CENTRE INTERNATIONAL D'ETUDES SUPERIEURES EN SCIENCES AGRONOMIQUES
Montpellier SupAgro

ÉCOLE DOCTORALE
Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences et Environnement (SIBAGHE)

DOCTORAT
Discipline : Eaux Continentales et Société

Modélisation hydrologique distribuée des écoulements surface-souterrain à l'échelle d'un bassin versant bananier en milieu tropical volcanique (Guadeloupe, France)

Lai Ting PAK

Directeur de thèse : Marc VOLTZ

Co-encadrants : Philippe CATTAN et François COLIN

Soutenue le 05 juillet 2013 devant le jury composé de :

Christian LEDUC	Président	IRD (Montpellier)
Olivier BOUR	Rapporteur	Université de Rennes I (Rennes)
François LEHMANN	Rapporteur	Université de Strasbourg (Strasbourg)
Philippe CATTAN	Invité	CIRAD (Guadeloupe)
François COLIN	Invité	Montpellier SupAgro (Montpellier)
Marc VOLTZ	Directeur de thèse	INRA (Montpellier)

Laboratoire d'étude des Interactions
Sol - Agrosystème - Hydrosystème

CENTRE INTERNATIONAL D'ETUDES SUPERIEURES EN SCIENCES AGRONOMIQUES
Montpellier SupAgro

ÉCOLE DOCTORALE
Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences et Environnement (SIBAGHE)

DOCTORAT
Discipline : Eaux Continentales et Société

Modélisation hydrologique distribuée des écoulements surface-souterrain à l'échelle d'un bassin versant bananier en milieu tropical volcanique (Guadeloupe, France)

Lai Ting PAK

Directeur de thèse : Marc VOLTZ

Co-encadrants : Philippe CATTAN et François COLIN

Soutenue le 05 juillet 2013 devant le jury composé de :

Christian LEDUC	Président	IRD (Montpellier)
Olivier BOUR	Rapporteur	Université de Rennes I (Rennes)
François LEHMANN	Rapporteur	Université de Strasbourg (Strasbourg)
Philippe CATTAN	Invité	CIRAD (Guadeloupe)
François COLIN	Invité	Montpellier SupAgro (Montpellier)
Marc VOLTZ	Directeur de thèse	INRA (Montpellier)

Laboratoire d'étude des Interactions
Sol - Agrosystème - Hydrosystème

Résumé

Aux Antilles, la disponibilité limitée des ressources en contexte insulaire et l'activité agricole à hauts niveaux d'intrants fragilisent les ressources en eau. Dans les zones bananières à forts niveaux d'intrants, des phénomènes de pollution des eaux sont particulièrement marqués, notamment du fait de l'usage d'un pesticide, la chlordécone. La connaissance du fonctionnement des systèmes hydrologiques à l'échelle du bassin versant représente un enjeu primordial pour pouvoir estimer l'exposition de l'écosystème aux pollutions et pour prévoir l'évolution des contaminations dans le temps. L'objectif de la thèse a été de développer une modélisation mécaniste représentant les processus hydrologiques de surface et souterrains à l'échelle d'un bassin versant sur substrat volcanique, sous climat tropical humide, situé en zone bananière en Guadeloupe. En premier a été développé un modèle parcellaire de bilan hydrique adapté au cas des cultures bananières. Il a pour originalité de prendre en compte l'importante redistribution de pluie opérée par le couvert bananier et d'en simuler les effets en matière d'intensité et d'hétérogénéité intra-parcellaire sur les termes du bilan hydrique. Les résultats d'analyse de sensibilité montrent que la redistribution de la pluie augmente le ruissellement de surface ainsi que la percolation, en cohérence avec les observations de terrain, mais impacte peu ou temporairement l'évapotranspiration et l'humidité du sol. Le calage du modèle sur des données expérimentales indique une performance améliorée de la simulation du ruissellement par rapport à un modèle ignorant le mécanisme de redistribution. En second, le bassin versant expérimental de Féfé (17.8 ha) a fait l'objet d'une approche de modélisation intégrant processus hydrologiques de surface et souterrains basée sur un chaînage itératif des modèles MHYDAS et MODFLOW. Confrontée à une année hydrologique de mesures de débits à l'exutoire et de piézométries, l'approche de chaînage de modèles de surface et souterrain apparaît pertinente. Une limite majeure est toutefois la non prise en compte de la zone non saturée dans le processus de recharge des aquifères. L'analyse des simulations et de leurs écarts avec les données observées conforte plusieurs hypothèses issues des analyses expérimentales : un ruissellement de surface fortement hortonien, une contribution majeure des écoulement souterrains au débit à l'exutoire. Elle indique toutefois également une indétermination des processus majeurs lors des périodes de fortes pluies. Différentes hypothèses sont proposées qu'il conviendra d'évaluer dans des travaux futurs. Ce travail constitue une première étape pour évaluer les chemins d'écoulement majeurs et les dynamiques des contaminations par les produits phytosanitaires dans un milieu volcanique tropical sous culture bananière.

Mots clefs : redistribution de la pluie, bilan hydrique, processus hydrologiques, bassin versant cultivé, climat tropical humide, milieu volcanique, modèle hydrologique distribué, chaînage de modèles.

Abstract

In the French West Indies (FWI), limited resources supply on island and farming with extensive uses of pesticides have damaged water resources. In environments under intensive banana production, water pollution can be of particular concern, with regards to the use of chlordecone, an insecticide to control the banana weevil. Understanding the hydrological behaviour of a catchment is a challenge in assessing the exposure of the ecosystem to pollutions and in predicting the long-term contamination dynamics. This thesis aimed at developing a model to simulate surface and underground hydrological processes at the catchment scale on volcanic deposits in a humid tropical area covered by banana plantations in Guadeloupe. First, we developed an original water budget model at the plot scale, adapted to the banana canopy. It takes into account the high rainfall redistribution by banana cover and simulates the effects of modified rainfall intensities and within-plot heterogeneities on the water balance components. The sensitivity analysis showed that rainfall redistribution promotes surface runoff and percolation, in accordance with the field observations, but influences little or only temporarily the average field evapotranspiration and soil moisture. The model calibration tested on experimental data improved runoff production performances compared to a model without rainfall redistribution. Secondly, the Féfé experimental catchment (17.8 ha) was studied with a linked iterative modelling approach (of MHYDAS and MODFLOW) that includes surface and underground hydrological processes. Tested against a year of outlet discharge and water table depth measurements, the linked modelling approach seems appropriate. However, the main limit of this approach was the absence of transfer through the unsaturated zone when simulating the aquifers' recharge. The analysis of the results and of the differences between measured and simulated variables supported the hypothesis, from experimental analyses, that: the surface runoff is mainly Hortonian, groundwater flow is the main contributor to runoff at the catchment outlet. However, there was still uncertainty concerning the main processes during wet periods. Various hypotheses were suggested and should be investigated in future studies. This work represents a first step towards the evaluation of the major flow paths and contamination dynamics of pesticides on volcanic deposits in a humid tropical area covered by banana plantations.

Keywords: rainfall redistribution, water balance, hydrological processes, cultivated catchment, humid tropics, volcanic aquifer, distributed hydrological modelling, linked modelling approach.

Table des matières

Introduction générale 13
Contexte et enjeux 15
Objectifs de la thèse 17
Organisation du mémoire 18
Références bibliographiques 20

1 Présentation des sites d'étude et de la démarche de modélisation 23
1.1 Introduction 25
1.2 Cadre et sites d'étude 25
1.2.1 Description du milieu 25
1.2.2 Description des sites d'étude 30
1.2.3 Conclusion 36
1.3 Synthèse des résultats de recherche antérieurs 36
1.3.1 Description des processus hydrologiques 36
1.3.2 Approches de modélisation 40
1.3.3 Conclusion 41
1.4 Démarche générale de modélisation 43
1.4.1 Typologie des modèles hydrologiques 43
1.4.2 Démarche générale de modélisation 48
1.5 Conclusion 51
Références bibliographiques 52

I Modélisation mécaniste globale du partage ruissellement/infiltration sous influence d'un couvert végétal discontinu à l'échelle du sous-bassin versant 55

2 Presentation of a temporal continuous water budget model on tropical row crops with intense rainfall redistribution by canopy 57
2.1 Introduction 59
2.2 Model presentation 62
2.2.1 Model structure 62
2.2.2 The stemflow function 62
2.2.3 Soil water balance functions 65
2.2.4 Transfer function 68
2.2.5 Model parameters 69
2.3 Model behaviour analysis 69
2.3.1 Case study for test run and sensitivity analyses 71

2.3.2 Analysis of a test run of the model 74
2.3.1 Sensitivity analyses 77
2.4 Discussion and conclusions 81
References 84

3 Is it necessary to account for stemflow to simulate plot surface runoff? A case study with a highly rainfall redistributive canopy 87
3.1 Introduction 89
3.2 Water balance model with stemflow 90
3.3 Presentation of the case study 93
3.3.1 Study site and measurement period 93
3.3.2 Water balance of the subcatchment 93
3.3.3 Characteristics of the rainfall and runoff events 94
3.3.4 Simulation characteristics 95
3.4 Model calibration framework 95
3.4.1 Hypercube parameter search and specification of performance criteria 96
3.4.2 Multi-objective optimization 96
3.4.3 Comparison of SF and NoSF optimal solutions 97
3.5 Results and discussion 98
3.5.1 Calibration of the model with stemflow (SF) 98
3.5.2 Calibration of the model without stemflow (NoSF) 101
3.5.3 Comparison of SF and NoSF calibration results 103
3.6 Conclusion 108
References 110

II Modélisation mécaniste spatialisée des processus couplés d'écoulement de surface et souterrains à l'échelle du bassin versant 113

4 Principes et démarche de l'approche de modélisation hydrologique chaînée des écoulements surface-souterrain sur le bassin versant de Féfé 115
4.1 Introduction 117
4.2 Objectifs et démarche de la modélisation hydrologique 117
4.3 Identification des processus hydrologiques à simuler 120
4.3.1 Processus de surface et géométrie associée 120
4.3.2 Processus souterrains et géométrie associée 122
4.3.3 Interactions surface-souterrain 124
4.4 Présentation de l'approche de modélisation développée 124
4.4.1 Modélisation de surface : MHYDAS 125
4.4.2 Modélisation souterraine : MODFLOW 128

4.4.3 Modélisation du fonctionnement du bassin versant avec prise en compte des écoulements couplés surface-souterrain 135
4.5 Paramétrisation de l'approche de modélisation 142
4.5.1 Paramétrisation de MHYDAS 142
4.5.2 Paramétrisation de MODFLOW 150
4.6 Discussion 162
4.6.1 Compartiment de surface 162
4.6.2 Compartiment souterrain 163
4.6.3 Couplage surface-souterrain 164
4.7 Conclusion 165
Références bibliographiques 166

5 Application de l'approche de modélisation à un petit bassin versant agricole volcanique à double aquifères superposés, sous climat tropical humide 169
5.1 Introduction 171
5.2 Présentation des données hydrologiques utilisées 171
5.2.1 Période considérée 171
5.2.2 Caractéristiques climatiques de la période 173
5.2.3 Écoulements à l'exutoire du bassin versant 174
5.2.4 Hauteurs piézométriques 174
5.3 Calage du modèle 175
5.3.1 Calage de MHYDAS 175
5.3.2 Calage de MODFLOW et de la réinfiltration dans le réseau hydrographique 176
5.3.3 Analyse de cohérence des simulations de calage 181
5.3.4 Analyse des valeurs des paramètres calés 186
5.3.5 Résultats globaux de simulation 187
5.4 Interprétation des simulations et analyse des processus associés 193
5.4.1 Les écoulements de surface 193
5.4.2 Les écoulements souterrains 197
5.4.3 Échanges surface-souterrain dans le réseau hydrographique 207
5.4.4 Écoulement à l'exutoire du bassin versant 207
5.5 Discussion et conclusion 209
Références bibliographiques 212

Conclusion générale 213
Principaux résultats à l'échelle parcellaire 215
Au plan de la modélisation 216
Au plan des processus hydrologiques 216

Principaux résultats à l'échelle du bassin versant 217
Au plan de la modélisation 217
Au plan des processus hydrologiques 218
Perspectives 219

Liste des figures 221
Liste des tableaux 227

Introduction générale

Sommaire

Contexte et enjeux **15**
Objectifs de la thèse **17**
Organisation du mémoire **18**
Références bibliographiques 20

Introduction générale

Contexte et enjeux

Avec une pression anthropique croissante exercée sur les ressources en eaux, la compréhension du fonctionnement des systèmes hydrologiques de surface et souterrains et de leurs interactions représente un enjeu scientifique majeur. Dans le contexte spécifique des milieux insulaires, la gestion et la protection des ressources en eaux sont particulièrement délicates. La disponibilité en eaux y est généralement directement liée à la taille et la géologie des îles ainsi qu'à leurs conditions climatiques. En contexte insulaire à faible superficie, les eaux de surface représentent une ressource limitée non pérenne assujettie aux variations climatiques alors que les eaux souterraines représentent la ressource principale (Cruz et Silva, 2001). La durabilité de l'exploitation des eaux souterraines est décisive pour maintenir cette ressource naturelle et protéger l'équilibre hydrologique insulaire (Hahn *et al.*, 1997 ; Praveena *et al.*, 2012). Dans ces conditions, les activités agricoles sont également à l'origine de la diminution de la qualité des ressources en eaux et de la dégradation des ressources vivantes associées : érosion des sols conduisant à l'augmentation de la turbidité des eaux et à l'envasement des milieux dulçaquicoles (Rowe et Taumoepeau, 2004), eutrophisation causée par l'épandage croissant de fertilisants agricoles (Delgado *et al.*, 2012) et toxicité des pesticides accumulés (Rawlins *et al.*, 1998 ; Witter *et al.*, 1999 ; Li *et al.*, 2001 ; Knee *et al.*, 2010 ; Elfman *et al.*, 2011).

La pollution aux pesticides présente un problème particulier car il s'agit dans la plupart des cas de molécules de synthèse xénobiotiques, non préexistantes dans le milieu naturel, ayant un effet toxique voulu sur une gamme d'organismes vivants, agresseurs des cultures. Elles peuvent contaminer de manière chronique les sols, les eaux et les sédiments. C'est notamment le cas pour les organochlorés, qui font partie des pesticides les plus persistants et qui ont été abondamment utilisés depuis les années 1940. En France, l'un des cas les plus médiatisés de pollution par un organochloré est celui de la contamination des écosystèmes volcaniques des Antilles françaises par la chlordécone, utilisée comme insecticide contre le charançon du bananier de 1972 à 1993. Le caractère extrêmement stable et très hydrophobe de la chlordécone en fait une molécule à grande rémanence, avec une demi-vie évaluée entre 4 et 46 ans (Groshart et Okkerman, 2000) voire plusieurs siècles (Cabidoche *et al.*, 2009), et ubiquiste, présente dans les sols, les eaux, les végétaux (légumes racines) et les organismes dulçaquicoles.

Les systèmes de culture bananière aux Antilles sont établis sur des sols volcaniques jeunes sous un climat tropical humide. Ces conditions favorisent potentiellement la pollution des eaux de cours d'eau et de nappes par les produits apportés aux cultures en raison de la perméabilité des substrats pédologiques et géologiques et de l'intensité des écoulements qui

les traversent (Charlier, 2007). L'importante utilisation de la chlordécone durant deux décennies a ainsi provoqué en Guadeloupe et Martinique des problèmes importants de contamination des ressources en sol et en eau. La crise environnementale qui en résulte a mené au lancement du projet de recherche pluridisciplinaire CHLORDEXCO, soutenu par l'Agence Nationale de la Recherche, pour mieux comprendre les voies de dispersion de la chlordécone dans le milieu continental et les processus de contamination des organismes dulçaquicoles et des productions alimentaires agricoles. Le projet avait aussi pour objet d'évaluer de manière prospective l'évolution des contaminations dans l'avenir. Le travail de thèse présenté ci-après s'inscrit dans le projet CHLORDEXCO en étudiant le fonctionnement d'un hydrosystème typique en zone bananière en Guadeloupe.

Pour comprendre les mécanismes de genèse de la qualité de l'eau, il faut au préalable détailler les écoulements hydrologiques de surface et souterrains, vecteurs du transport des pesticides et composantes de l'écoulement à l'exutoire du bassin versant. En effet, la connaissance approfondie des chemins de l'eau permet d'évaluer les temps de résidence des molécules polluantes dans les milieux traversés ainsi que les interactions des molécules avec ces derniers. À cet égard, le milieu tropical volcanique antillais nécessite l'étude conjointe des écoulements de surface et souterrain du fait de leurs complexités spécifiques.

Les écoulements de surface sont directement liés aux pluies abondantes de fortes intensités caractéristiques du climat tropical humide. Mais, du fait de couverts végétaux bien développés, tant en milieu forestier qu'en milieu agricole, le forçage pluviométrique incident est souvent fortement modifié par le couvert végétal avant d'atteindre le sol (Crockford et Richardson, 2000; Levia et Frost, 2003; Llorens et Domingo, 2007). De nombreux travaux ont montré l'impact de la redistribution spatiale des intensités de pluies au sol sur les termes du bilan hydrologique de surface : ruissellement (Neave et Abrahams, 2002 ; Cattan *et al.*, 2007a, 2009), évapotranspiration (Timlin *et al.*, 2001 ; Hupet et Vanclooster, 2005), percolation (Cattan *et al.*, 2007b ; Sansoulet *et al.*, 2008). Plus que dans d'autres milieux, la prise en compte de l'influence du couvert végétal sur les processus hydrologiques apparaît essentielle pour comprendre la genèse des écoulements de surface.

En milieu volcanique couvert par des sols jeunes très perméables, une grande partie des écoulements de surface percolent vers les couches profondes et génèrent des écoulement souterrains très importants (Cruz et Silva, 2001 ; Charlier *et al.*, 2008, 2011). Ceux-ci présentent une complexité toute particulière en raison de la forte variabilité lithologique horizontale et verticale des zones de subduction qui peuvent conduire à un volcanisme de type explosif qui est à l'origine des Antilles (Morell et Jérémie, 1994 ; Charlier, 2007). Comprendre les processus souterrains et leur contrôle sur le transport de pesticides permet d'évaluer efficacement l'impact potentiel des apports pour la gestion et la protection des ressources en eaux.

Enfin, la compréhension de ces écoulements en milieu cultivé nécessite aussi la prise en compte de l'impact des aménagements anthropiques. Ceux-ci forment des discontinuités qui

influencent de manière générale les processus hydrologiques de surface et souterrains et leurs interactions : terrasse (Gallart *et al.*, 1994), parcellaire (Fiener *et al.*, 2011), chemin et route (Hoelzel et Diekkrueger, 2012), et réseau de fossés (Moussa *et al.*, 2002 ; Carluer et De Marsily, 2004). Ces discontinuités correspondent souvent à une interface particulière d'échange entre les eaux de surface et souterraines. Ainsi, les fossés récoltent les eaux de surface (pluie incidente et ruissellement sur les versants) et potentiellement les infiltrent vers les aquifères sous-jacents en conditions de basses eaux, mais drainent également les eaux souterraines en conditions de hautes eaux. En milieu antillais cultivé, on peut constater un certain développement des réseaux hydrographiques naturels et d'origine anthropique en lien avec la grande intensité des écoulements (Charlier, 2007). Leur rôle dans les échanges surface-souterrain est toutefois peu connu.

Au final, si la connaissance actuelle du fonctionnement hydrologique du milieu volcanique antillais permet d'identifier plusieurs éléments potentiellement essentiels de ce fonctionnement (intensité des écoulements de surface et souterrain, rôle du couvert végétal, nature des sols, variabilité lithologique, échanges surface-souterrain concentrés), elle ne permet pas encore de définir un schéma fonctionnel suffisant pour comprendre et prévoir les dynamiques de contamination des eaux par un pesticide épandu de manière hétérogène sur un ensemble de parcelles agricoles. C'est pourquoi ce travail s'est proposé de mener une étude hydrologique intégrant les processus hydrologiques de surface et souterrains et leurs interactions en vue de développer un schéma global du fonctionnement hydrologique en milieu volcanique tropical humide.

Objectifs de la thèse

L'objectif de la thèse est de caractériser par une modélisation mécaniste explicative les processus hydrologiques de surface et souterrains à l'échelle d'un bassin versant agricole en milieu volcanique tropical humide. A cet effet, la thèse s'appuie sur un ensemble de données hydrologiques acquises par Charlier (2007) lors de son doctorat sur le bassin versant de Féfé en Guadeloupe et développe une approche de modélisation synthétisant les processus majeurs d'écoulement observés en liaison avec les caractéristiques hydrologiques du milieu.

La stratégie de modélisation développée combine :

1. Une modélisation mécaniste globale du partage ruissellement/infiltration sous influence d'un couvert végétal discontinu à l'échelle parcellaire.

2. Une modélisation mécaniste spatialisée des processus couplés d'écoulement de surface et souterrains à l'échelle du bassin versant.

Organisation du mémoire

La thèse est structurée en cinq chapitres dont le premier chapitre introduit le matériel étudié et la démarche générale tandis que les suivants, regroupés en deux parties suivant l'échelle spatiale concernée, exposent les démarches et les résultats de modélisations aux échelles parcellaire et du bassin versant :

- **Chapitre 1 : Présentation des sites d'étude et de la démarche de modélisation.** Ce chapitre expose les caractéristiques agro-pédo-géologiques du bassin versant de Féfé, les données et les résultats acquis antérieurement sur le fonctionnement du bassin ainsi que la démarche générale de modélisation entreprise durant cette thèse.

Partie I : Modélisation mécaniste globale du partage ruissellement/infiltration sous influence d'un couvert végétal discontinu à l'échelle du sous-bassin versant.

