racines. Gros gravillons et cailloux (80%).

Fosse O

x=346132 m
y=1078028 m

Végétation: zone arborée, cuirasse (latérite) apparente

Conductivité EM38 (mS/m)



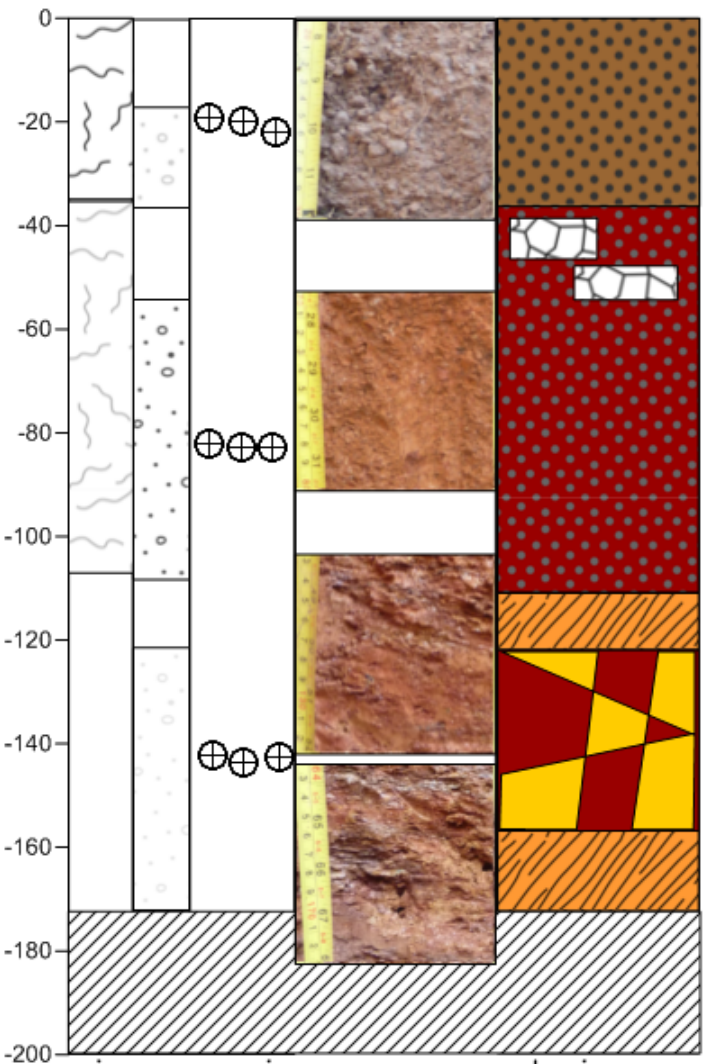
Trop dur à creuser...

Fosse P

x=346607 m
y=1078233 m

Végétation:

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon gris-brun sableux, avec beaucoup de gravillons (60%), des cailloux, beaucoup de racines, quelques petits macrpores.

Horizon rouge argileux, avec des inclusions rouges foncées brillantes, et des gravillons (50%). Beaucoup de gros macropores.

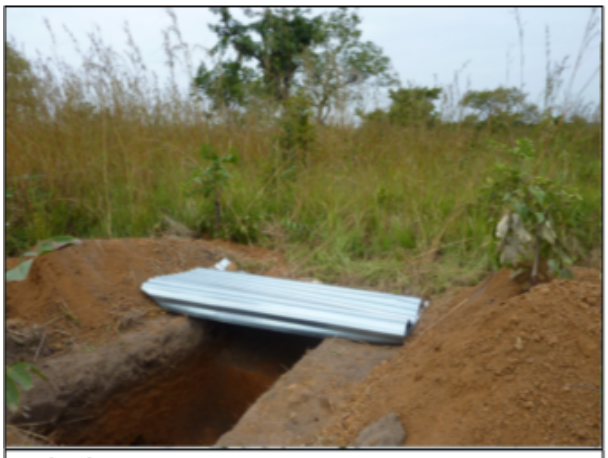
Feuilletage brillant.

Horizon argileux rouge foncé et ocre.

Saprolite feuilletée, brillante.