Cette première partie a eu pour objectif de développer et évaluer un modèle en continu de partage ruissellement/infiltration sous influence d'un couvert végétal discontinu tel que le couvert bananier. Les deux chapitres de cette partie ont été rédigés en anglais sous forme d'articles, à soumettre dans différentes revues scientifiques.

- **Chapitre 2 : Présentation d'un modèle continu de bilan hydrique appliqué aux cultures tropicales à forte redistribution de la pluie incidente par la canopée.** Le modèle vise à simuler en continu la dynamique de tous les termes du bilan hydrique aux échelles de la parcelle et de la saison de culture dans le cas d'une culture en rang présentant une redistribution importante de la pluie par le couvert et un partage ruissellement/infiltration hétérogène qui en dérive. Le modèle combine un modèle simple de redistribution de la pluie incidente adapté aux cultures tropicales et un modèle conceptuel de bilan hydrique du système sol-culture. Le chapitre décrit le modèle original développé, présente son analyse de sensibilité et discute des principes de paramétrisation du modèle.

- **Chapitre 3 : Est-il nécessaire de tenir compte de la redistribution de la pluie pour simuler le ruissellement de surface d'un sous-bassin ? Le cas d'un système avec une canopée fortement redistributive.** Le modèle présenté dans le Chapitre 2 est appliqué ici sur deux parcelles cultivée en bananes, formant un petit sous-bassin du bassin versant de Féfé. L'apport de la prise en compte de l'effet redistributeur du couvert de bananier en termes de simulation du ruissellement à l'exutoire du sous-bassin est analysé par comparaison avec une modélisation ne représentant pas **l'effet redistributeur.**

Partie II : Modélisation mécaniste spatialisée des processus couplés d'écoulement de surface et souterrains à l'échelle du bassin versant.

Cette deuxième partie vise à développer une stratégie de modélisation capable de simuler aussi bien le devenir de la pluie en surface et dans la zone non saturée que les écoulements souterrains. Une procédure de calage et de validation de la stratégie de modélisation est menée sur notre bassin d'étude.

- **Chapitre 4 : Principes et démarche de l'approche de modélisation hydrologique chaînée des écoulements surface-souterrain sur le bassin versant de Féfé.** La modélisation est basée sur un chaînage de deux modèles : un modèle de surface et de la zone non saturée à l'échelle parcellaire, développé dans la Partie I, et un modèle souterrain (sol et sous-sol). Elle intègre la redistribution de la pluie, le partage ruissellement/infiltration, l'évapotranspiration, la recharge de nappe, les écoulements souterrains, les échanges nappe-rivière et l'écoulement en rivière, tout en tenant compte des hétérogénéités agro-pédo-géologiques internes du bassin versant de Féfé. Le chapitre présente les hypothèses et principes de l'approche de modélisation développée, les discute et les justifie à partir de l'analyse des observations hydrologiques disponibles sur le bassin versant de Féfé.

- **Chapitre 5 : Application de l'approche de modélisation à un petit bassin versant agricole volcanique à deux aquifères superposés, sous climat tropical humide.** L'approche de modélisation est appliquée sur le bassin versant de Féfé. Le chapitre expose la démarche de calage et de validation du modèle et propose une discussion approfondie des résultats obtenus, qui identifie les principaux traits de fonctionnement du bassin versant et les limites de la modélisation proposée.

Finalement, un ultime chapitre apporte la conclusion générale en rappelant les principaux résultats ainsi qu'en indiquant les perspectives de ce travail.

Références bibliographiques

Cabidoche, Y.-M., Achard, R., Cattan, P., Clermont-Dauphin, C., Massat, F., Sansoulet, J., 2009. Long-term pollution by chlordecone of tropical volcanic soils in the French West Indies: A simple leaching model accounts for current residue. Environmental Pollution 157, 1697–1705.

Carluer, N., De Marsily, G., 2004. Assessment and modelling of the influence of man-made networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management. Journal of Hydrology 285, 76–95.

Cattan, P., Bussière, F., Nouvellon, A., 2007a. Evidence of large rainfall partitioning patterns by banana and impact on surface runoff generation. Hydrological Processes 21, 2196–2205.

Cattan, P., Voltz, M., Cabidoche, Y.-M., Lacas, J.-G., Sansoulet, J., 2007b. Spatial and temporal variations in percolation fluxes in a tropical Andosol influenced by banana cropping patterns. Journal of Hydrology 335, 157–169.

Cattan, P., Ruy, S.M., Cabidoche, Y.-M., Findeling, A., Desbois, P., Charlier, J.B., 2009. Effect on runoff of rainfall redistribution by the impluvium-shaped canopy of banana cultivated on an Andosol with a high infiltration rate. Journal of Hydrology 368, 251–261.

Charlier, J.B., 2007. Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical. Université de Montpellier II, Montpellier, France.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2008. Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. Hydrological Processes 22, 4355–4370.

Charlier, J.-B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2011. Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: A multi-disciplinary experimental approach. Journal of Hydrology 398, 155–170.

Crockford, R., Richardson, D., 2000. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. Hydrological Processes 14, 2903–2920.

Cruz, J.V., Silva, M.O., 2001. Hydrogeologic framework of Pico Island, Azores, Portugal. Hydrogeology Journal 9, 177–189.

Delgado, C., Pardo, I., García, L., 2012. Diatom communities as indicators of ecological status in Mediterranean temporary streams (Balearic Islands, Spain). Ecological Indicators 15, 131–139.

Elfman, L., Tooke, N.E., Patring, J.D.M., 2011. Detection of pesticides used in rice cultivation in streams on the island of Leyte in the Philippines. Agricultural Water Management 101, 81–87.

Fiener, P., Auerswald, K., Van Oost, K., 2011. Spatio-temporal patterns in land use and management affecting surface runoff response of agricultural catchments-A review. Earth-Science Reviews 106, 92–104.

Gallart, F., Llorens, P., Latron, J., 1994. Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin. Journal of Hydrology 159, 291–303.

Groshart, C., Okkerman, P.C., 2000. Towards the establishment of a priority list of substances for further evaluation of their role in endocrine disruption: Preparation of a candidate list of substances as a basis for priority setting. Annex 14: Summary profiles of chemicals with information on use, production, emission, monitoring and legal status. European Commission DG ENV.

Hahn, J., Lee, Y., Kim, N., Hahn, C., Lee, S., 1997. The groundwater resources and sustainable yield of Cheju volcanic island, Korea. Environmental Geology 33, 43–53.

Hoelzel, H., Diekkrueger, B., 2012. Predicting the impact of linear landscape elements on surface runoff, soil erosion, and sedimentation in the Wahnbach catchment, Germany. Hydrological Processes 26, 1642–1654.

Hupet, F., Vanclooster, A., 2005. Micro-variability of hydrological processes at the maize row scale: implications for soil water content measurements and evapotranspiration estimates. Journal of Hydrology 303, 247–270.

Knee, K.L., Gossett, R., Boehm, A.B., Paytan, A., 2010. Caffeine and agricultural pesticide concentrations in surface water and groundwater on the north shore of Kauai (Hawaii, USA). Marine Pollution Bulletin 60, 1376–1382.

Levia, D.F., Frost, E.E., 2003. A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems. Journal of Hydrology 274, 1–29.

Li, Q.X., Hwang, E.C., Guo, F., 2001. Occurrence of herbicides and their degradates in Hawaii's groundwater. Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology 66, 653–659.

Llorens, P., Domingo, F., 2007. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. Journal of Hydrology 335, 37–54.

Morell, M., Jérémie, J.J., 1994. La Guadeloupe au fil de l'eau. CCEE, Basse-Terre, Guadeloupe.

Moussa, R., Voltz, M., Andrieux, P., 2002. Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. Hydrological Processes 16, 393–412.

Neave, M., Abrahams, A., 2002. Vegetation influences on water yields from grassland and shrubland ecosystems in the Chihuahuan Desert. Earth Surface Processes and Landforms 27, 1011–1020.

Praveena, S.M., Abdullah, M.H., Bidin, K., Aris, A.Z., 2012. Sustainable groundwater management on the small island of Manukan, Malaysia. Environmental Earth Sciences 66, 719–728.

Rawlins, B.G., Ferguson, A.J., Chilton, P.J., Arthurtons, R.S., Grees, J.G., 1998. Review of agricultural pollution in the Caribbean with particular emphasis on small island developing states. Marine Pollution Bulletin 36, 658–668.

Rowe, D.K., Taumoepeau, A., 2004. Decline of common smelt (Retropinna retropinna) in turbid, eutrophic lakes in the North Island of New Zealand. Hydrobiologia 523, 149–158.

Sansoulet, J., Cabidoche, Y.-M., Cattan, P., Ruy, S., Simunek, J., 2008. Spatially distributed water fluxes in an andisol under banana plants: Experiments and three-dimensional modeling. Vadose Zone Journal 7, 819–829.

Timlin, D., Pachepsky, Y., Reddy, V., 2001. Soil water dynamics in row and interrow positions in soybean (*Glycine max* L.). Plant Soil 237, 25–35.

Witter, J.V., Robinson, D.E., Mansingh, A., Dalip, K.M., 1999. Insecticide contamination of Jamaican environment. V. Island-wide rapid survey of residues in surface and ground water. Environmental Monitoring and Assessment 56, 257–267.

Chapitre 1

Présentation des sites d'étude et de la démarche de modélisation

Sommaire

1.1 Introduction 25
1.2 Cadre et sites d'étude 25
1.2.1 Description du milieu 25
1.2.2 Description des sites d'étude 30
1.2.3 Conclusion 36
1.3 Synthèse des résultats de recherche antérieurs 36
1.3.1 Description des processus hydrologiques 36
1.3.2 Approches de modélisation 40
1.3.3 Conclusion 41
1.4 Démarche générale de modélisation 43
1.4.1 Typologie des modèles hydrologiques 43
1.4.2 Démarche générale de modélisation 48
1.5 Conclusion 51
Références bibliographiques 52

Chapitre 1

Présentation des sites d'étude et de la démarche de modélisation

1.1 Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter les spécificités des sites d'étude et la démarche générale de modélisation entreprise durant cette thèse. Dans une première partie, nous présentons les sites d'études, leurs spécificités. Ensuite, nous proposons une synthèse de l'état des connaissances sur le fonctionnement hydrologique des systèmes étudiés à partir de laquelle nous définissons les contraintes qui conditionneront le développement de la démarche de modélisation proposée dans ces travaux de thèse.

1.2 Cadre et sites d'étude

L'objectif de cette section est de définir les principales caractéristiques agro-pédo-géo-climatiques dont il faut tenir compte pour comprendre le fonctionnement hydrologique, c'est-à-dire les processus de surface et souterrains, des sites d'études.

1.2.1 Description du milieu

1.2.1.1 Géographie

La Guadeloupe (16°15'N, 61°32'W) fait partie de l'archipel des Petites Antilles, entre l'océan Atlantique et la mer des Caraïbes (Figure 1-1a). La Guadeloupe est un département d'outre-mer français (DOM), constitué des îles principales contiguës de Basse-Terre (848 km^2) et de Grande-Terre (590 km^2) séparées par un étroit bras de mer : « la Rivière Salée », ainsi que de dépendances (Marie-Galante, Les Saintes, La Désirade, Petite-Terre, Saint-Martin et Saint-Barthélemy) (Figure 1-1b).

1.2.1.2 Géologie

L'archipel des Petites Antilles résulte de la subduction vers l'ouest de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe. Les îles se répartissent selon deux arcs (Figure 1-2a). L'arc externe ancien est composé d'îles aux dépôts calcaires reposant sur un socle volcanique datant de l'Eocène au début de l'Oligocène supérieur (Westercamp, 1988). L'arc interne récent est

composé d'îles au volcanisme actif. L'archipel de la Guadeloupe présente la particularité d'appartenir aux deux arcs : la Grande-Terre à l'est rattachée à l'arc ancien alors que la Basse-Terre à l'ouest est rattachée à l'arc récent.

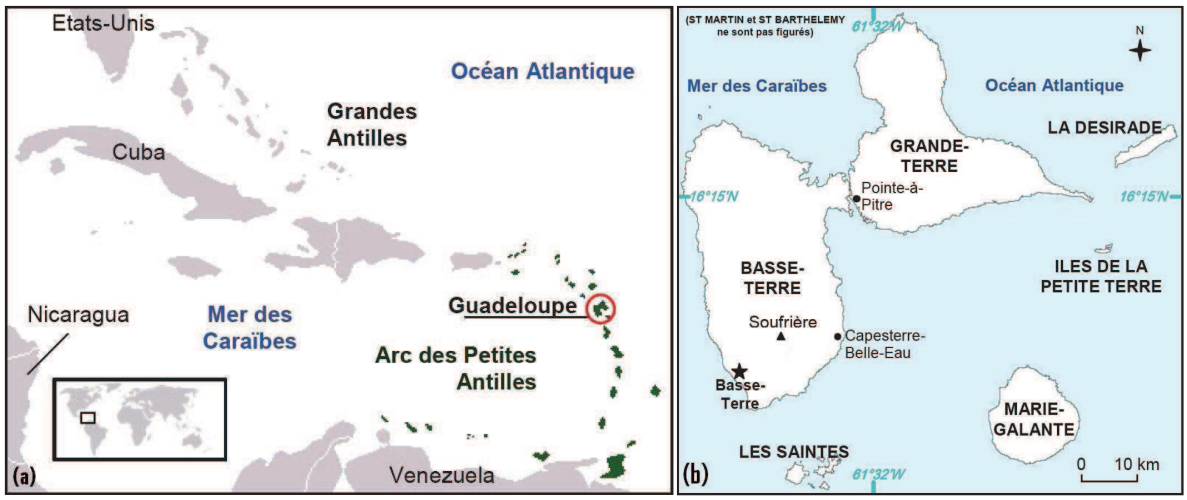

Figure 1-1 : Présentation (a) de la situation de la Guadeloupe aux Antilles et (b) de la Guadeloupe (d'après Charlier (2007))

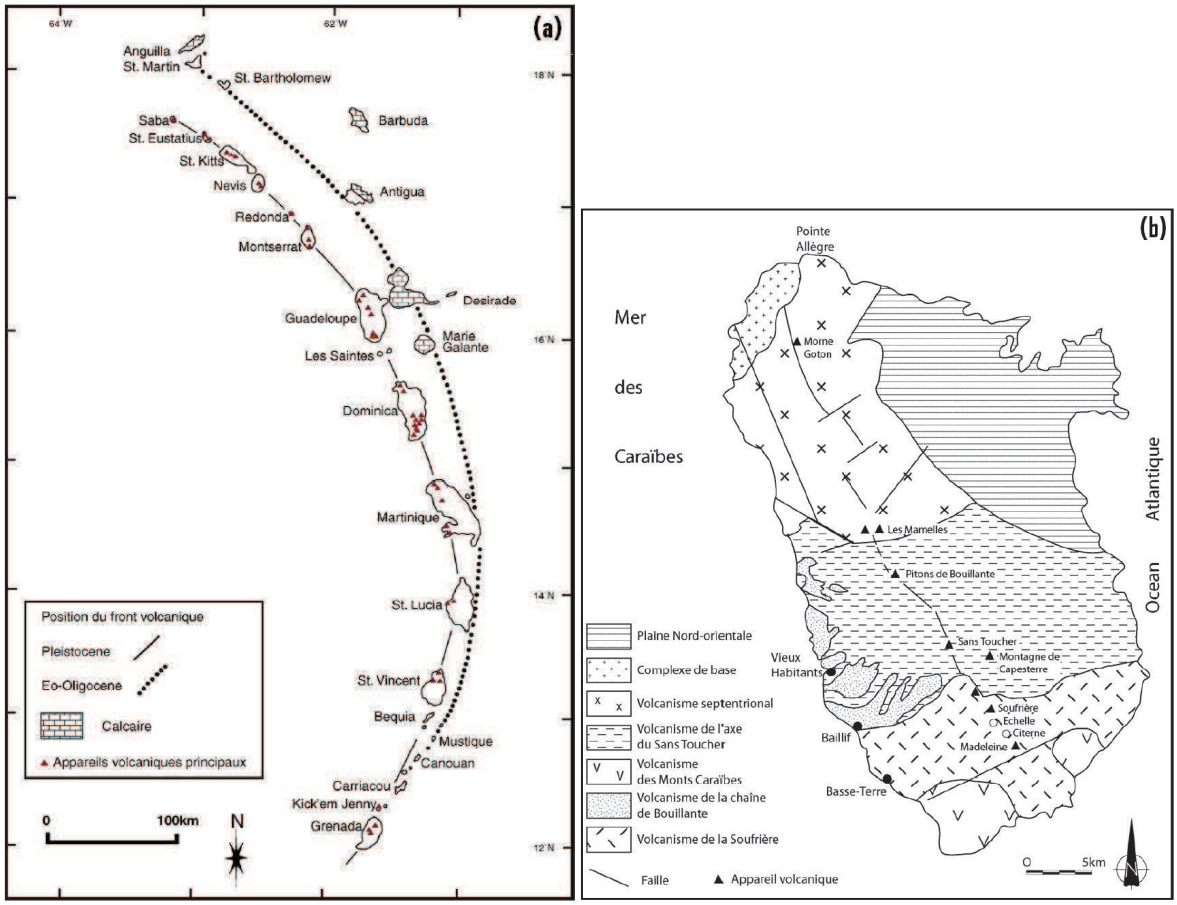

Figure 1-2 : Présentation (a) des deux arcs volcaniques des Petites Antilles (d'après Poussineau (2005), modifié d'après Macdonald *et al.* (2000)) et (b) des principaux ensembles volcaniques de la Basse-Terre (d'après Gstalter (1986), cité par Poussineau (2005))

Le sud de l'île de Basse-Terre comprend plusieurs édifices volcaniques (Figure 1-2b) dont le massif de la Soufrière au sud de l'île, qui est le plus récent. Le début de sa mise en place est estimé aux alentours de - 150 000 à - 100 000 ans (Blanc, 1983). Il est constitué de deux édifices juxtaposés : le volcan composite de la Grande Découverte et le complexe volcanique de la Madeleine (Boudon *et al.*, 1992). Le volcan composite de la Grande Découverte est formé d'une alternance d'épisodes laviques effusifs (de composition andésitique) et d'épisodes pyroclastiques (coulées de ponces, de scories, nuées ardentes et avalanches de débris). Le complexe volcanique de la Madeleine est situé au sud-est du volcan de la Grande Découverte. Son activité est principalement effusive.

1.2.1.3 Pédologie

Les sols de l'île de la Basse-Terre se sont formés à partir de matériaux volcaniques (Figure 1-3). La diversité d'âge et de nature des matériaux mères évoluant sous un climat tropical humide conduisent à la grande diversité des sols de cette île. Les sols anciens (10^5-10^6 ans) situés dans les deux tiers nord de l'île suivent une toposéquence pédo-climatique Ferralsol – Nitisol – Vertisol. Les sols jeunes (10^3-10^4 ans) situés au sud de l'île présentent une toposéquence pédo-climatique Andosol – Argic cambisol – Vertic cambisol.

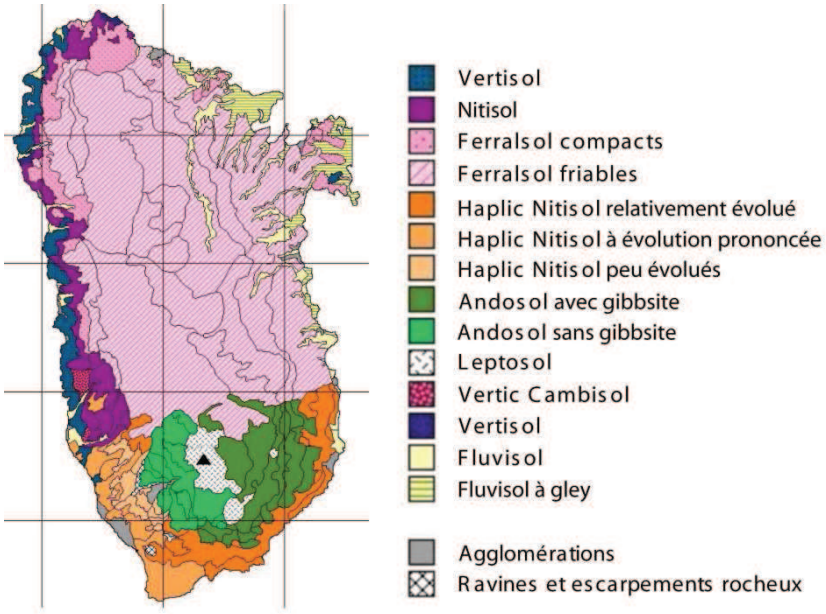

Figure 1-3 : Carte pédologique simplifiée de la Basse-Terre (d'après Colmet-Daage (1969), cité par Charlier (2007))

1.2.1.4 Climat

La Guadeloupe bénéficie d'un climat de type tropical humide sous l'influence de l'anticyclone des Açores qui dirige vers l'archipel un vent d'est : les alizés. La variabilité temporelle intra-annuelle de la pluie est régulée par les cellules anticycloniques et les

perturbations des alizés. Cette variabilité est caractérisée par deux saisons avec des transitions plus au moins marquées (Morell et Jérémie, 1994). Une saison sèche s'étend de décembre à mai, durant laquelle l'air est sec et les événements pluvieux peu fréquents. Elle précède une période à pluviométrie particulièrement faible, en février et mars, appelée localement « carême ». Une saison humide appelée hivernage s'étend de juin à novembre, et se distingue par l'apparition d'ondes tropicales. Des cellules orageuses se rassemblent alors pour donner d'intenses précipitations.

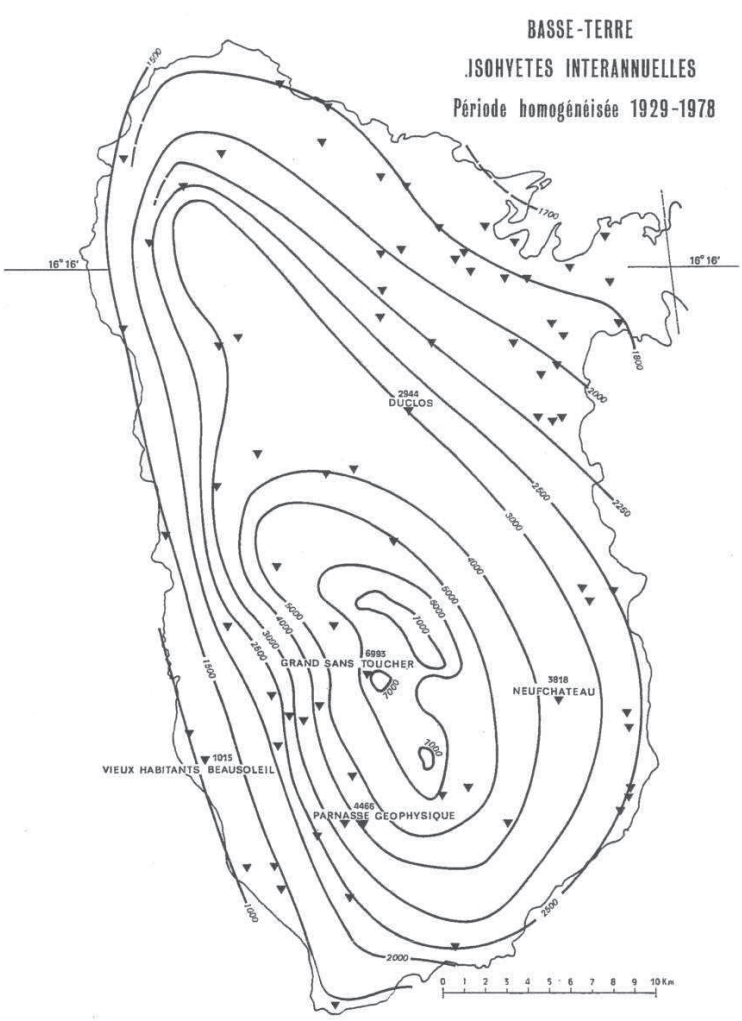

Figure 1-4 : Carte des pluviométries interannuelles de la Basse-Terre (en mm) (d'après Chaperon et al. (1985), cité par Charlier (2007))

La distribution spatiale de la pluie est différente entre les deux îles principales de la Guadeloupe, de 950 mm an^{-1} en Grande-Terre à plus de 10 000 mm an^{-1} sur les sommets de la Basse-Terre. La répartition spatiale de la pluie sur l'île de Basse-Terre est globalement contrôlée par le relief et l'exposition aux vents. La pluviométrie annuelle s'accroit avec l'altitude, s'échelonnant de 2 500 mm à l'est de la Basse-Terre à 10 000 mm au sommet de la Soufrière culminant à 1 467 m (Figure 1-4). Le relief orienté selon la direction nord-sud et perpendiculaire aux flux d'alizés engendre une exposition aux vents dominants contrastée est/ouest. Les deux côtes est/ouest sont caractérisées par des gradients pluviométriques différents dus à l'effet de Foehn, de 150 (au nord) à 420 mm km^{-1} (au sud) en côte au vent (est de la Basse-Terre) et de 330 (au nord) à 600 mm km^{-1} (au sud) en côte sous le vent (ouest de la Basse-Terre) (Chaperon *et al.*, 1985).

1.2.1.5 Occupation du sol

Les îles de Basse-Terre, Grande-Terre et Marie-Galante concentrent les activités agricoles de l'archipel. Sur Grande-Terre et Marie-Galante, la culture de la canne à sucre est prédominante. Basse-Terre abrite la majeure partie de la culture de la banane, concentrée au

sud dans la zone dite du « croissant bananier », comprise entre les communes de Petit-Bourg et de Vieux-Habitants (Figure 1-5).

La culture de banane est l'activité agricole principale du sud de la Basse-Terre. En 2007, la culture de la banane couvre 2 700 ha, soit 10% de la superficie agricole cultivée de la Guadeloupe (Agreste, 2011). En 2009, la production de banane, variété exportation, a été de 59 300 tonnes dont 91% ont été exportés. Son poids économique dans la valeur de la production agricole est de 20%.



Figure 1-5 : Carte de la sole bananière de la Guadeloupe : le « croissant bananier » (en pointillés) (communiquée par le CIRAD (2003))

Le bananier est une plante herbacée de la famille des Musaceae. Le bananier a une forme en entonnoir. Ce sont les bases des pétioles des feuilles qui vont former le pseudo-tronc (ou stipe) constituant un emboitement de gaines foliaires. Son couvert est constitué de larges feuilles verticalement érigées. L'indice foliaire (LAI) mesuré sur un bananier adulte est de 3.2 (Cattan *et al.*, 2007). Le LAI ne change plus après la floraison, six mois après la plantation, le couvert végétal est alors à son maximum.

Le bananier peut être cultivé sur plusieurs cycles de croissance successifs. Après chaque récolte du régime, le pied principal périclite et il est sectionné. Un nouveau cycle de culture peut alors commencer à partir d'un rejet latéral présélectionné en amont du pied mère. Par conséquent, à chaque cycle, l'indice foliaire du bananier diminue lorsque le pied principal adulte est coupé. Ensuite, l'indice foliaire augmente lors de la croissance du rejet latéral. Le peuplement de bananiers d'une parcelle, synchronisé après la plantation, est caractérisé par la désynchronisation progressive de leur développement individuel après trois ou quatre cycles de production. Chaque bananier se développe à son propre rythme aussi bien à cause de phénomènes physiologiques (étalement de la floraison au cours du temps) que des pratiques culturales (sélection du rejet). Au bout de quelques cycles, tous les stades de développement du bananier se retrouvent donc sur une parcelle et la récolte des régimes se fait toute l'année.

Cattan *et al.* (2007) ont montré que l'architecture en entonnoir du bananier favorise la redistribution de la pluie incidente au sol. Les auteurs ont également observé que 18 à 26% de la pluie incidente uniforme atteint le sol au pied de la plante par écoulement le long du tronc,

c'est-à-dire par stemflow. Le stemflow multiplie les intensités de pluie au pied du bananier par 18 à 28 par rapport aux intensités de la pluie incidente.

1.2.2 Description des sites d'étude

Les deux sites d'études de cette thèse sont le bassin versant de Féfé et son sous-bassin versant de Moïse Haut. Cette partie présente les dispositifs expérimentaux implantés sur les deux sites. L'ensemble des travaux cités dans cette section ont été menés entre 2003 et 2006, avant cette thèse, dans le cadre de la thèse de Jean-Baptiste Charlier (Charlier, 2007) financée par la Région Guadeloupe, le Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable et la Communauté Européenne dans le cadre du projet « Gestion des risques environnementaux liés à l'activité agricole à l'échelle du bassin versant dans la zone bananière guadeloupéenne ».

1.2.2.1 Bassin versant de Féfé

i. Description du site

Le bassin versant de Féfé (16°03'50"N, 61°37'12"W, entre 318 et 428 m ASL) de 17.8 ha est localisé dans le sud-est de l'île de Basse-Terre, sur le flanc de la montagne de la Capesterre. Le bassin est à la limite du Parc National dans la zone d'agriculture bananière (Figure 1-5). Féfé est un sous-bassin du bassin versant de la rivière Pérou. Le bassin est allongé selon un axe nord-ouest sud-est, dans le sens de la pente générale du relief. La moitié nord du bassin, appelée « morne », est un versant raide avec des pentes de 26 à 60% vers le sud. La moitié sud est un court plateau d'une pente moyenne de 9% vers le sud-est.

a. Géologie

Une étude géologique a été menée par Charlier *et al.* (2011) sur les dépôts volcaniques du bassin de Féfé (Figure 1-6). Les informations recueillies sur le terrain sont basées sur des observations de zones d'affleurement, des sondages carottés et des forages destructifs.

La formation la plus ancienne et la plus profonde est une brèche argilisée polygénique (weathered breccia) qui semble recouvrir en continu l'ensemble du bassin versant de Féfé. Son épaisseur est supposée de plusieurs mètres. Les éléments millimétriques, centimétriques et pluridécimétriques sont sub-anguleux.

Trois coulées superposées de laves andésitiques fissurées (fractured lava) d'une épaisseur totale observée (au droit d'un forage) de 18 m sont identifiées. Les coulées sont découpées par des diaclases argileuses qui les débitent en plaquettes. Des formations alluvionnaires (sable et graviers), d'une épaisseur moyenne de 0.5 m, sont présentes à la base des deux plus anciennes coulées. Des cendres altérées, d'une épaisseur de 3.5 m, s'intercalent entre les coulées intermédiaire et supérieure. La coulée supérieure, la plus récente, est très altérée sur 2 m

d'épaisseur environ. La quasi-totalité des minéraux de cette coulée est argilisée. Ces formations remplissent une paléovallée au nord du bassin façonnant le relief du morne.

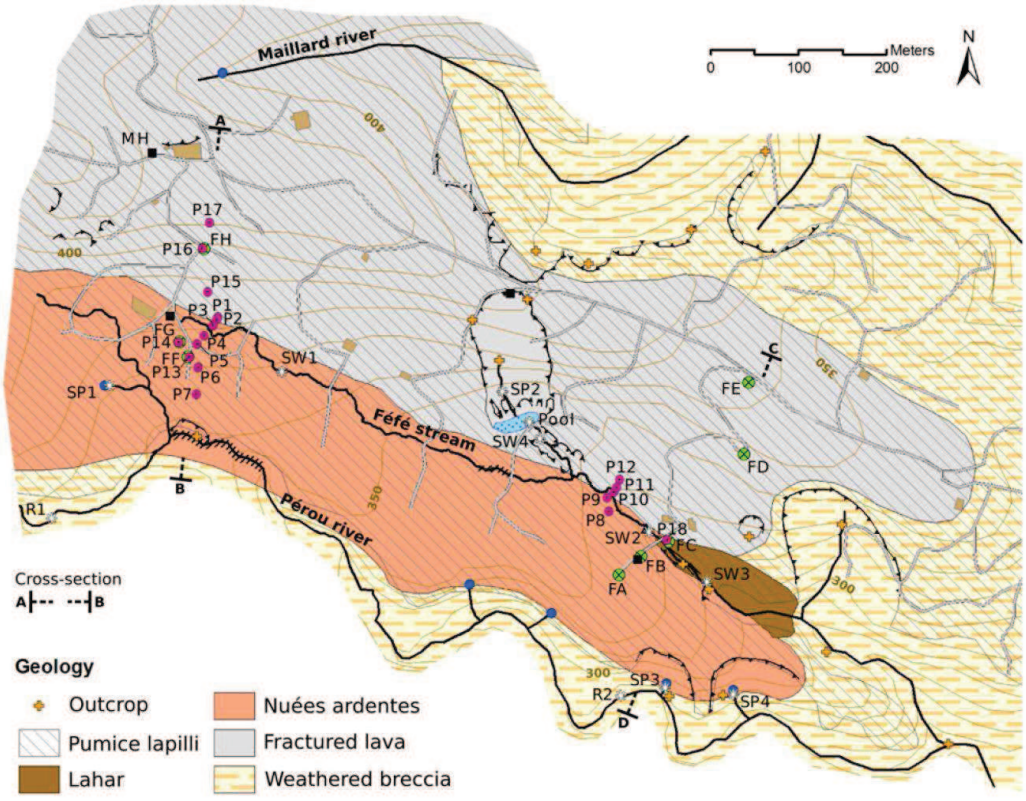

Figure 1-6 : Carte géologique du secteur de Féfé (Charlier *et al.*, 2011)

Des coulées pyroclastiques de nuées ardentes englobent des éléments à granulométrie variée, variant de taille millimétrique à des blocs de plusieurs mètres, dans une matrice cendreuse. L'épaisseur de la formation est au moins de 20 m. Les nuées ardentes remplissent une paléovallée au sud du bassin le long de la paléovallée plus ancienne de laves en plaquettes. Les nuées constituent la formation géologique profonde du plateau du bassin surplombant la rivière Pérou. Cette formation est observée à l'amont, c'est-à-dire à l'ouest, du bassin de Féfé.

La formation volcanique la plus récente est composée de dépôts pyroclastiques accrétionnés de lapillis et de ponces (pumice lapilli). Ces lapillis ponceux sont partiellement altérés et stratifiés par des niveaux de cendres. L'épaisseur observée de cette formation varie entre 5 et 9 m. Quatre dépôts de lapillis altérés dans leur partie supérieure, issus d'épisodes éruptifs successifs suivis de séquences d'altération en période d'accalmie, composent la formation. Une couche de cendres argilisées atteignant un mètre d'épaisseur est observée entre 4.5 et 6.0 m de profondeur à l'amont du bassin. Cette couche n'est pas observée dans la partie avale du bassin mais l'absence de carottage profond ne permet pas d'écarter sa présence dans l'ensemble de la zone avale.

b. Sols

Deux types de sols sont identifiés sur le bassin versant : andosols et ferralsols (WRB, 2006) (Figure 1-7a). Les andosols couvrent 89% de la surface du bassin de Féfé. Ces sols récents et perméables sont issus de l'altération de la formation superficielle des lapillis ponceux. La conductivité hydraulique à saturation (*Ks*) des andosols a été mesurée entre 28 et 350 mm h^{-1} (Dorel *et al.*, 2000 ; Cattan *et al.*, 2006 ; Charlier *et al.*, 2008). Les andosols du bassin versant de Féfé sont caractérisés par un *Ks* moyen mesuré au double anneau dans l'horizon de surface (jusqu'à 40 cm de profondeur) de 28 mm h^{-1} (Charlier *et al.*, 2008). Les ferralsols couvrent 6% du bassin. Ces sols plus anciens et plus perméables se sont développés sur les formations de laves en plaquettes plus anciennes. La conductivité hydraulique à saturation des ferralsols a été mesurée entre 36 et 250 mm h^{-1} (Walsh, 1980 ; Lesack, 1993 ; Fujieda *et al.*, 1997). Les ferralsols du bassin versant de Féfé sont caractérisés par un *Ks* moyen mesuré au double anneau de 487 mm h^{-1} (Charlier, 2007). Les ferralsols sont classiquement profonds et lessivés en profondeur. Néanmoins, au creux du glissement de terrain au-dessus de la mare, les lapillis sont décapés pour laisser place à ces ferralsols. Par ailleurs, on notera qu'une partie non négligeable de la surface du bassin versant est fortement imperméabilisée. Les surfaces imperméabilisées couvrent 5% de la surface du bassin et regroupent les bâtiments agricoles ainsi que les voies de communication dont le revêtement est de plusieurs types : bitume, béton, calcaire concassé, ou simple décapage du sol et tassement par le passage d'engins. Elles sont considérées comme imperméables avec un *Ks* estimé nul.

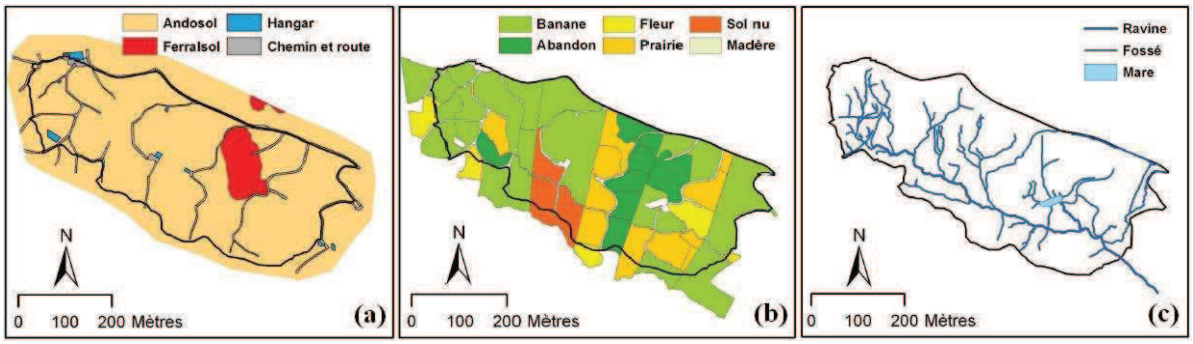

Figure 1-7 : Cartes (a) des sols, (b) de l'occupation du sol et (c) du réseau hydrographique du bassin versant de Féfé (d'après Charlier (2007))

c. Occupation du sol

Le bassin de Féfé est entièrement agricole (Figure 1-7b). Localisé dans le croissant bananier, en 2003, 55% de sa surface est cultivée en banane (*Musa spp.*) tandis que le reste des parcelles est en jachère (couvertes de fleurs et d'herbe ou non cultivées au sol nu) ou laissées à l'abandon.

d. *Réseau hydrographique*

Le réseau hydrographique du bassin d'une longueur totale de 3.2 km est composé de ravines et fossés dont la ravine principale mesure 700 m (Figure 1-7c). Cette dernière est considérée comme un cours d'eau pérenne qui draine en continu le plateau. Une mare s'est formée au pied d'un glissement de terrain sur le morne et donne naissance à la ravine secondaire du réseau. De nombreuses ravines plus petites, en majorité situées sur le morne, ne sont alimentées que par du ruissellement de surface. Le réseau est complété par des fossés agricoles qui drainent les routes et les parcelles.

ii. *Dispositif expérimental et données hydrologiques*

a. *Pluie*

L'intensité pluviométrique est mesurée par quatre pluviomètres à augets (ARG100, Campbell Scientific) d'une sensibilité équivalente de 0.2 mm de lame d'eau par basculement (Figure 1-8).

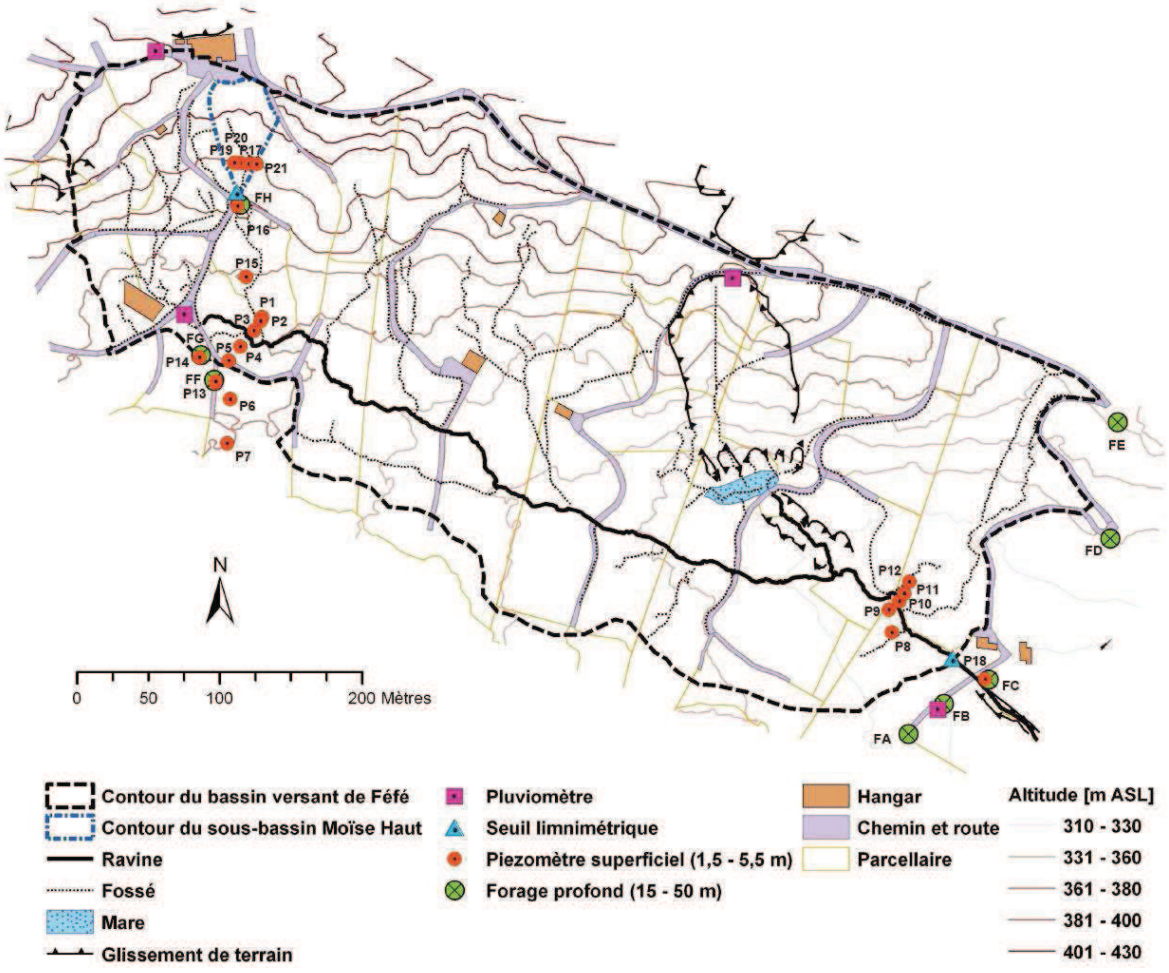

Figure 1-8 : Dispositif expérimental de mesures hydrologiques sur le bassin versant de Féfé (d'après Charlier (2007))

Situé en altitude en bordure du Parc National de la Guadeloupe, le bassin versant bénéficie d'un climat tropical humide caractérisé par une pluviométrie abondante. La pluviométrie annuelle était de 4 229 mm en 2003 (proche d'une année moyenne) et de 7 030 mm en 2004 (année la plus pluvieuse depuis 1952) (Charlier *et al.*, 2008).

b. Evapotranspiration

L'évapotranspiration de référence (ET_0) est calculée à la station météorologique du CIRAD de Neufchâteau, située à 2 km au nord-est (16°04'38''N, 61°36'04''W, 250 m ASL) du bassin versant de Féfé. L'ET_0 journalière est calculée à partir du rayonnement global journalier mesuré à l'aide d'un pyranomètre (SP1110, Campbell Scientific) selon la formule empirique déterminée sur l'archipel de la Guadeloupe (Morell et Jérémie, 1994). Ensuite, l'ET_0 journalière est redistribuée au pas de temps horaire selon la variation horaire moyenne à la journée de l'ET_0 calculée à la station de Petit-Bourg (18°00'00"N, 68°31'12"W, 140 m ASL), du 01/12/2005 au 31/05/2006 (période sèche) à partir de données météorologiques horaires selon la méthode standard de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998). On applique la chronique horaire de la station de Neufchâteau au bassin versant de Féfé dans le cadre des approches de modélisation développées, dans la mesure où les deux sites sont localisés à des altitudes similaires et ne sont distants que de 2 km à vol d'oiseau.

c. Débit à l'exutoire

Une station hydrométrique est installée à l'exutoire du bassin de Féfé (Figure 1-8). L'écoulement est mesuré au niveau du seuil composite en V d'angle 90° sur une hauteur de 0.50 m et surmonté d'un seuil rectangulaire de 1.95 m de large entre 0.50 et 1.02 m de hauteur. Le débit maximal mesurable est de 1 500 L s^{-1}. Pour les crues aux débits supérieurs, la topographie trapézoïdale du transect de l'exutoire est prise en compte pour calculer les débits. Les hauteurs limnimétriques sont enregistrées à un pas de temps de deux minutes par une sonde pressiométrique (PDCR1830, Campbell Scientific).

d. Piézométrie

Parmi l'ensemble du dispositif de suivi piézométrique mis en place sur le bassin versant de Féfé (Charlier, 2007) (Figure 1-8), la présentation suivante concerne uniquement les ouvrages qui ont été en fonctionnement durant la période d'étude du fonctionnement du bassin versant en 2004. Les ouvrages sont équipés de sondes pressiométriques (Diver, Van Essen Instruments, Delft, Pays-Bas) qui mesurent le niveau d'eau à un pas de temps de quatre minutes. Ces ouvrages sont implantés à l'amont et à l'aval du bassin selon deux transects.