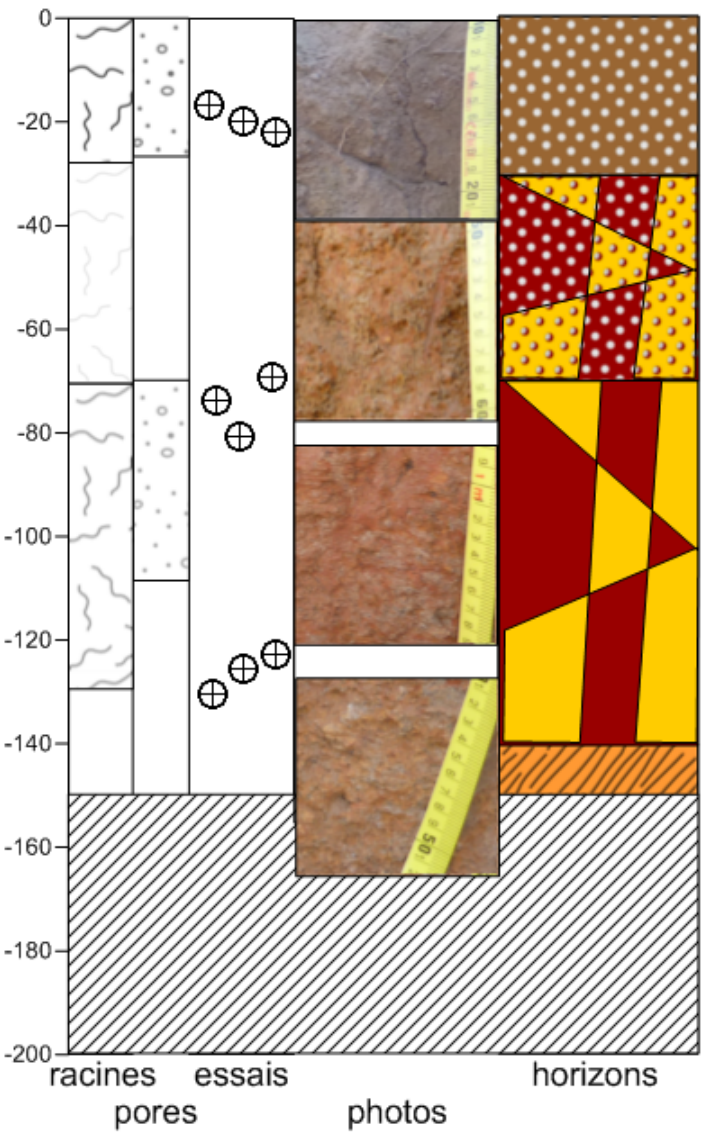
Fosse Q

x=347212 m
y=1077503 m



Végétation:

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon gris-brun sableux, avec très peu de gravillons (5%). Beaucoup de macropores et de racines.

Horizon rouge et ocre argileux. Moins de racines, rares macropores, peu de gravillons.

Horizon rouge et ocre argileux.
Beaucoup de macropores et de racines.
Quelques gravillons et présence de roche noire altérée.
Rares blocs de quartz.