Trois piézomètres superficiels sont situés à l'amont du bassin versant (P1, P3 et P6) et deux à l'aval (P11 et P12). Le diamètre du tubage est de 50 mm pour tous les piézomètres. Les profondeurs forées varient entre 2.6 et 5.5 m (Tableau 1-1). La profondeur du tubage est égale à celle forée. La longueur crépinée varie entre 64 et 93% du fond du tubage.

Piézomètre superficiel	Profondeur forée [m]	Longueur crépinée depuis le fond [m]	Altitude en surface [m ASL]
P1	3.9	2.5	374.8
P3	2.6	2.3	373.2
P6	4.1	3.8	372.2
P11	4.8	3.6	322.68
P12	5.5	4.4	324.59

Tableau 1-1 : Caractéristiques des piézomètres superficiels

Quatre forages profonds (notés FA, FC, FD et FE) ont été forés en destructif. Ils sont situés en aval de Féfé au-delà des limites du bassin versant hydrologique de surface (Figure 1-8). Le diamètre du tubage est de 60 mm pour tous les forages. Les profondeurs forées varient entre 15.0 et 51.0 m (Tableau 1-2) et la profondeur du tubage est égale à celle forée. La longueur crépinée varie entre 71 et 90% du fond du tubage.

Forage profond	Profondeur forée [m]	Longueur crépinée depuis le fond [m]	Altitude en surface [m ASL]	Géologie de la crépine
FA	31.5	28.5	325.6	Nuées ardentes
FC	15.0	12.0	316.3	Lahars
FD	31.0	22.0	345.2	Laves andésitiques
FE	51.0	42.0	361.4	Laves andésitiques

Tableau 1-2 : Caractéristiques des forages profonds

1.2.2.2 Sous-bassin versant de Moïse Haut

i. Description du site

Le sous-bassin versant de Moïse Haut (16°03'56"N, 61°37'17"W, 370 m ASL) est situé dans le nord-ouest du bassin Féfé (Figure 1-8). La surface est de 2 500 m^2 avec une forte pente moyenne de 20%. Un fossé de 67 m de direction nord-sud draine les deux parcelles composant le sous-bassin. Entre 2003 et 2006, le site agricole est entièrement planté en bananes (*Musa* spp.).

Durant la période d'étude, de décembre 2005 à septembre 2006, le peuplement de bananiers du sous-bassin de Moïse Haut est planté selon un maillage carré (2.35 m × 2.35 m). Les pratiques culturales (plantation, récolte, sélection du rejet, …) sur les deux parcelles du sous-bassin sont synchronisées. Comme l'étude se déroule durant les deux premiers cycles du bananier, on peut considérer que les stades de développement du couvert des bananiers sont synchronisés de la plantation aux cycles de culture successifs, sur les deux parcelles. Par conséquent, la variation de la surface foliaire est considérée la même d'une parcelle à l'autre.

ii. Dispositif expérimental et données hydrologiques

Une station de jaugeage est installée à l'exutoire du sous-bassin de Moïse Haut. L'écoulement est mesuré au niveau du seuil en V d'angle 90° sur une hauteur de 0.24 m. Les hauteurs limnimétriques sont enregistrées à un pas de temps de deux minutes à l'aide d'une sonde pressiométrique (Diver, Van Essen Instruments, Delft, Pays-Bas).

1.2.3 Conclusion

L'étude du fonctionnement du bassin versant requiert la prise en compte de la variabilité agro-pédo-géo-climatique de Féfé qui va fortement influencer les processus hydrologiques de surface et souterrains. On considère que le climat est peu variable sur ce bassin de petite taille (17.8 ha). La variabilité spatiale de l'occupation des sols est faible mais la présence de parcelles cultivées en bananes modifie le partage ruissellement-infiltration en surface ainsi que la percolation en souterrain. Deux sols, andosols et ferralsols ainsi que des surfaces imperméabilisées, ont été différenciés au sein du bassin versant dont les andosols recouvrent l'essentiel de la surface. Ils doivent être traités différemment selon leurs caractéristiques hydrodynamiques. La variabilité spatiale de la formation géologique superficielle est limitée, du fait d'un recouvrement uniforme du bassin par des retombées aériennes récentes de lapillis ponceux sur lesquelles se sont développés des andosols. Les dépôts successifs de lapillis altérés engendrent une importante variabilité verticale. La variabilité spatiale des formations géologiques profondes est due au remplissage de paléovallées sur un substratum, l'une par les laves en plaquettes au nord, l'autre par les nuées ardentes au sud. La variabilité de la structure géologique du bassin de Féfé est à prendre en compte pour caractériser les transferts hydrologiques souterrains.

1.3 Synthèse des résultats de recherche antérieurs

À partir d'une synthèse des travaux de recherche antérieurs, l'objectif de cette section est de définir les principales contraintes de modélisation qui conditionneront le développement de la démarche de modélisation présentée dans la section suivante.

1.3.1 Description des processus hydrologiques

1.3.1.1 Etude des processus hydrologiques de surface à la parcelle

En 2001 et 2002, Cattan *et al.* (2006) ont mené une campagne de suivi hydrologique à l'échelle de la parcelle expérimentale « Espérance Haut » (3 000 m^2) plantée en bananes située sur la station de Neufchâteau (Basse-Terre) à 2 km du bassin versant de Féfé et établie sur un andosol proche de ceux rencontrés sur ce bassin. Parmi les 862 événements pluie-débit analysés, seulement 4.5% présentent une lame précipitée supérieure à 10 mm. Les auteurs ont

montré que la production de ruissellement lors de ces événements pluvieux est relativement faible avec un coefficient de ruissellement variant entre 5 et 11%.

L'architecture en entonnoir du bananier favorise la redistribution de la pluie incidente au sol (Cattan *et al.*, 2007). Cette redistribution modifie l'intensité de pluie arrivant au sol et modifie donc le partage entre ruissellement et infiltration. Sous le bananier, certaines surfaces reçoivent systématiquement plus de pluie, en lame et en intensité, que d'autres, occasionnant alors une compartimentation de la production de ruissellement au sein de la parcelle. Cattan *et al.* (2009) ont confirmé cette hypothèse en montrant que l'effet concentrateur du couvert végétal, qui favorise l'écoulement de la pluie le long du pseudo-tronc du bananier, augmente localement la production de ruissellement même sur des andosols avec une forte capacité d'infiltration (*Ks* moyen mesuré au double anneau en surface de 67 mm h^{-1} sur la parcelle expérimentale). Charlier *et al.* (2009a) ont sélectionné 18 événements parmi les 39 précédemment cités dont la lame précipitée est supérieure à 10 mm (Cattan *et al.*, 2006). La lame précipitée varie entre 10 et 139 mm et le coefficient de ruissellement entre 9.3 et 36.0%. Les auteurs ont montré qu'une modélisation tenant compte de la redistribution de la pluie par le couvert végétal améliore la simulation de débit à l'exutoire de la parcelle Espérance Haut. Cette dernière étude confirme l'importance du rôle de la redistribution de la pluie par le couvert végétal dans les processus hydrologiques de surface.

Charlier (2007) a mené une campagne de suivi hydrologique sur le sous-bassin versant de Moïse Haut en 2006. Sur toute l'année, l'écoulement du fossé à l'exutoire du sous-bassin ne se produit qu'en période de pluie suite au ruissellement en parcelles. Treize événements pluie-débit ont été sélectionnés avec une lame précipitée qui varie entre 26 et 140 mm et un coefficient de ruissellement entre 2.6 et 15.4%. Le sous-bassin versant de Moïse Haut présente une surface équivalente à la parcelle Espérance Haut, des caractéristiques pédologiques comparables, un couvert végétal identique constitué de bananiers et des événements pluvieux similaires couvrant la même gamme de lames précipitées. Malgré cela, à pluie égale, la parcelle Espérance Haut ruisselle jusqu'à sept fois plus que le sous-bassin versant (Figure 1-9). L'auteur a attribué l'origine de cette différence à la présence d'un fossé sur le sous-bassin de Moïse Haut qui récolte et réinfiltre le ruissellement de surface produit sur les parcelles. Le processus de réinfiltration en fossé est donc à considérer dans l'étude du fonctionnement du sous-bassin de Moïse Haut et du bassin versant de Féfé qui compte un réseau de 3.2 km de ravines et fossés.

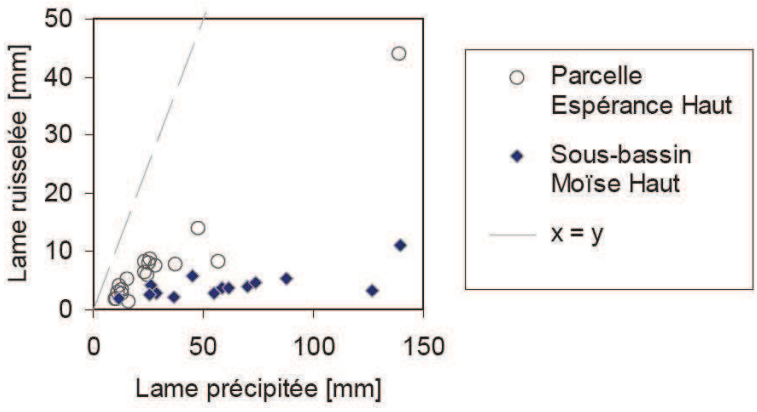

Figure 1-9 : Comparaison des caractéristiques (lame précipitée vs. lame ruisselée) des événements pluie-débit à la parcelle Espérance Haut et au sous-bassin de Moïse Haut (d'après Charlier (2007))

1.3.1.2 Etude des processus hydrologiques de surface et souterrain au bassin versant

Le bassin versant de Féfé est caractérisé par des pluies abondantes sur des formations volcaniques perméables. Les termes du bilan hydrologique en 2003 (année « moyenne ») se partagent entre la recharge de l'aquifère profond (42%), l'évapotranspiration (31%) et le ruissellement (27%) (Charlier *et al.*, 2008).

Charlier *et al.* (2008) ont montré que dans le contexte pédo-climatique du bassin versant de Féfé, les flux latéraux rapides de subsurface sont limités par rapport aux flux verticaux de percolation en profondeur. Le fonctionnement superficiel de subsurface à flux verticaux majoritaires est cohérent avec la forte perméabilité des andosols, formations poreuses de cendres volcaniques et de lapillis, et l'absence de couche imperméable superficielle qui limiterait la percolation en profondeur.

Les données piézométriques de deux paires de piézomètres superficiels (P) et de forages profonds (F) P13-FF et P14-FG montrent une différence de charge de 10 à 20 m à la même verticale (Charlier *et al.*, 2011). Les résultats mettent en évidence un système hydrogéologique avec deux aquifères superposés à l'amont du bassin versant (Figure 1-10) : un aquifère superficiel dans la formation de lapillis ponceux et un aquifère profond dans la formation issue d'une association de nuées ardentes et de laves en plaquettes.

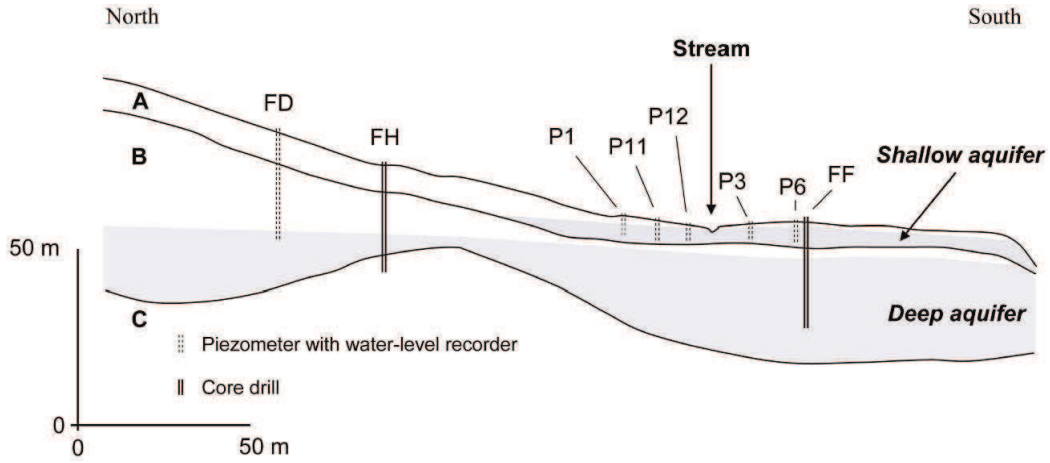

Figure 1-10 : Diagramme hydrogéologique du bassin versant de Féfé (Charlier *et al.*, 2008) ; avec (A) lapillis ponceux, (B) nuées ardentes et laves andésitiques et (C) brèche argilisée (substratum imperméable) – zones saturées des deux aquifères superposés (en gris)

En 2003 et 2006, deux campagnes de suivi de la concentration en cadusafos, épandu sur une portion du bassin de Féfé, dans les sols et les eaux ont été réalisées (Charlier *et al.*, 2009b). Les concentrations mesurées à l'exutoire du bassin ont montré deux phases de contamination successives (Figure 1-11) :

1. Après épandage, on distingue une phase de contamination événementielle uniquement contrôlée par les pics de crues de ruissellement de surface concentré en cadusafos.

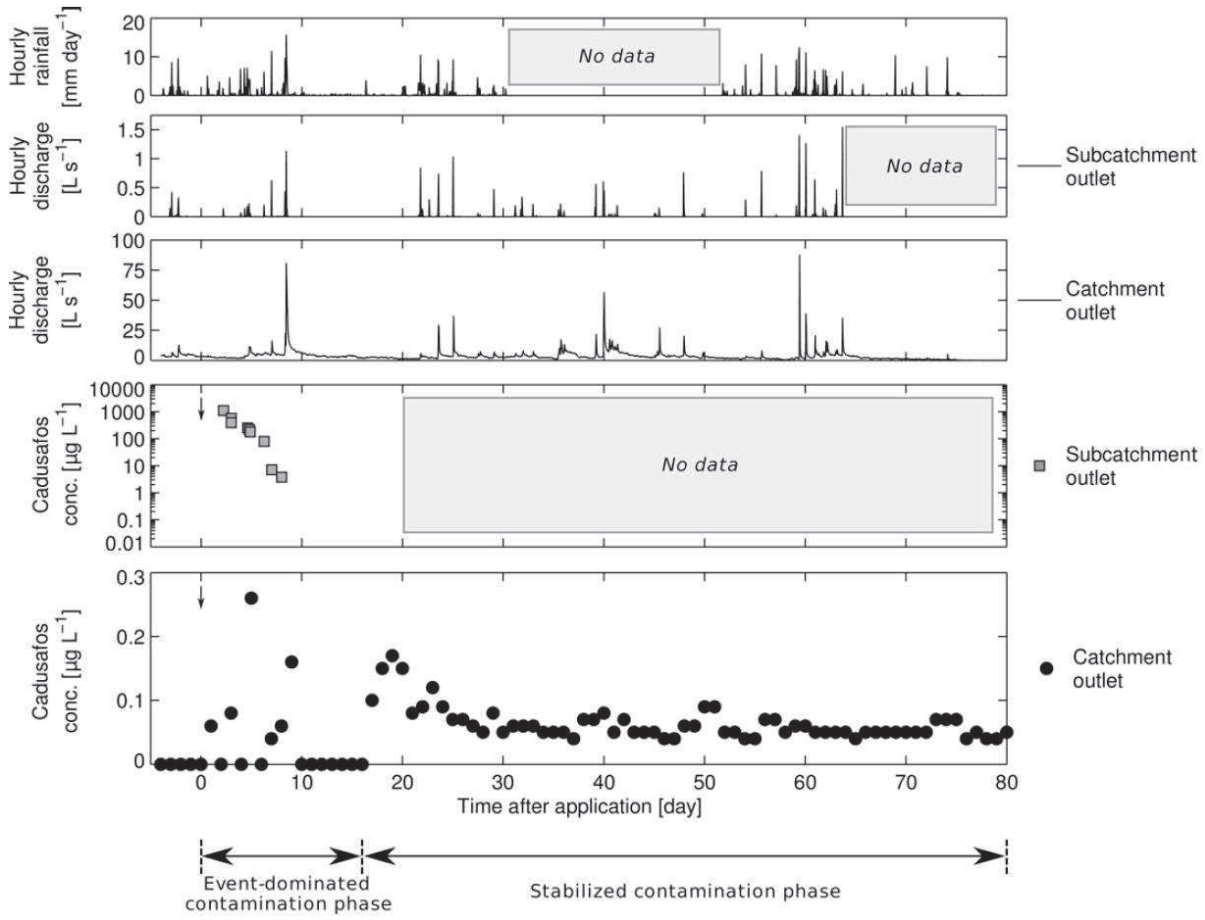

Figure 1-11 : Campagne d'épandage de 2006 (date d'application indiquée par une flèche) : chroniques de pluie, de débit et de concentration en cadusafos à l'exutoire du sous-bassin versant de Moïse Haut et à l'exutoire du sous-bassin versant de Féfé (d'après Charlier *et al.* (2009b)).

a. Les pics de contamination suivent les épisodes pluvieux ruisselants (les dix premiers jours de la phase sur la Figure 1-11). La contribution de surface à l'écoulement est donc fortement contaminée.

b. Lorsqu'il ne pleut pas (*i.e.* que l'écoulement est soutenu uniquement par une contribution souterraine), la contamination est nulle (10 à 16 jours après épandage sur la Figure 1-11). La contribution souterraine à l'écoulement est donc non contaminée.

2. Seize (en 2006) à vingt-huit jours (en 2003) après épandage, on distingue une phase de contamination stabilisée chronique qui indique une diffusion généralisée du cadusafos dans l'environnement.

a. Le niveau de contamination est continu et constant (indépendante de la pluie). Cette phase est caractérisée par une concentration en cadusafos à l'exutoire relativement constante de 0.09 et 0.06 µg L^{-1} en 2003 et 2006, respectivement. On peut en déduire que la contribution souterraine est faiblement contaminée sinon la contamination serait nulle lorsqu'il ne pleut pas (*i.e.* lorsque la contribution de surface est nulle).

b. La chronique de concentrations ne permet pas d'écarter une contribution de surface durant cette phase car en crue, il n'y a pas d'effet de dilution (59 à 64 jours après épandage sur la Figure 1-11). On peut en déduire que la contamination des eaux de surface est proche de celle des eaux souterraines.

Deux processus de transport distincts sont mis en évidence : une dynamique rapide événementielle suivant les épisodes pluvieux et une dynamique lente et continue indépendante de la pluie. La contribution de nappe à l'écoulement du réseau hydrographique joue le rôle d'une source de contamination pérenne. Sur le long terme, cette pollution chronique d'origine souterraine apparait être le phénomène majeur de contamination des ressources en eaux superficielles.

Néanmoins, Charlier *et al.* (2008) évaluent, avec la méthode de décomposition linéaire de l'hydrogramme de crue, à 37% et 52% la contribution du ruissellement au débit à l'exutoire en 2003 et 2004 respectivement. Ces résultats sont contradictoires avec l'hypothèse de faible contribution du ruissellement de surface à l'écoulement dans le réseau hydrographique issue de l'étude sur les transferts de cadusafos sur le bassin versant de Féfé (Charlier *et al.*, 2009b). Ces contradictions montrent les limites d'approches globales du bassin versant (au sens spatial, par opposition à des approches distribuées) pour comprendre le fonctionnement hydrologique et les mécanismes de contamination des eaux de surface.

1.3.2 Approches de modélisation

Charlier *et al.* (2009a) ont développé un modèle événementiel de ruissellement à la parcelle en tenant compte de la redistribution de la pluie par le bananier. Ce modèle a été testé pour des événements se produisant en conditions initiales humides (sol proche de l'état de saturation au début de l'événement). Les résultats de la modélisation montrent que, dans ces conditions, intégrer la redistribution de la pluie par le couvert du bananier améliore la simulation du débit à l'échelle d'une parcelle (3 000 m^2).

Charlier *et al.* (2008) ont développé à l'échelle du bassin versant un modèle à réservoir global temporellement continu au pas de temps de 2 min à six paramètres qui simule le ruissellement de surface, l'évapotranspiration et les écoulements des deux nappes superposées. Appliqué au bassin de Féfé, le modèle reproduit correctement les dynamiques : du débit à l'exutoire du bassin, d'un piézomètre superficiel synthétique (calculé comme la moyenne arithmétique de cinq piézomètres) et d'un forage profond. La modélisation des contributions de surface et souterraine au débit à l'exutoire du bassin est calée sur la méthode de décomposition linéaire de l'hydrogramme de crue, entre l'origine de la crue et le début de la courbe de récession (Chow *et al.*, 1988). Le modèle simule ainsi une contribution souterraine au débit peu variable entre les périodes hors crue et les crues. Le débit de base hors crue est exclusivement soutenu par le drainage de la nappe superficielle auquel s'ajoute le ruissellement de surface en crue. Cette modélisation permet de simuler correctement les

dynamiques du débit à l'exutoire du bassin mais ne résout pas de manière satisfaisante les contradictions entre les différentes hypothèses de contributions de surface et souterraine à ce débit.

1.3.3 Conclusion

A l'issue de la démarche expérimentale, plusieurs processus majeurs du fonctionnement hydrologique aux deux échelles de la parcelle et du bassin versant ont été identifiés. En termes de contraintes de modélisation de cette thèse, trois principaux processus sont à simuler (Figure 1-12) :

1. La **redistribution de la pluie par le couvert végétal** dans le partage ruissellement/infiltration en surface (Cattan *et al.*, 2009 ; Charlier et al., 2009a) est à considérer dans l'étude du fonctionnement hydrologique de surface à l'échelle locale de la parcelle et du sous-bassin versant.

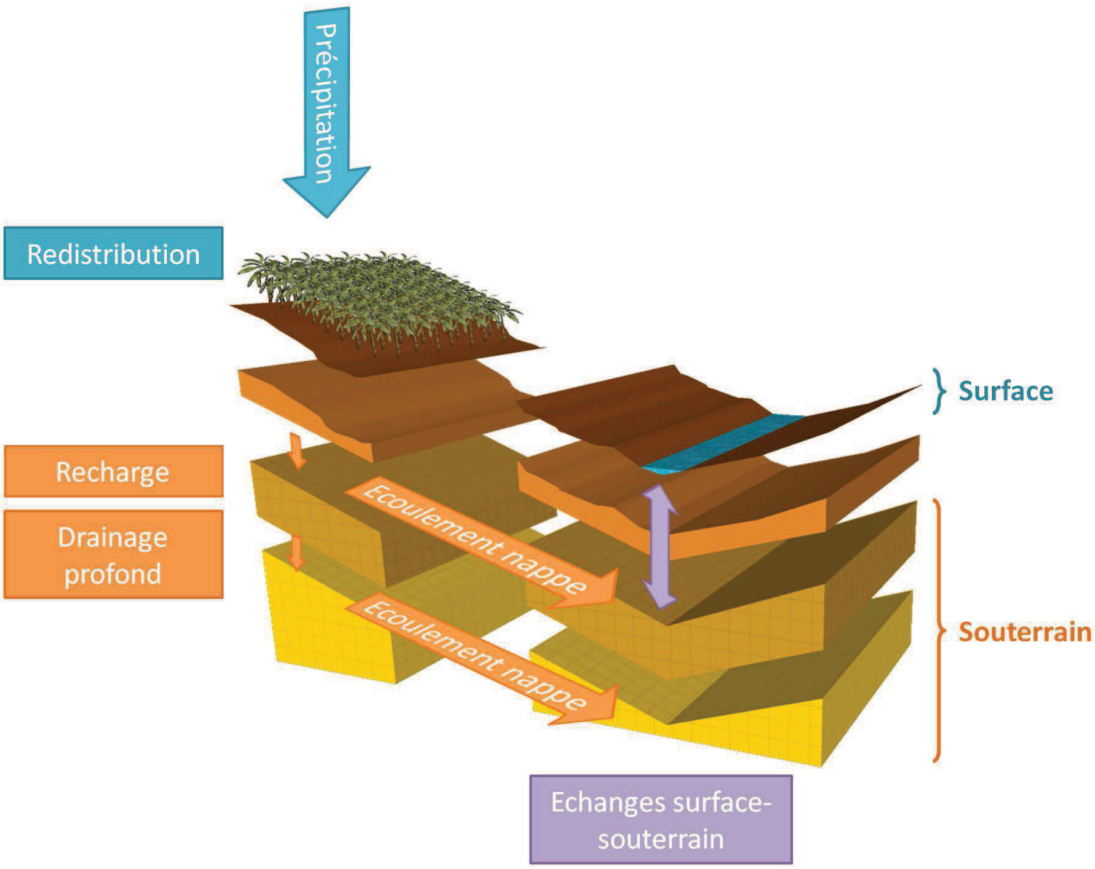

Figure 1-12 : Contraintes de modélisation en termes de processus

2. Le bassin versant présente un **bilan global dominé par les écoulements souterrains** (Charlier *et al.*, 2008) alors que la méthode de décomposition linéaire de l'hydrogramme de crue tend à surestimer le ruissellement de surface. Le fonctionnement superficiel de subsurface à flux verticaux majoritaires est en cohérence avec la forte perméabilité des andosols. Charlier *et al.* (2011) ont montré

la présence de deux aquifères superposés issus de différentes formations géologiques mises en place au sein de paléovallées emboitées. Le fonctionnement global indique que l'aquifère superficiel se vidange en profondeur et recharge l'aquifère profond. Le schéma de fonctionnement hydrogéologique proposé suggère des transferts locaux d'eau et d'éléments chimiques plus complexes : à l'amont du bassin, des transferts verticaux de percolation des lapillis vers les nuées ardentes ; à l'aval, des transferts latéraux des laves vers les nuées et des transferts verticaux des nuées ardentes vers les lapillis. Ces différents flux doivent être intégrés dans la modélisation.

3. Les **interactions surface-souterrain dans le réseau hydrographique** impliquent de tenir compte aussi bien des processus d'exfiltration de la nappe vers le fossé que de réinfiltration du fossé vers la nappe. L'aquifère superficiel est drainé par la ravine principale alors que les fossés sur les versants rechargent la nappe superficielle du fait de niveaux piézométriques bas sur une grande partie du bassin versant (vérifié par un piézomètre et des observations de terrain). Des hypothèses de fonctionnement contradictoires existent concernant les contributions de surface et souterraines à l'écoulement dans le réseau hydrographique. Charlier *et al.* (2008) évaluent par une modélisation globale le ruissellement de surface comme une contribution majeure à l'écoulement à l'exutoire de Féfé alors que (Charlier *et al.*, 2009b), par l'examen des chroniques de concentrations en cadusafos à l'exutoire, concluent à une faible contribution du ruissellement de surface pendant les crues.

Des études complémentaires sont nécessaires pour évaluer l'importance de ces processus et leur impact sur les écoulements de surface et souterrains à l'échelle du bassin versant agricole de Féfé. Pour cela, des approches de modélisation ont déjà été réalisées mais ne sont pas suffisamment fines pour l'étude continue du fonctionnement hydrologique du bassin versant de Féfé. En conclusion, nous définissons trois contraintes de modélisation principales :

1. Charlier *et al.* (2009a) ont développé un modèle de ruissellement à la parcelle qui tient compte de la redistribution de la pluie par le bananier mais il n'est adapté qu'à l'échelle événementielle en conditions saturées. Nous proposons un nouveau modèle de bilan hydrique qui intègre le partage de la pluie en surface sur les versants en fonction de facteurs comme la couverture végétale, les propriétés hydrodynamiques du sol, ou les conditions initiales d'humidité du sol.

2. Charlier *et al.* (2008) proposent un modèle global continu qui ne permet pas de simuler la spatialisation des écoulements souterrains au sein du système. Nous proposons une modélisation spatialisée des écoulements souterrains en fonction des propriétés hydrodynamiques des principales formations aquifères identifiées et de leurs connexions.

3. Le modèle cité précédemment ne permet pas non plus de simuler la spatialisation des échanges surface-souterrain dans le réseau hydrographique. Les échanges entre eaux de surface et souterraines vont dépendre de trois facteurs : les propriétés hydrodynamiques des fonds de fossés, la condition initiale d'humidité du sol et de la différence de charge entre eaux d'écoulement dans le fossé et surface piézométrique. Ce gradient conditionne le sens des échanges, et couplé aux propriétés hydrodynamiques, contrôle l'intensité des flux échangés.

1.4 Démarche générale de modélisation

Cette section présente une typologie des modèles hydrologiques et les limites de leur application au bassin versant de Féfé. Ensuite, nous décrivons l'approche de modélisation de type distribué qui se base sur les contraintes de modélisation présentées dans la section précédente.

1.4.1 Typologie des modèles hydrologiques

Cette partie propose une typologie des modèles hydrologiques disponibles dans la littérature. La présentation développe particulièrement les modèles distribués à base physique susceptibles de répondre à nos contraintes de modélisation.

Un modèle hydrologique est une représentation simplifiée d'un système naturellement complexe. La complexité d'un système hydrologique découle de la variabilité spatiale et temporelle des caractéristiques physiques du milieu et des processus ainsi que de leurs interactions. A chaque étape de la modélisation, des approximations sont faites : perception des processus, formalisation en un cadre conceptuel, programmation informatique, calage du modèle et validation du modèle (Beven, 2001). Une présentation des deux types de modèles communément utilisés est proposée : globaux ou distribués. Leur principale différence se base sur la représentation spatiale du système.

1.4.1.1 Modèles globaux

Les modèles empiriques globaux, ou « boîtes noires », traitent le bassin versant comme une entité spatiale unique. Les variables d'entrée et les paramètres sont reliés par une ou plusieurs équations établies à partir de données d'observation, ils ne varient pas spatialement au sein du système. La variable de sortie de débit est calculée à l'exutoire du système.

Les modèles globaux conceptuels, ou « boîtes grises », considèrent également le bassin versant comme une entité spatiale unique mais structurée selon un assemblage de réservoirs ayant une réalité physique : végétation, surface, horizons du sol et aquifère. Les équations peuvent être inspirées par des lois physiques relient les variables d'entrée et de sortie. Les

composantes du cycle de l'eau peuvent être correctement simulées mais leurs paramètres ne correspondent pas à des paramètres physiques mesurables et doivent donc être estimés par calage.

Un modèle global ne peut pas rendre compte de l'hétérogénéité d'un bassin versant : caractéristiques géométriques et spatialisation des processus et conditions aux limites. Par exemple, GR4J (Perrin *et al.*, 2003) est un modèle global qui décrit la relation entre le débit en une station et les conditions météorologiques sur l'ensemble du bassin amont de cette station. GR4J présente l'avantage d'être parcimonieux avec seulement quatre paramètres de calage mais n'étant pas distribué, simuler le débit en plusieurs stations implique alors autant de modèles, caractérisés par des jeux de paramètres différents.

1.4.1.2 Modèles distribués

Les modèles distribués prennent en compte une partie de l'hétérogénéité spatiale des variables et paramètres. Les modèles conceptuels distribués considèrent le système comme un ensemble simplifié de réservoirs interconnectés. L'espace est discrétisé en unités considérées homogènes en termes de caractéristiques physiques et de fonctionnement hydrologique (Cruz et Silva, 2001).

i. Exemples de modèles distribués

Parmi les modèles distribués, ceux à base physique décrivent de manière détaillée et potentiellement la plus réaliste les processus hydrologiques d'un bassin versant. Compte tenu de la variabilité spatiale des caractéristiques agro-pédo-géologiques de Féfé et de la spécificité des contributions de surface et souterraine à la genèse de l'écoulement à son exutoire, la présentation des modèles distribués est ici concentrée sur quelques modèles couplés surface-souterrain continus à base physique applicables à l'échelle du bassin versant (Tableau 1-3). Freeze et Harlan (1969) proposent la première structure conceptuelle et théorique complète d'un modèle hydrologique couplé à l'échelle d'un bassin versant. La dernière génération de modèles distribués couplés est capable de simuler les principales composantes de la genèse de l'écoulement d'un réseau hydrographique (ruissellements de surface hortonien et sur surface saturée, écoulement de subsurface et débit de base qui résulte de la contribution souterraine) parmi lesquels MIKE-SHE (Refsgaard et Storm, 1995), InHM (VanderKwaak, 1999 ; VanderKwaak et Loague, 2001), MODHMS (Panday et Huyakorn, 2004), HydroGeoSphere (HGS) (Therrien *et al.*, 2009 ; Brunner et Simmons, 2012), WASH123D (Yeh *et al.*, 2005), ParFlow (Kollet et Maxwell, 2006) et CATHY (Camporese *et al.*, 2010).

Modèle	Pas de temps	Maillage	Surface versant	Surface réseau	Souterrain non saturé	Souterrain saturé	Couplage surface-souterrain	Modules	Auteurs
MIKE-SHE	Adaptatif et variable	Rectangulaire	2D OD	1D OD	1D R	2D B	SI : D (réseau), 1D R (versant)	I, ET, FN, So, E	Refsgaard et Storm (1995)
InHM	Adaptatif	TIN	2D OD	2D OD	3D R	3D R	PO	ET, SD, M, So	VanderKwaak (1999)
MODHMS	Adaptatif	Rectangulaire ou curviligne	2D OD	1D OD	3D R	3D R	PO, SI, SNI	I, ET, SD	Panday et Huyakorn (2004)
HGS	Adaptatif	Non structuré, linéaires	2D OD	1D ou 2D OD	3D R	3D R	PO	I, ET, MF, M, So	Therrien *et al.* (2009)
WASH123D	Variable	TIN	2D ODY, OD, OC	1D ODY, OD, OC	3D R	3D R	S	ET, Sa, T, So, E	Yeh *et al.* (2005)
ParFlow	Adaptatif	Rectangulaire	2D OC	2D OC	3D R	3D R	PO	-	Kollet et Maxwell (2006)
CATHY	Adaptatif (surface), fixe (souterrain)	Tétraédrique	1D OD	1D OD	3D R	3D R	SNI : du souterrain à la surface	ET, SD	Camporese *et al.* (2010)

Tableau 1-3 : Exemples de modèles hydrologiques continus spatialisés couplés et leurs caractéristiques (modifié de Kampf et Burges (2007))

Abréviations surface versant/réseau : OD, onde diffusive ; OC, onde cinématique ; ODY, onde dynamique ;
Abréviations souterrain : R, équation de Richards ; B, équation de Boussinesq ;
Abréviations couplage : D, équation de Darcy ; R, équation de Richards ; PO, premier ordre ; S, séquentiel; SI, séquentiel itératif ; SNI, séquentiel non itératif ;
Abréviations modules : I, interception ; ET, évapotranspiration ; FN, fonte de neige ; SD, stockage dans les dépressions du sol ; MF, milieu fracturé ; M, macroporosité ; So, solutés ; E, érosion ; Sa, salinité ; T, thermique.

ii. Échelles temporelles

Les processus hydrologiques de surface et souterrains se déroulent à différentes cinétiques, leur modélisation couplée peut alors présenter des instabilités numériques. Les modèles présentés ne procèdent pas à pas de temps régulier mais optent pour une simulation à pas de temps adaptatif. De plus, MIKE-SHE et WASH123D traitent les processus de surface et souterrains à travers des modules séparés donc la discrétisation temporelle peut être différente, variable propre à chaque module.

iii. Échelles spatiales

L'espace peut être segmenté en mailles régulières (carrées, rectangulaires, ou triangulaires) ou plus complexes. Le découpage en mailles carrées est bien adapté à la résolution des équations mathématiques aux différences finies et le découpage en mailles irrégulières à la résolution aux éléments finis. Dans ce dernier cas, le choix du maillage découle aussi du Modèle Numérique de Terrain (MNT) comme donnée d'origine. En effet, il est possible d'utiliser un maillage irrégulier mais le MNT est souvent à résolution régulière donc un maillage régulier de tétraèdres est choisi. Ce type de discrétisation spatiale ne permet pas de représenter les processus hydrologiques liés aux discontinuités linéaires sans recourir à un découpage plus fin au prix d'allonger les temps de calcul et de rencontrer des problèmes d'instabilités numériques. Néanmoins, HydroGeoSphere permet de compléter le maillage avec des éléments linéaires pour représenter, par exemple, le réseau hydrographique en surface.

iv. Équations

Ces modèles diffèrent peu par les équations gouvernant les processus hydrologiques. L'écoulement à surface libre sur les versants et via le réseau hydrographique est régi par les équations de Saint-Venant (1871). Ce système d'équations différentielles n'admet pas de solutions analytiques exactes et de nombreuses simplifications ont été développées : onde dynamique, onde diffusive et onde cinématique. Les écoulements en milieu non saturé et en milieu saturé sont gouvernés par l'équation tridimensionnelle de Richards (1931). Avec une représentation tridimensionnelle du souterrain, ces modèles sont capables de simuler les mouvements des fronts d'humectation, les caractéristiques des formes et flux de nappe. MIKE-SHE traite différemment le milieu non saturé avec l'équation monodimensionnelle de Richards et les écoulements en milieu saturé sont gouvernés par l'équation de Boussinesq (1904) selon deux dimensions.

v. Couplage

Les modèles présentés diffèrent par leur mode de couplage surface-souterrain et les processus hydrologiques supplémentaires simulés avec des modules complémentaires. InHM, MODHMS et HydroGeoSphere effectuent un couplage du premier ordre entre les domaines de surface et souterrain. Les variables de flux impliquées dans les interactions surface-

souterrain sont incluses directement dans les équations d'écoulement. Les deux domaines sont alors considérés comme un unique continuum avec des flux interdépendants. Ces modèles sont donc capables de simuler les rétroactions entre les deux domaines ce qui inclut les processus d'exfiltration et de réinfiltration. Le couplage de premier ordre suppose que le transfert entre les deux domaines se produit à travers une interface et peut être décrit par une équation de type Darcy monodimensionnelle. La principale critique faite à cette approche repose sur l'existence supposée d'une interface distincte entre la surface et le souterrain or la présence d'une telle interface n'est pas toujours démontrée par les observations de terrain (Kollet et Maxwell, 2006). De plus, la signification physique et la détermination du paramètre d'échange ne sont pas évidentes donc ce paramètre est le plus souvent considéré comme un paramètre de calage. MIKE-SHE traite les interactions surface-souterrain de façon différente selon l'interface. À travers le réseau hydrographique, les flux sont calculés avec l'équation de Darcy alors que sur les versants l'équation monodimensionnelle de Richards est appliquée pour simuler les flux d'échanges verticaux. WASH123D simule également les écoulements souterrains tridimensionnels avec l'équation de Richards et peut représenter les transferts de surface en utilisant le modèle d'onde dynamique ou les approximations d'onde diffusive ou d'onde cinématique. Les équations peuvent être résolues à pas de temps différents entre le domaine de surface et le domaine souterrain. Pour s'adapter aux pas de temps variables, le modèle est couplé de manière séquentielle. Les interactions surface-souterrain ne sont pas incluses dans les équations gouvernant les écoulements. CATHY considère un couplage séquentiel non itératif du souterrain à la surface. Les équations du domaine de surface sont résolues en premier. Ensuite, les solutions de ce domaine sont traitées à l'interface surface-souterrain comme une condition à la limite pour le domaine souterrain.

vi. Exemples d'applications

La modélisation couplée surface-souterrain a évolué rapidement ces dernières années et est désormais un outil d'analyse du fonctionnement de bassins versants. Elle permet une meilleure compréhension des relations entre les caractéristiques physiques du système et son comportement hydrologique. Dans le cas d'une étude sur les contributions de surface et souterraines à l'écoulement dans le réseau hydrographique, la modélisation couplée peut compléter les approches empiriques d'analyse de la récession et de séparation d'hydrogramme de crue (Partington *et al.*, 2009). De nombreux exemples d'application d'un modèle couplé sur des bassins versants réels témoignent de leur capacité à simuler correctement le fonctionnement hydrologique du système (Werner *et al.*, 2006 ; Sciuto et Diekkrueger, 2010). Cependant, les résultats de modélisation sont peu confrontés aux données expérimentales et encore moins aux données spatialisées.

Les modèles couplés présentés proposent une approche tridimensionnelle du souterrain qui requiert des ressources informatiques et un nombre de paramètres importants. La précision de la solution de l'équation de Richards dépend fortement de la finesse de la discrétisation spatiale. Sous un climat tropical humide, les pluies sont intenses et peuvent conduire à une évolution rapide de l'humidité du sol dont la modélisation nécessite un découpage vertical fin.