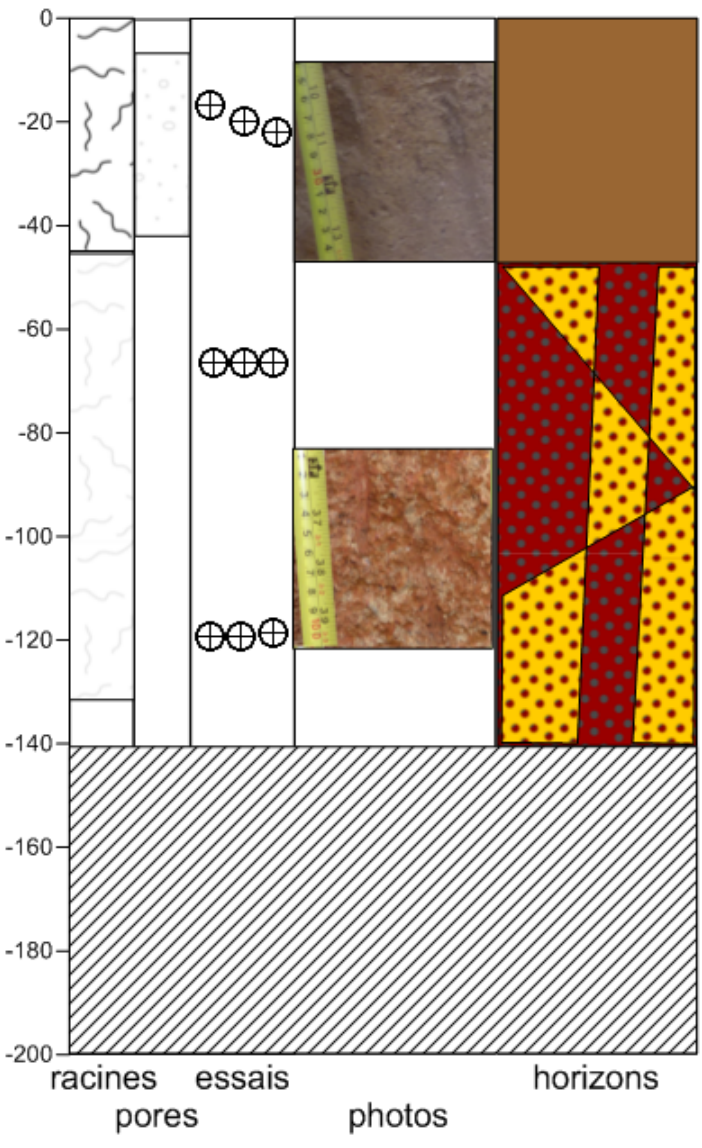
Saprolite grise et ocre.

Fosse R

x=347016 m
y=1078349 m

Végétation: dans des herbes, près de buttes et d'un champ de manioc

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon gris-brun sableux avec quelques macropores et beaucoup de racines.

Interface ocre.

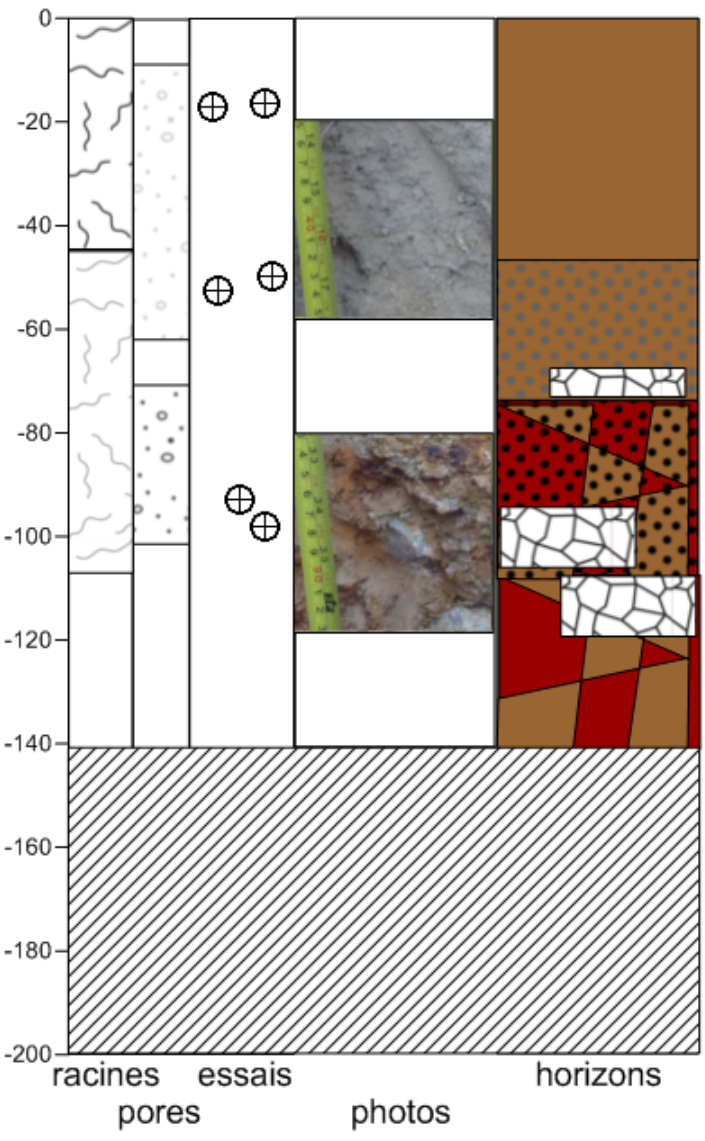
Horizon rouge et ocre, argileux. Beaucoup de gravillons (quartz, noir...)