Downer *et al.* (2002) ont étudié l'impact de la discrétisation verticale sur les résultats obtenus à partir de l'équation de Richards. Les auteurs ont conclu que pour simuler avec précision le processus d'infiltration, les mailles proches de la surface doivent mesurer de l'ordre du centimètre verticalement. Le découpage tridimensionnel d'un bassin versant peut imposer un très large domaine au sein duquel la résolution numérique des équations, particulièrement si elle est itérative, peut prendre du temps. La majorité des études utilisant InHM se font à l'échelle de l'événement sur un même petit bassin versant (0.1 km^2) (menées par un même groupe de chercheurs) (Loague *et al.*, 2000 ; VanderKwaak et Loague, 2001 ; Loague et Vanderkwaak, 2002 ; Heppner *et al.*, 2007) ou sur une parcelle (10^1 m^2) (Ran *et al.*, 2007). Les applications de MIKE-SHE varient entre des bassins versants de quelques km^2 (Thompson *et al.*, 2004 ; McMichael *et al.*, 2006) et des bassins de grande taille (10^2 km^2) (Vazquez *et al.*, 2002). Les codes sources de MIKE-SHE n'étant pas publics, son utilisation dans la recherche est limitée. Pour une application sur des bassins de grande taille (10^2 km^2), HydroGeoSphere (Goderniaux *et al.*, 2009) et CATHY (Camporese *et al.*, 2010) requièrent plusieurs jours de calculs. ParFlow propose des systèmes de calculs parallèles pour réduire les temps de simulation (Kollet et Maxwell, 2006 ; Maxwell et Kollet, 2008). Les importantes ressources informatiques et les longs temps de calculs dont nécessitent les modèles couplés rendent difficile voire impossible de mettre en œuvre certaines tâches telles que le calage automatique ou l'analyse de sensibilité du modèle.

vii. Conclusion

L'utilité d'une modélisation physique distribuée entièrement couplée est prouvée dans la compréhension des processus de surface et souterrains gouvernant le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Néanmoins, le choix du modèle doit reposer sur la compatibilité des modules traités par le modèle et les processus préalablement identifiés sur le bassin versant d'étude. De plus, les exigences considérables en paramètres de ces modèles et le manque de données disponibles ou mesurables représentent également une limite à leur application. Dans ce cas, le domaine de modélisation est souvent simplifié et son paramétrage peu détaillé.

1.4.2 Démarche générale de modélisation

La Section 1.1.2.1 de ce chapitre a mis en évidence la forte hétérogénéité agro-pédo-géologique du bassin versant de Féfé et l'importance des interactions surface-souterrain dans la genèse de l'écoulement dans le réseau hydrographique. La spécificité des processus de partage ruissellement-infiltration influencée par la redistribution de la pluie par le couvert bananier a également été relevée. Les processus hydrologiques de surface et souterrains fortement couplés et leurs interactions caractérisent la réponse du bassin versant.

La modélisation a été abordée comme une alternative nécessaire au travail de terrain pour compléter les analyses expérimentales afin de faire évoluer les connaissances du

fonctionnement hydrologique du bassin versant. Néanmoins, la modélisation à la parcelle de la redistribution de la pluie par le bananier est concentrée sur son impact sur la genèse du ruissellement en surface (Charlier *et al.*, 2009a). De plus, le modèle ne s'applique qu'à l'échelle événementielle en conditions saturées, il doit donc être adapté pour étendre son domaine d'application en conditions non saturées. Cette approche considère la parcelle comme une seule entité, elle peut donc être prise en compte dans la modélisation distribuée aux échelles du sous-bassin et du bassin versant.

Charlier *et al.* (2008) ont proposé un modèle conceptuel global de fonctionnement du bassin versant de Féfé. Cette approche de modélisation ne permet pas de connaître les voies d'écoulement de surface et souterraines. La critique principale de cette approche repose sur ses hypothèses de bilan hydrique issues de la méthode de décomposition linéaire de l'hydrogramme de crue.

La démarche générale de cette thèse est de proposer une approche de modélisation permettant de prendre en compte l'hétérogénéité agro-pédo-géologique du bassin versant de Féfé (bien décrite par les données disponibles) en intégrant le processus de redistribution de la pluie par le bananier. L'objectif est de tester les hypothèses de fonctionnement hydrologique du système sur une période de temps continue. Bien que certain modèles physiques distribués et couplés comme HydroGeoSphere soient capables de traiter le fonctionnement d'un domaine souterrain aussi hétérogène qu'en contexte volcanique sur Féfé avec la présence de deux aquifères superposés, aucun de ces modèles ne peut simuler la redistribution de la pluie par couvert végétal dans le domaine de surface. La simulation de ce processus supplémentaire pourrait requérir une discrétisation très fine de l'espace pour rendre compte de la redistribution de la pluie par le couvert végétal, sous les rangs et dans les inter-rangs. De plus, pour simuler avec précision l'impact de cette redistribution sur le processus d'infiltration, se rajoute une discrétisation verticale fine, de l'ordre du centimètre, des mailles proches de la surface. L'application d'un modèle couplé requerrait donc des ressources informatiques importantes sans garantie de convergence. Enfin, ces modèles nécessitent également une grande quantité des paramètres pour renseigner un système finement discrétisé. Les données disponibles issues d'études préalablement réalisées, pourtant très nombreuses, ne permettraient pas de paramétrer directement un tel système ce qui impliquerait le calage d'un grand nombre de paramètres distribués.

De là, la démarche générale de modélisation proposée repose sur un chainage itératif de deux modèles distincts, l'un adapté au domaine de surface, l'autre au domaine souterrain.

1. En surface, un modèle continu de bilan hydrique tenant compte de la redistribution de la pluie par un couvert végétal tropical a été développé à partir des travaux de Charlier *et al.* (2009a). Une fonction de redistribution de la pluie sépare la pluie incidente en deux composantes : le stemflow qui atteint le sol au pied de la plante par écoulement le long du tronc et le throughfall qui atteint le sol par pluie directe et par égouttages depuis le bord des feuilles et des branches. Un modèle à

réservoirs avec de simples relations mathématiques de conservation de la masse (Diskin et Nazimov, 1995) est couplé à cette fonction pour simuler les flux du bilan hydrologique de surface (ruissellement, infiltration, évapotranspiration et percolation). Ce modèle à réservoirs répond aux contraintes de modélisation des processus de surface en tenant compte des propriétés hydrodynamiques du sol et des conditions initiales d'humidité du sol.

2. Pour le domaine souterrain, un modèle tridimensionnel d'écoulements en milieu saturé de référence (McDonald et Harbaugh, 1988) est appliqué. Ce modèle présente l'avantage de tenir compte de la variabilité spatiale et de l'hétérogénéité verticale des propriétés hydrodynamiques des principales formations géologiques identifiées sur le bassin versant de Féfé et notamment du système de deux aquifères superposés. Ce modèle permettra également de vérifier l'hypothèse de connexions spatialisées entre les aquifères avec à l'amont du bassin, des transferts verticaux des lapillis vers les nuées ardentes et à l'aval, des transferts verticaux des nuées ardentes vers les lapillis.

L'approche de chainage itératif de modèles permettrait l'échange de variables, les chroniques de flux en sortie d'un modèle constitueront les chroniques entrées de l'autre. Dans ce chainage itératif de deux modèles surface-souterrain, les interactions dans les deux sens entre les domaines seront considérées. Les changements de niveau de nappe qui résultent d'une recharge provenant du domaine de surface seront simulés dans le domaine souterrain en renseignant une chronique de flux de recharge en variables entrantes. De la même façon, les changements de débit d'écoulement, accru par l'exfiltration de la nappe vers le réseau hydrographique seront simulés dans le domaine de surface en renseignant une chronique de flux d'exfiltration en entrée du modèle de surface. Les propriétés hydrodynamiques des fonds de fossés sont prises en compte par les deux modèles et les flux d'échanges seront calculés en fonction du niveau d'eau dans les fossés et du niveau de nappe sous-jacent. Le choix de deux modèles spatialisés présenterait l'avantage de pouvoir simuler les contributions de surface et souterraines à l'écoulement dans le réseau hydrographique en tout point du bassin versant.

Le bassin versant de Féfé est caractérisé par l'hétérogénéité de sa structure et la spécificité de ces processus hydrologiques. Son milieu est très hétérogène aussi bien en surface, horizontalement, qu'en souterrain, verticalement. Féfé héberge de nombreux processus dominants assez spécifiques (Section 1.3.3). Ainsi, l'enjeu principal est de proposer la modélisation la plus raisonnée possible plutôt que d'utiliser un modèle complexe qui requerrait une quantité de données entrantes importante et permettrait une représentation exhaustive des processus, potentielle, de manière trop détaillée. L'hétérogénéité du milieu nécessite une modélisation distribuée : à résolution parcellaire en surface et à résolution maillée en souterrain, alors que la spécificité des processus guide notre choix des modèles.

1.5 Conclusion

L'étude du fonctionnement du bassin versant requiert la prise en compte de la variabilité agro-pédo-géo-climatique du bassin versant de Féfé qui va fortement influencer les processus hydrologiques de surface et souterrains. A l'issue de la démarche expérimentale et des approches de modélisation antérieures, plusieurs processus majeurs du fonctionnement hydrologique ont été identifiés. La redistribution de la pluie par le couvert végétal est à considérer dans l'étude des processus hydrologiques de surface (Cattan *et al.*, 2009 ; Charlier *et al.*, 2009a). Les écoulements souterrains dans un système hydrogéologique constitué de deux aquifères superposés se rajoutent à ce fonctionnement hydrologique à l'échelle du bassin versant (Charlier *et al.*, 2011). Les interactions surface-souterrain dans le réseau hydrographique impliquent de tenir compte aussi bien des processus de drainage de la nappe vers le fossé (Charlier *et al.*, 2008, 2009b) que de réinfiltration du fossé vers la nappe (Charlier, 2007). Les modèles de la littérature ne permettent pas de répondre à l'ensemble des contraintes de modélisation requises. Une nouvelle démarche de modélisation, constituée d'un chainage de modèles, est proposée afin d'étudier les processus hydrologiques de surface et souterrains à l'échelle du bassin versant agricole de Féfé en milieu volcanique tropical humide.

Références bibliographiques

Agreste, 2011. La banane, un pilier de l'agriculture des Antilles. Agreste Primeur 262.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Papers 56, Rome, Italy.

Ambroise, B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles. Editions HGA.

Beven, K.J., 2001. Rainfall-runoff modelling: The primer. John Wiley & Sons. 360 pp.

Blanc, F., 1983. Corrélations chronologiques et géochimiques des formations volcaniques du sud de la Basse-Terre de Guadeloupe (Petites Antilles). Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 171 pp.

Boudon, G., Semet, M., Vincent, P.M., 1992. Les éruptions à écroulement de flanc sur le volcan de la Grande-Découverte (La Soufrière) de Guadeloupe : implications sur le risque volcanique. Bulletin de la Société Géologique de France 163, 159–167.

Boussinesq, J., 1904. Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. Journal de Mathématiques Pures et Appliquées 10, 5–78.

Brunner, P., Simmons, C.T., 2012. HydroGeoSphere: A fully integrated, physically based hydrological model. Ground Water 50, 170–176.

Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., Orlandini, S., 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. Water Resources Research 46.

Cattan, P., Cabidoche, Y., Lacas, J., Voltz, M., 2006. Effects of tillage and mulching on runoff under banana (*Musa* spp.) on a tropical Andosol. Soil and Tillage Research 86, 38–51.

Cattan, P., Bussière, F., Nouvellon, A., 2007. Evidence of large rainfall partitioning patterns by banana and impact on surface runoff generation. Hydrological Processes 21, 2196–2205.

Cattan, P., Ruy, S.M., Cabidoche, Y.-M., Findeling, A., Desbois, P., Charlier, J.B., 2009. Effect on runoff of rainfall redistribution by the impluvium-shaped canopy of banana cultivated on an Andosol with a high infiltration rate. Journal of Hydrology 368, 251–261.

Chaperon, P., L'Hote, Y., Vuillaume, G., 1985. Les ressources en eau de surface de la Guadeloupe. Monographies Hydrologiques 7, ORSTOM, Paris.

Charlier, J.B., 2007. Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical. Université de Montpellier II, Montpellier, France.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2008. Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. Hydrological Processes 22, 4355–4370.

Charlier, J.-B., Moussa, R., Cattan, P., Cabidoche, Y.-M., Voltz, M., 2009a. Modelling runoff at the plot scale taking into account rainfall partitioning by vegetation: application to stemflow of banana (*Musa* spp.) plant. Hydrology and Earth System Sciences 13, 2151–2168.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Voltz, M., Moussa, R., 2009b. Transport of a nematicide in surface and groundwaters in a tropical volcanic catchment. Journal of Environment Quality 38, 1031.

Charlier, J.-B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2011. Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: A multi-disciplinary experimental approach. Journal of Hydrology 398, 155–170.

Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1988. Applied hydrology. McGraw-Hill International Editions, New York.

Colmet-Daage, F., 1969. Carte des sols des Antilles (Guadeloupe - Martinique). ORSTOM, Antilles.

Diskin, M.H., Nazimov, N., 1995. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. Journal of Hydrology 172, 313–330.

Dorel, M., Roger-Estrade, J., Manichon, H., Delvaux, B., 2000. Porosity and soil water properties of Caribbean volcanic ash soils. Soil Use and Management 16, 133–140.

Downer, C.W., Ogden, F.L., Martin, W.D., Harmon, R.S., 2002. Theory, development, and applicability of the surface water hydrologic model CASC2D. Hydrological Processes 16, 255–275.

Freeze, R.A., Harlan, R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. Journal of Hydrology 9, 237–258.

Fujieda, M., Kudoh, T., deCicco, V., deCalvarcho, J.L., 1997. Hydrological processes at two subtropical forest catchments: The Serra do Mar, Sao Paulo, Brazil. Journal of Hydrology 196, 26–46.

Goderniaux, P., Brouyère, S., Fowler, H.J., Blenkinsop, S., Therrien, R., Orban, P., Dassargues, A., 2009. Large scale surface–subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. Journal of Hydrology 373, 122–138.

Gstalter, N., 1986. Les formations ponceuses a quartz de la région sud de basse-terre (Guadeloupe) : pétrologie, géochimie, thermobarométrie et chimie des inclusions vitreuses. Université de Paris-Sud, centre d'Orsay.

Heppner, C.S., Loague, K., VanderKwaak, J.E., 2007. Long-term InHM simulations of hydrologic response and sediment transport for the R-5 catchment. Earth Surface Processes and Landforms 32, 1273–1292.

Kampf, S.K., Burges, S.J., 2007. A framework for classifying and comparing distributed hillslope and catchment hydrologic models. Water Resources Research 43.

Kollet, S.J., Maxwell, R.M., 2006. Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. Advances in Water Resources 29, 945–958.

Lesack, L., 1993. Water-balance and hydrologic characteristics of a rain-forest catchment. Water Resources Research 29, 759–773.

Loague, K., Gander, G.A., VanderKwaak, J.E., Abrams, R.H., Kyriakidis, P.C., 2000. Simulating hydrologic response for the R-5 catchment: A never ending story. Journal of Floodplain Management 1, 57–83.

Loague, K., Vanderkwaak, J.E., 2002. Simulating hydrological response for the R-5 catchment: comparison of two models and the impact of the roads. Hydrological Processes 16, 1015–1032.

Macdonald, R., Hawkesworth, C.J., Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth-Science Reviews 49, 1–76.

Maxwell, R.M., Kollet, S.J., 2008. Quantifying the effects of three-dimensional subsurface heterogeneity on Hortonian runoff processes using a coupled numerical, stochastic approach. Advances in Water Resources 31, 807–817.

McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, 586pp.

McMichael, C.E., Hope, A.S., Loaiciga, H.A., 2006. Distributed hydrological modelling in California semi-arid shrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. Journal of Hydrology 317, 307–324.

Morell, M., Jérémie, J.J., 1994. La Guadeloupe au fil de l'eau. CCEE de Guadeloupe, ORSTOM, Basse-Terre.

Panday, S., Huyakorn, P.S., 2004. A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. Advances in Water Resources 27, 361–382.

Paniconi, C., Marrocu, M., Putti, M., Verbunt, M., 2003. Newtonian nudging for a Richards equation-based distributed hydrological model. Advances in Water Resources 26, 161–178.

Partington, D., Werner, A.D., Brunner, P., Simmons, C.T., Dandy, G.C., Maier, H.R., 2009. Using a fully coupled surface water - groundwater model to quantify streamflow components.

Anderssen, R.S., Braddock, R.D., Newham, L.T.H. (Eds.), University Western Australia, Nedlands.

Perrin, C., Michel, C., Andreassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of Hydrology 279, 275–289.

Poussineau, S., 2005. Dynamique des magmas andésitiques : approche expérimentale et pétrostructurale ; application à la Soufrière de Guadeloupe et à la Montagne Pelée. Université d'Orléans, Orléans, France.

Ran, Q., Heppner, C.S., VanderKwaak, J.E., Loague, K., 2007. Further testing of the integrated hydrotogy modet (InHM): multipte-species sediment transport. Hydrological Processes 21, 1522–1531.

Refsgaard, J.C., Storm, B., 1995. MIKE SHE. Computer models of watershed hydrology. Edited by V.P. Singh, Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, USA, pp. 809–846.

Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics 1, 318–333.

Saint-Venant, B., 1871. Théorie du mouvement non permanent des eaux avec une application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit. Compte-Rendus de l'Académie des Sciences 73, 147–154 et 237–240.

Sciuto, G., Diekkrueger, B., 2010. Influence of soil heterogeneity and spatial discretization on catchment water balance modeling. Vadose Zone Journal 9, 955–969.

Therrien, R., Mclaren, R., Sudicky, E., Panday, S., 2009. HydroGeoSphere: A three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport. Groundwater Simulations Group, University of Waterloo.

Thompson, J.R., Sørenson, H.R., Gavin, H., Refsgaard, A., 2004. Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. Journal of Hydrology 293, 151–179.

VanderKwaak, J.E., 1999. Numerical simulation of flow and chemical transport in integrated surface-subsurface hydrologic systems. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada.

VanderKwaak, J.E., Loague, K., 2001. Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. Water Resources Research 37, 999–1013.

Vazquez, R.F., Feyen, L., Feyen, J., Refsgaard, J.C., 2002. Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. Hydrological Processes 16, 355–372.

Walsh, R.P.D., 1980. Runoff processes and models in the humid tropics. Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband.

Werner, A.D., Gallagher, M.R., Weeks, S.W., 2006. Regional-scale, fully coupled modelling of stream-aquifer interaction in a tropical catchment. Journal of Hydrology 328, 497–510.

Westercamp, D., 1988. Magma generation in the Lesser Antilles - Geological constraints. Tectonophysics 149, 145–163.

WRB IWG, 2006. World reference base for soil resources, World Soil Resources Reports. FAO, Rome, Italy.

Yeh, G.-T., Huang, G., Zhang, F., Cheng, H.-P., Lin, H.-C., 2005. WASH123D: A numerical model of flow, thermal transport, and salinity, sediment, and water quality transport in WAterSHed Systems of 1-D stream-river network, 2-D overland regime, and 3-D subsurface media. Office of Research and Development, University of Central Florida.

Partie I

Modélisation mécaniste globale du partage ruissellement/infiltration sous influence d'un couvert végétal discontinu à l'échelle du sous-bassin versant

Chapitre 2

Presentation of a temporal continuous water budget model on tropical row crops with intense rainfall redistribution by canopy

Sommaire

2.1 Introduction 59
2.2 Model presentation 62
2.2.1 Model structure 62
2.2.2 The stemflow function 62
2.2.3 Soil water balance functions 65
2.2.4 Transfer function 68
2.2.5 Model parameters 69
2.3 Model behaviour analysis 69
2.3.1 Case study for test run and sensitivity analyses 71
2.3.2 Analysis of a test run of the model 74
2.3.1 Sensitivity analyses 77
2.4 Discussion and conclusions 81
References 84

Chapitre 2

Presentation of a temporal continuous water budget model on tropical row crops with intense rainfall redistribution by canopy

2.1 Introduction

Modelling surface runoff and percolation fluxes at the plot and the hillslope scale is still a main challenge in hydrology. Indeed, it is not only the first step for modelling runoff at the catchment scale but also a prerequisite for modelling erosion and pollutant fluxes. Most current modelling approaches still consider uniform vegetation and soil surface conditions at the plot scale. But, in agricultural catchments, cultivation may create a number of within-plot heterogeneities in surface properties and flow processes, like concentration of rainfall fluxes by canopies, heterogeneous rooting systems, tractor wheel marks, heterogeneous soil treatments, which can have large impacts on flow intensities and pathways. There is therefore a need to develop new runoff modelling approaches that take into account these within-plot and within-hillslope heterogeneities. In this work we developed a water budget model that simulates the effect of a heterogeneous canopy with intense rainfall interception on runoff and percolation fluxes.

Surely, rainfall interception by plant canopy is one of the main processes that can induce heterogeneity in water status at the plot scale. It can modify both the intensity and spatial distribution of the amount of rain reaching the soil. Due to interception, a part of rainfall is stored in the canopy and can be submitted to direct evaporation, whereas the remaining part follows two potential pathways: stemflow and throughfall. Stemflow corresponds to the water collected by the canopy, which runs along the plant stem and reaches the soil as a concentrated flux at the base of the plant (Herwitz, 1986; Cattan *et al.*, 2007a). Throughfall is a combination of direct precipitation and water dripping from leaves and branches. Many studies have quantified the impacts of rainfall partitioning and redistribution by vegetation structure (see reviews of Crockford and Richardson, 2000; Levia and Frost, 2003; Llorens and Domingo, 2007). Major impacts are as follows:

1. Rainfall redistribution influences the spatial patterning and dynamic of soil moisture content (Durocher, 1990; Harris, 1997; Chang and Matzner, 2000; Paltineanu and Starr, 2000; Timlin *et al.*, 2001; Li *et al.*, 2009; Liang *et al.*, 2011; Návar, 2011). Návar (2011) showed that stemflow influenced areas receive on average 4.5 times more water than open soils (incident rainfall influenced areas) in temperate forests.

2. In turn, rainfall redistribution also affects evapotranspiration (Timlin *et al.*, 2001; Hupet and Vanclooster, 2005) since the spatial structure of water supply to the plant is modified. Indeed, stemflow concentrates rainfall supply to the soil around the plant stems, leading for example to greater evapotranspiration in the row than in the interrow positions in soybean crops (Timlin *et al.*, 2001).

3. Rainfall redistribution enhances percolation fluxes (Cattan *et al.*, 2007b; Sansoulet *et al.*, 2008). For example, on banana plots, total and saturated percolation fluxes are 2-fold and 7-fold higher under banana plants than between plants (Cattan *et al.*, 2007b). Also, Taniguchi *et al.* (1996) showed that stemflow accounts for 19% of the total groundwater recharge under Japanese red pine canopy.

4. And finally the rainfall redistribution influences runoff generation (Neave and Abrahams, 2002; Cattan *et al.*, 2007a, 2009). For example, despite the high infiltration properties of Andosols in the French West Indies (mean hydraulic conductivity at saturation of 67 mm h^{-1}), runoff can occur in a banana plot due to the high rainfall rate at the plant foot which is 28-fold higher than the incident rainfall rate (Cattan *et al.*, 2007a; Cattan *et al.*, 2009).

Few models represent the effects of rainfall redistribution by canopies of the water balance. Charlier *et al.* (2009) developed an event-runoff model that simulates rainfall redistribution impacts on runoff-infiltration partitioning for saturated soil conditions. Bruckler *et al.* (2004) developed a 2D physically-based model and analyzed the effect of a non-uniform water supply at the soil surface generated by rainfall partitioning on evapotranspiration fluxes. Sansoulet *et al.* (2008) used the HYDRUS software package to model the effect of stemflow on the spatial distribution of percolation fluxes. Tanaka *et al.* (1996) used a cylindrical infiltration model to reproduce the impact of stemflow on groundwater recharge. Some infiltration models consider the effect of the partitioning of incident rainfall into throughfall (Belk *et al.*, 2007) and stemflow (Sansoulet *et al.*, 2008; Liang *et al.*, 2009) on the spatio-temporal variations in soil water dynamics. However, to our knowledge, there is no comprehensive soil water balance model at the plot or hillslope scales that represents the impacts of rainfall partitioning by canopies on all terms of the water balance, namely surface runoff, soil water storage, evapotranspiration and percolation.

Similarly, current catchment models consider only in part the processes linked with rainfall partitioning by canopies. Some models simulate catchment water balance considering interception, such as: IHMS (Ragab and Bromley, 2010; Ragab *et al.*, 2010), AnnAGNPS (Polyakov *et al.*, 2007), DHSVM (Wigmosta *et al.*, 1994; Zhang *et al.*, 2011), Merriam-RZWQM (Kozak *et al.*, 2007) and Hydro-SVAT (Gomez-Delgado *et al.*, 2011). However, none of them considers rainfall partitioning.

In this chapter we present and analyse the behaviour of an original soil water balance modelling approach that we developed for simulating the impact of rainfall distribution by

canopies on the water balance components at the hillslope and seasonal scales. To this end we (i) coupled the stemflow model of Charlier *et al.* (2009) with a water balance model derived from the simple conceptual infiltration model developed by Diskin and Nazimov (1995) and (ii) distinguished two within-plot compartments with separate water balance calculations: one compartment receiving stemflow and another compartment for the rest of the plot. The field example that served for designing the model and analysing its behaviour was banana crops in humid tropical weather conditions (see Figure 2-1), which shows intense rainfall redistribution patterns and related heterogeneous surface runoff and percolation fluxes (Cattan *et al.*, 2007a, 2007b; Charlier *et al.*, 2009).

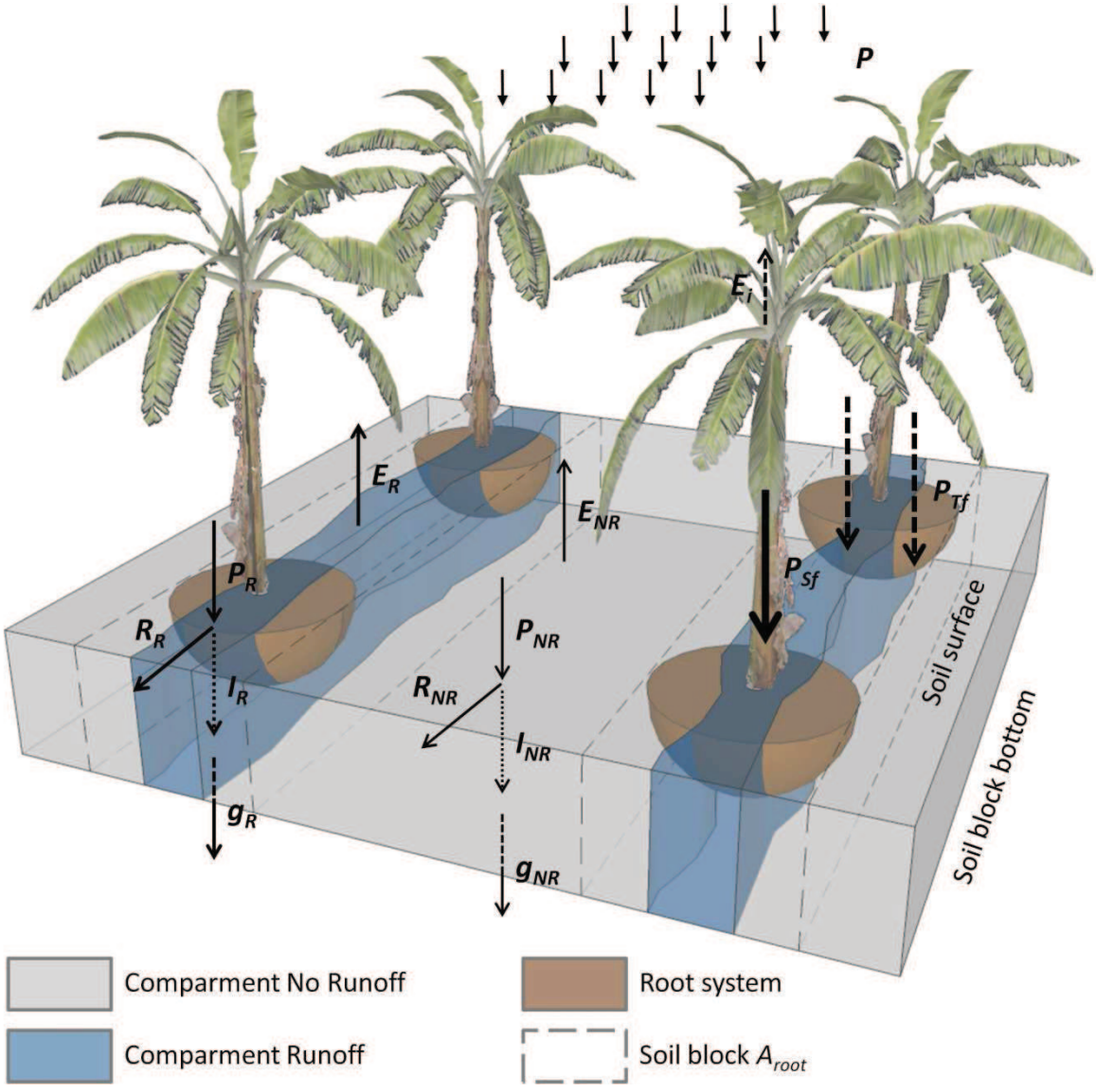

Figure 2-1: Water balance at the plot scale; with incident rainfall P, interception and evaporation E_i, stemflow P_{Sf}, throughfall P_{Tf}, rainfall intensity P_R reaching the compartment Runoff corresponding to the runoff water pathway fed by stemflow (in blue color), rainfall intensity P_{NR} reaching the compartment No Runoff corresponding to the rest of the plot (in grey color), R_R, I_R, E_R, and g_R, and R_{NR}, I_{NR}, E_{NR}, and g_{NR} the runoffs, infiltrations, evapotranspirations, and percolations on compartments Runoff and No Runoff, respectively. A_{root} is the area of soil block centered on the plant stem

Water balance model parameters are numerous and generally interdependent, therefore equifinality is inherent to complex hydrological models (Madsen, 2000; Beven, 2006). Preliminary to model calibration, a sensitivity analysis should be conducted to explore the model behaviour and to choose a reduced number of parameters with the greater impact on the model to be calibrated. The chapter is organized in two sections presenting (i) the model structure and functions, and (ii) its behaviour analysis through sensitivity analyses.

2.2 Model presentation

2.2.1 Model structure

The modelling procedure is an extension of the MHYDAS modelling structure (Moussa *et al.*, 2002), available within the modelling platform OpenFLUID (Fabre *et al.*, 2010), in which Charlier *et al.* (2009) already implemented rainfall redistribution processes by a banana canopy (Figure 2-1). The whole MHYDAS model is a distributed semi-lumped surface model which considers the catchment as a series of interconnected hydrological units (plots) linked to the rill network. The present model includes five functions presented in Figure 2-2 :

1. The first function is the stemflow function, which simulates rainfall redistribution considering the characteristics of the vegetation canopy. The stemflow function partitions incident rainfall into stemflow and throughfall and redistributes these fluxes into the two soil compartments (Figure 2-1).

2. Three other functions, namely the runoff-infiltration, the percolation and the evapotranspiration functions are the soil water balance functions simulating partitioning between surface runoff and infiltration, soil percolation and plant evapotranspiration by a reservoir approach.

3. The last function is a transfer function that represents the transfer of surface runoff across the plot and in a channel collecting plot runoff and simulates the discharge at the outlet of the channel.

Hereafter, we describe more in depth these five functions.

2.2.2 The stemflow function

As mentioned above, rainfall redistribution is represented following the MHYDAS stemflow function (Charlier *et al.*, 2009).

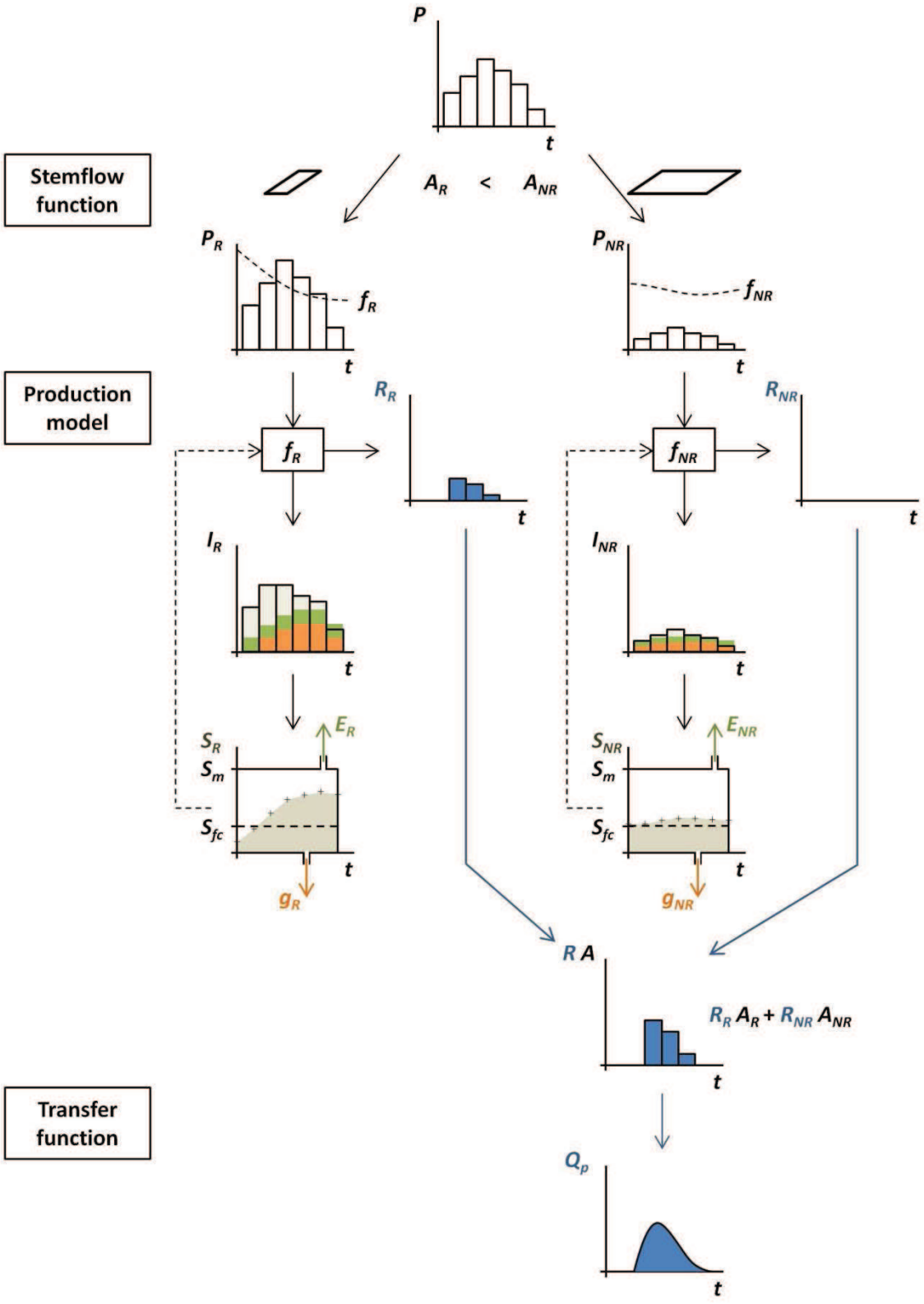

Figure 2-2: Model structure with a stemflow function, coupled with a production model and a transfer function; with t the time, the incident rainfall P reaching the plot of surface area A; the rainfall intensities P_R and P_{NR}, infiltration capacities f_R and f_{NR}, runoffs R_R and R_{NR} and infiltrations I_R and I_{NR} on the areas A_R and A_{NR}, respectively; the storages S_R and S_{NR}, evapotranspirations E_R and E_{NR} and vertical flows g_R and g_{NR} of the areas A_R and A_{NR} soil-reservoirs; and the simulated runoff height R, discharge Q_p at the outlet of the plot A. A_R and A_{NR} correspond to the areas of the compartments Runoff and No Runoff, respectively. S_m and S_{fc} correspond to the maximum storage and the storage at field capacity, respectively

2.2.2.1 Stemflow and throughfall

First, the redistribution of the incident rainfall, P [L] is considered to generate two fluxes: stemflow P_{Sf} [L], and throughfall P_{Tf} [L], which includes leaf drip plus direct precipitation (Figure 2-1). If A [L^2] is the area of the plot and A_{Sf} [L^2] and A_{Tf} [L^2] are the areas reached by fluxes P_{Sf} and P_{Tf}, respectively, we have:

$$P_{Sf}\,A_{Sf} + P_{Tf}\,A_{Tf} = P\,A + E_i\,A \qquad \text{in } [L^3] \tag{2-1}$$

where E_i [L] is the interception of rainfall that never reaches the soil surface. In specific cases, E_i can be neglected (*e.g.* Cattan *et al.*, 2007a). Hereafter, for simplicity, we assume that E_i is nil since the field example that serves to illustrate the model behaviour is in the tropics under banana canopy with very large rainfall amounts.

2.2.2.2 Runoff compartments

As proposed by Cattan *et al.* (2009), a partition of the plot in two hydraulic compartments was considered for modelling the impact of rainfall redistribution on surface runoff:

1. One runoff compartment of area A_R [L^2] fed by stemflow called "R" (like Runoff fed by stemflow) and collecting the rainfall fluxes P_R [L] comprising all stemflow P_{Sf} and the part of throughfall P_{Tf} falling on this area, and

2. One compartment for the rest of the plot called "NR" (like No Runoff not fed by stemflow) of area A_{NR} [L^2] collecting the rainfall fluxes P_{NR} [L] corresponding to the remaining part of throughfall.

Accordingly we have:

$$P_R\,A_R + P_{NR}\,A_{NR} = P_{Sf}\,A_{Sf} + P_{Tf}\,A_{Tf} = PA \qquad \text{in } [L^3] \tag{2-2}$$

2.2.2.3 Calculation of redistributed rainfall in each runoff compartment

The stemflow function partitions the incident rainfall height P [L] into two amounts P_R and P_{NR} on areas A_R and A_{NR}, respectively, with $P_R > P_{NR}$. For that, we define α [-] and β [-] parameters according to Eqs. (2-3) and (2-4):

$$P_R = \propto P \qquad \text{with } \alpha \geq 1 \qquad \text{in [L]} \tag{2-3a}$$

$$A_R = \beta\,A \qquad \text{with } 0 \leq \beta \leq 1 \qquad \text{in } [L^2] \tag{2-3b}$$

where parameter α is the ratio between incident rainfall over A and effective rainfall over A_R whereas β is the proportion of the plot area that is submitted to the influence of stemflow. Equation (2-3a) shows that the higher α, the higher the rainfall reaching A_R.

If β is equal to 0 or 1 the plot has only one compartment with uniform rainfall. Otherwise, the two compartments are active and by combining Equation (2-2) with Equations (2-3a) and (2-3b), we can express P_{NR}, A_{NR} and α parameter as a function of A, A_{Sf}, ratio P_{Sf}/P, and β:

(2-4a) $$P_{NR} = \frac{1 - \propto \beta}{1 - \beta} P$$

(2-4b) $$A_{NR} = (1 - \beta) A$$

(2-5) $$\alpha = -\frac{1}{\beta} \frac{A_{Sf} - \frac{P_{Sf}}{P} A_{Sf}}{A - A_{Sf}} + \frac{A - \frac{P_{Sf}}{P} A_{Sf}}{A - A_{Sf}}$$

Finally, it comes that the stemflow function has P as input variable, P_R and P_{NR} as output variables, A and A_{Sf} as plot characteristics and P_{Sf}/P and β as model parameters.

2.2.3 Soil water balance functions

According to the above partition of a field plot in two hydraulic compartments, R and NR, two corresponding conceptual soil-reservoirs are considered. For each the soil water balance is computed independently from the other. Hereafter, we describe how runoff-infiltration partitioning, percolation and evapotranspiration are computed for the two compartments.

2.2.3.1 Surface runoff and infiltration function

The partition between surface runoff and infiltration is calculated on the basis of the infiltration model developed by Diskin and Nazimov (1995). The Diskin-Nazimov model represents the upper layer of the soil as a soil-reservoir with a regulated inlet and a regulating outlet linked to the reservoir status by a feedback loop (see Section 2.2.3.2. Percolation function (Figure 2-2). The calculation procedure is detailed for R only, but it is identical for NR.

The infiltration capacity, f_R [L T^{-1}], separates the precipitation P_R into surface runoff R_R and infiltration I_R. It is determined by the magnitude of the amount of water stored in the reservoir, S_R, according to the Diskin and Nazimov (1995) relationship:

(2-6) $$f_R = f_0 - (f_0 - f_c) \frac{S_R}{S_m} \qquad \text{in [L } T^{-1}\text{]}$$

where S_R [L] is the water storage of the reservoir, S_m [L] is the maximum storage in the soil-reservoir layer, f_0 [L T^{-1}] is the maximum infiltration capacity (corresponding to $S_R = 0$), and f_c [L T^{-1}] is the minimum infiltration capacity (corresponding to $S_R = S_m$). The value of f_c characterizes the soil's infiltration capacity at saturation, and the term S_R/S_m characterizes the degree of saturation of the reservoir.

It should be noted that as the storage S_R approaches the threshold value S_m, the infiltration capacity f_R tends to the value f_c. However, the infiltration capacity over a time interval Δt [T] is limited by the remaining storage capacity of the reservoir, which is expressed as follows:

(2-7) if $f_R * \Delta t > S_m - S_R$ then $f_R * \Delta t = S_m - S_R$ in [L]

The two outputs I_R [L] and R_R [L] of the regulating element depend on the value of the state variable f_R and on the value of the input P_R, at the same instant according to the following equations:

(2-8) if $P_R < f_R * \Delta t$ then $I_R = P_R$ and $R_R = 0$ in [L]

(2-9) if $P_R > f_R * \Delta t$ then $I_R = f_R * \Delta t$ and $R_R = P_R - f_R * \Delta t$ in [L]

2.2.3.2 Percolation function

To represent percolation, the same soil-reservoir is considered with percolation being an output of the reservoir towards the deeper soil layers (Figure 2-2). Again, the calculation procedure is detailed for R only, but it is identical for NR.

The percolation height g_R [L] is calculated as a function of the state variable S_R [L] and of a percolation coefficient κ [-] (with $0 \leq \kappa \leq 1$), as follows:

(2-10) if $S_R \leq S_{fc}$ then $g_R = 0$ in [L]

(2-11) if $S_R > S_{fc}$ then $g_R = \kappa \frac{f_c * \Delta t}{S_m - S_{fc}} (S_R - S_{fc})$ in [L]

with S_{fc} [L] being the storage height in the soil-reservoir at field capacity.

It should be noted that g_R increases when S_R increases but also that g_R can never exceed $f_c \Delta t$ when S_R approaches the threshold value S_m in order to ensure that the percolation flux always remains below the maximum infiltration flux.

2.2.3.3 Evapotranspiration function

Evapotranspiration E [L] is the second output of the soil-reservoir. Its calculation relies on the following assumptions:

1. Assumption 1: for simplicity, in this first version of the model whose behaviour is studied in the case of a banana crop with large soil coverage and a tropical climate with large rainfall amounts exceeding potential evapotranspiration *PET* [L], it will be assumed that **actual plot evapotranspiration always meets the potential rate**.

Accordingly, if E_R [L] and E_{NR} [L] are the evapotranspiration heights on compartments R and NR, we have:

(2-12) $\beta\ E_R + (1-\beta)\ E_{NR} = PET$ in [L]

2. Assumption 2: The distribution of evapotranspiration fluxes among the two soil-reservoirs is assumed to follow the proportion of the crop root system contained in each reservoir. For representing the horizontal variation in density of the rooting system, the model adopts a very simple approach that distinguishes at the plot scale the soil volume around the plant stems which contains most of the rooting system. This soil volume is defined by A_{root} [L^2], its area (Figure 2-1), and by γ_{root} [-] the proportion of the root system within it. Then, if we assume in addition that the rooting density is uniform within A_{root} the soil volume containing the rooting system, γ [-] (with $0 \leq \gamma \leq 1$), the proportion of the rooting system being in compartment R, can be computed according to the extent of the intersection between areas A_{root} and A_R:

(2-13) if $0 \leq A_R \leq A_{root}$ then $\gamma = \gamma_{root}\ \frac{A_R}{A_{root}}$

(2-14) if $A_R > A_{root}$ then $\gamma = \gamma_{root} + (1-\gamma_{root})\ \frac{A_R - A_{root}}{A - A_{root}}$

The reasons for defining the rooting density on a soil volume whose extension is different from those of the R and NR compartments are twofold is because it is expected that the observations of rooting heterogeneity will rarely be available exactly on compartments R and NR.