Fosse V

x=346860 m
y=1077595 m

Végétation: savane arbustive, en bas d'un bas-fond.

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon gris-brun sableux, avec quelques macrpores.

Idem avec 60% de gravillons.

Horizon rouge et gris mi sableux, mi-argileux, avec beaucoup de gros gravillons et cailloux, quelques macropores. Présence de gros blocs de quartz et de roche noire.

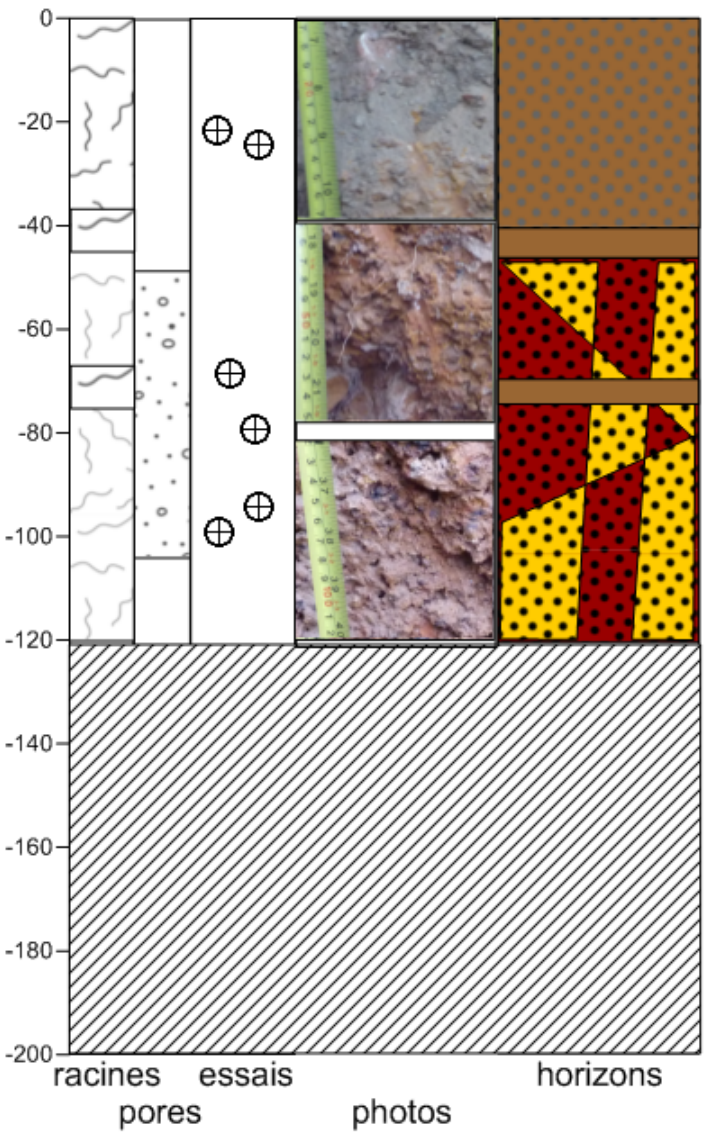
Horizon gris et rouge argileux, sans gravillons ni macropores.

Fosse W

x=346873 m
y=1077600 m

Végétation: savane arborée, en haut d'un bas-fond, rpès de cultures de manioc.

Conductivité EM38 (mS/m)



Horizon gris-brun sableux, avec 50% de gravillons.

Bandes grises plus sableuses avec beaucoup de racines.

Horizon ocre et rouge très dur. Gravillons et cailloux soudés. Présence de roce noire.