Following the two previous assumptions, the evapotranspiration is computed as follows:

(2-15) if $S_R \geq \frac{\gamma}{\beta}\ PET$ then $E_R = \frac{\gamma}{\beta}\ PET$ otherwise $E_R = S_R$ in [L]

(2-16) if $S_{NR} \geq \frac{1-\gamma}{1-\beta}\ PET$ then $E_{NR} = \frac{1-\gamma}{1-\beta}\ PET$ otherwise $E_{NR} = S_{NR}$ in [L]

2.2.3.4 Water budget per compartment and over the whole plot

Soil water storage is calculated on compartments R and NR separately. It is computed by the following equation, which is an expression of the law of continuity and is written here for R:

(2-17) $\Delta S_R(t) = I_R(t) - g_R(t) - E_R(t)$ with $S_R < S_m$ in [L]

It should be noted that in some instances there is not enough storage capacity remaining in the soil-reservoir and Equation (2-17) may lead to a predicted value of S_R larger than S_m. This corresponds to the simulation of a saturation excess mechanism of runoff. In that particular

case, at the end of the time interval, the water excess (S_R - S_m) is added to the surface runoff value calculated during the time interval and the S_R value is set to the maximum storage value.

On the whole plot, runoff R, infiltration I, percolation g, and evapotranspiration E are computed by:

(2-18) $$R = \beta\, R_R + (1-\beta)\, R_{NR} \quad \text{and} \quad I = \beta\, I_R + (1-\beta)\, I_{NR} \quad \text{in [L]}$$

(2-19) $$g = \beta\, g_R + (1-\beta)\, g_{NR} \quad \text{and} \quad E = \beta\, E_R + (1-\beta)\, E_{NR} \quad \text{in [L]}$$

In sum, the soil water balance functions have P_R, P_{NR} and PET as input variables; R_R, R_{NR}, I_R, I_{NR}, g_R, g_{NR}, E_R, E_{NR}, S_R and S_{NR} as output variables; and A_{root}, γ_{root}, β, f_c, f_0, S_m, S_{fc} and κ as model parameters.

2.2.4 Transfer function

The transfer function routes surface runoff to the plot outlet and then in the channel collecting plot outflow (Figure 2-2). It is included in the model to simulate the surface runoff hydrograph. Its principles follow those adopted in the initial version of the MHYDAS modelling structure (Moussa *et al.*, 2002).

At each time interval Δt centred at time t, the overland flow O(t) [L^3 T^{-1}] generated at the plot scale is computed from the calculated surface runoff.

(2-20) $$O(t) = \frac{R(t)A}{\Delta t} \quad \text{in [L}^3\text{ T}^{-1}\text{]}$$

Then outflow Q_p(t) [L^3 T^{-1}] of the plot is carried by a numerical convolution involving a unit hydrograph derived as a two-parameter Hayami response function (Moussa and Bocquillon, 1996). This gives:

(2-21) $$Q_p(t) = \int_0^t O(t-\tau)\, \frac{L_p}{2\,(\pi\, D_p)^{1/2}}\, \frac{exp^{\frac{C_p L_p}{4 D_p}\left(2 - \frac{L_p}{C_p \tau} - \frac{C_p \tau}{L_p}\right)}}{\tau^{3/2}}\, d\tau \quad \text{in [L}^3\text{ T}^{-1}\text{]}$$

where L_p [L] is the distance from the centre of gravity of each plot to the channel collecting the outflow, C_p [L T^{-1}] is the celerity and D_p [L^2 T^{-1}] is the diffusivity.

The same function is used to simulate the transfer in the channel, Q_c(t) [L^3 T^{-1}], of length L_c [L], celerity C_c [L T^{-1}] and diffusivity D_c [L^2 T^{-1}], collecting the outflow Q_p of the plots.

Eventually, the transfer function has R_R and R_{NR} as input variables, Q_p and Q_c as output variables and L_p, L_c, C_p, C_c, D_p and D_c as parameters to be defined for the plot and connected channel.

2.2.5 Model parameters

Table 2-1 summarizes all model parameters and variables. We will discuss which parameters may be estimated from field measurements and which will certainly need to be calibrated either because they are difficult to measure or because they are conceptual. Let us discuss in more detail the parameters of the stemflow and soil water balance functions, which are original and were developed to represent the impact of rainfall redistribution by a canopy.

In the stemflow function, the determination of ratio P_{Sf}/P and parameter β may be burdensome and imprecise. As shown by Cattan *et al.* (2007a) in the case of banana plants the ratio P_{Sf}/P varies following the leaf area index. It is therefore necessary to determine a function relating P_{Sf}/P and the canopy characteristics. According to the available experimental resources, calibration may then be preferable. Measuring precisely β is also difficult since the proportion of the plot area that is submitted to the influence of stemflow, can be irregular in space and time (Cattan *et al.*, 2009). Therefore, β should preferably be considered as a calibration parameter.

In the soil water balance functions, there are several parameters that clearly need to be calibrated. This is so because the functions rely on a conceptual reservoir approach. Accordingly, all the reservoir coefficients, namely f_c and f_0, the minimum and maximum infiltration capacities, S_m and S_{fc}, the maximum and field capacity storage amounts, and the percolation coefficient κ need to be calibrated. Besides there are two parameters describing the root system, namely the area of the soil block centered on the plant stem A_{root} and the parameter that characterizes the root system density in the soil block γ_{root}.

Finally, the stemflow and soil water balance functions have 9 parameters that may need to be calibrated: P_{Sf}/P, β, f_c, f_0/f_c, S_m, S_{fc}/S_m, κ, A_{root} and γ_{root}.

2.3 Model behaviour analysis

We present hereafter a test run of the model to illustrate and analyse the effect of rainfall redistribution by a canopy on the spatial and temporal variation of the soil water budget. We also present the results of local and global analyses of the sensitivity of the model to its parameters in order to provide guidelines for calibration and parameterization.

Symbol	Unit	Description
		Geometric parameters
A	L^2	Area of the plot
L_p	L	Distance from the centre of gravity of the plot to the channel collecting the outflow
C_p	$L\ T^{-1}$	Celerity of the plot
D_p	$L^2\ T^{-1}$	Diffusivity of the plot
L_c	L	Channel length
C_c	$L\ T^{-1}$	Celerity of the channel
D_c	$L^2\ T^{-1}$	Diffusivity of the channel
		Stemflow function parameters
A_{Sf}	L^2	Area reached by stemflow
A_{Tf}	L^2	Area reached by throughfall
A_R	L^2	Area of the compartment Runoff
A_{NR}	L^2	Area of the compartment No Runoff
β	-	Proportion of the plot area that is submitted to the influence of stemflow
α	-	Ratio between incident rainfall over A and effective rainfall over A_R
		Soil reservoir parameters
f_c	$L\ T^{-1}$	Minimum infiltration capacity
f_0	$L\ T^{-1}$	Maximum infiltration capacity
S_m	L	Maximum storage height in the soil-reservoir
S_{fc}	L	Storage height in the soil-reservoir at field capacity
κ	-	Percolation coefficient
		Rooting parameters
A_{root}	L^2	Area of soil block centered on the plant stem
γ_{root}	-	Proportion of the root system within the soil block under A_{root}
γ	-	Proportion of the root system in the compartment R
		Initial condition
S_{ini}	L	Initial storage height in the soil-reservoir
		Input variables
P	L	Incident rainfall
PET	L	Estimated Penman evapotranspiration
LAI	-	Leaf Area Index

Table 2-1 (part 1/2) : Model parameters and variables

Symbol	Unit	Description
		Output variables
P_{Sf}	L	Stemflow
P_{Tf}	L	Throughfall
P_R	L	Rainfall reaching the compartment Runoff
P_{NR}	L	Rainfall reaching the compartment No Runoff
R	L	Surface runoff on the plot
R_R	L	Surface runoff on the compartment Runoff
R_{NR}	L	Surface runoff on the compartment No Runoff
I	L	Infiltration on the plot
I_R	L	Infiltration on the compartment Runoff
I_{NR}	L	Infiltration on the compartment No Runoff
E	L	Evapotranspiration of the plot
E_R	L	Evapotranspiration of the compartment Runoff
E_{NR}	L	Evapotranspiration of the compartment No Runoff
g	L	Percolation of the plot
g_R	L	Percolation of the compartment Runoff
g_{NR}	L	Percolation of the compartment No Runoff
f_R	$L\ T^{-1}$	Infiltration capacity of the compartment Runoff
f_{NR}	$L\ T^{-1}$	Infiltration capacity of the compartment No Runoff
S_R	L	Water storage of the compartment Runoff
S_{NR}	L	Water storage of the compartment No Runoff
O	$L^3\ T^{-1}$	Overland flow generated at the plot scale
Q_p	$L^3\ T^{-1}$	Outflow discharge of the plot
Q_c	$L^3\ T^{-1}$	Outflow discharge of the channel

Table 2-1 (part 2/2): Model parameters and variables

2.3.1 Case study for test run and sensitivity analyses

The chosen case study corresponds to a subcatchment, named Moïse-Haut, of the Féfé catchment, which consists in a hillslope with two banana field plots separated by a ditch collecting overland flow water and which was already described in Section 1.2.2.2. The simulations were carried out over 224 days in 2006, which allowed analysing the model behaviour during both dry and rainy periods. Two-minute rainfall data were measured at Moïse-Haut during the simulation period whereas hourly Penman evapotranspiration values were estimated from standard meteorological data measured at the Neufchâteau station located at 2 km from Moïse-Haut.

Hereafter we define the reference values of the model parameters and their range of variation for the parameters considered in the sensitivity analyses, Table 2-2 sums up all values.

Parameters		Reference value for the case study	Range of variation for local sensitivity analysis	Range of variation for global sensitivity analysis
Geometry (plot and channel)	A [m^2]	1532.6 (P1) 968.1 (P2)	-	-
	L_p [m]	24.3 (P1) 20.2 (P2)	-	-
	L_c [m]	66.9	-	-
Stemflow	A_{Sf} [m^2]	13.0 (P1) 8.2 (P2)	-	-
	P_{Sf}/P [-]	32.5	-	-
	β [-]	0.20	0 to 1	0.05 to 0.50
Soil-reservoir	A_{root} [m^2]	782.6 (P1) 494.3 (P2)	-	-
	γ_{root} [-]	0.80	0 to 1	0.80
	f_c [10^{-6} m s^{-1}]	6.9	2.8 to 44.4	2.8 to 22.2
	f_0/f_c [-]	10	2 to 50	2 to 50
	S_m [m]	0.10	0.05 to 0.15	0.05 to 0.20
	S_{fc}/S_m [-]	0.50	0 to 1	0.20 to 0.90
	κ [-]	1	10^{-5} to 1	0.05 to 1.00
Transfer (plot and channel)	C_p [m s^{-1}]	0.086	-	-
	D_p [m^2 s^{-1}]	2	-	-
	C_c [m s^{-1}]	0.570	-	-
	D_c [m^2 s^{-1}]	2	-	-

Table 2-2: Reference values and estimated ranges of variation of model parameters. P1 and P2 mean "plot 1" and "plot 2"

Geometric characteristics of the two plots and of the channel (L_p and L_c): they were fixed according to their measured values and were not considered in the sensitivity analyses.

Stemflow input data (A_{Sf}, P_{Sf}/P and β): they were estimated following the measurements taken by Cattan *et al.* (2007a) on a typical banana field planted following a 2.35 m × 2.35 m square design. The authors also established an experimental relationship (Equation 2-22) between P_{Sf}/P and Leaf Area Index LAI [-] which enables to estimate P_{Sf}:

$$\frac{P_{Sf}}{P} = 11.2\ LAI \qquad (2\text{-}22)$$

During our simulation period, the banana canopy was grown up and in turn the LAI was estimated constant, equal to 2.9. Accordingly, P_{Sf}/P was taken as being 32.5. The parameter β which represents the runoff contributing areas generated by stemflow was shown to vary largely from 18 to 93% of the banana plot surface (Cattan *et al.*, 2009) following the intensity of the rainfall event. We set the reference value of β to 0.20 since it is representative of moderate rainfall events that are the most frequent. But clearly, its value is highly uncertain and we therefore included this parameter in the sensitivity analyses. Its whole potential range of variation from 0 to 1 was considered.

Rooting parameters (A_{root} and γ_{root}): they were estimated according to the observations made by Araya (2005) who studied the vertical stratification and horizontal distribution of the root system of banana plants. The author observed that the soil block at 60 cm from the plant pseudostem contained 80% of the total roots weight in the excavated area. Accordingly, on a banana plot planted in a square design (A = 2.35 m × 2.35 m), the values of A_{root} and γ_{root} are: 1.20 m × 2.35 m and 0.80, respectively. As presented in Figure 2-1, the proportion of soil area covering the root system is simplified to a rectangular soil block of area A_{root}. Although Araya (2005) showed that the soil block at 60 cm from the plant pseudostem (A_{root}) contained 80% of the total roots weight (γ_{root}), this value varies in time. Therefore, γ_{root} was considered for sensitivity analysis.

Soil-reservoir properties (f_c, f_0/f_c, S_m, S_{fc}/S_m and κ): as stressed above**,** given the conceptual nature of the soil-reservoir in this model, most soil parameters need to be calibrated and will be considered in the sensitivity analysis. Only parameter f_c can be approximated by field measurement, namely by measured values of the soil hydraulic conductivity at natural saturation. The latter property was measured on several andosols in Guadeloupe by Dorel *et al.* (2000) and Cattan *et al.* (2007a) and its observed values varied from 1.7×10^{-5} to 8.3×10^{-5} m s^{-1}. Charlier *et al.* (2008) also measured the hydraulic conductivity at saturation on the soils of the Féfé catchment and observed a mean value of 7.8×10^{-6} m s^{-1}, which is close to the lower variation bound. Accordingly, the reference f_c value was set to 6.9×10^{-6} m s^{-1} which is close to the mean value measured on the Féfé catchment (Charlier *et al.*, 2008) and the variation range of f_c was set between 2.8×10^{-6} to 4.4×10^{-5} m s^{-1}, which varies from a lower value than the reference to a higher value close to the higher variation bound measured by Dorel *et al.* (2000) and Cattan *et al.* (2007a). To fix the reference value and the range of variation of the other parameters we took into account the examples provided by Diskin and Nazimov (1995, 1996) and also performed some preliminary simulations. It should be noted that f_0 has f_c as a lower bound and S_{fc} has S_m and 0 as upper and lower bounds, respectively. Thus, instead of defining the range of variation of f_0 and S_{fc} we defined the range of variation of the ratios f_0/f_c and S_{fc}/S_m in order to ensure that the adopted values of f_0 and S_{fc} always remain consistent with the f_c and S_m values in the sensitivity analysis.

Transfer parameters (C_p, D_p, C_c, D_c): the plot parameters were fixed according to the values calibrated by Charlier (2007) on a plot of andosol like those on Féfé catchment whereas the channel parameters were arbitrarily fixed.

2.3.2 Analysis of a test run of the model

2.3.2.1 At the seasonal scale

Table 2-3 gives the values of the simulated water balance terms over the 224 days of the simulation period whereas Figure 2-3 shows the temporal variation of the terms for both plot compartments, R and NR.

	Plot	Compartment R	Compartment NR
Rainfall [mm]	2309	4807	1685
Surface runoff [mm]	34	171	0
Infiltration [mm]	2275	4635	1685
Evapotranspiration [mm]	921	1433	793
Percolation [mm]	1331	3165	872

Table 2-3: Simulated water balance terms over the simulation period over the whole plot, the Runoff (R) and No Runoff (NR) compartments

As expected the two compartments reacted very differently to incident rainfall. The rainfall intensities reaching the soil surface were systematically much larger on the R compartment than on the NR compartment, on average 2.9 times larger on R than on NR. Consequently, surface runoff occurred in the R compartment whereas it was nil in the NR compartment. Moreover infiltration and percolation fluxes were much higher in R than in NR, their cumulated values being 2.8 and 3.6 times larger in R, respectively. This illustrates the impact of canopy redistribution of rainfall. Without canopy redistribution, incident rainfall intensities generally do not exceed the high infiltration capacity of andosols. But the increase of rainfall rate at the plant foot by stemflow leads to exceed locally the infiltration capacity and, in turn, to generate surface runoff and increase infiltration and percolation. Besides it can be noted that evapotranspiration is also larger on R than on NR, its ratio being 1.8 on average. This has to be linked essentially to the heterogeneity of the banana rooting system which favours larger root extraction in the vicinity of the banana trunks, namely in the R compartment.

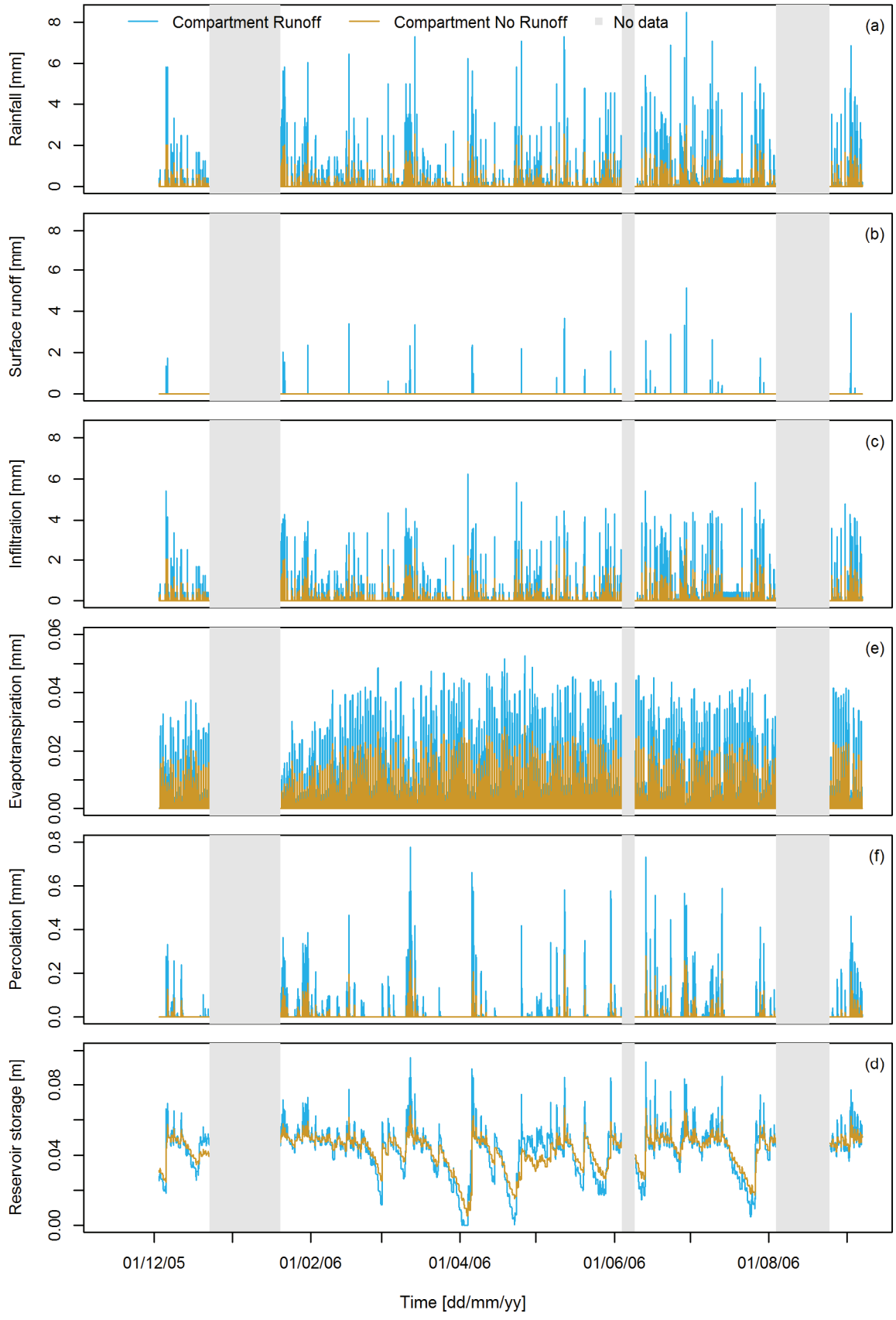

Figure 2-3: Simulated water balance terms at 2min time step during the simulation period in 2006 in the Runoff and No Runoff compartments

On the contrary to the previous variables, the general trends of the simulated soil water storages over the whole simulation period were not very different between the two compartments and followed rainfall patterns. This can be explained by the fact that differences in infiltration, percolation and evapotranspiration between R and NR compensated each other. Nevertheless large differences can be seen at short time scale, especially during the rainfall events and drying periods. During rainfall events, soil water storage rose much more in R than in NR, its maximal value was 0.093 m in R and 0.066 m only in NR. This can be related to the larger infiltration in R. But depletion of soil water storage is also larger in R than in NR due to the larger percolation fluxes. Thus, after the rainfall events soil water storage values in two compartments converged again. During the drying phases (see for example the four peaks in end of February, April and end of July) soil water storage decreased always faster in R than in NR. This can be related to the larger evapotranspiration in R. It is consistent with observation from Cattan *et al.* (2007b) who observed slighter drying in the inter-rows of banana plants, which corresponds to NR, than under the banana rows, which corresponds to R. Eventually, it should be noted that soil water storage never reached full saturation which can be explained by the large percolation fluxes and is in agreement with the observations of soil water potential made by Cattan *et al.* (2007b) in a banana field on andosols.

2.3.2.2 At the rainfall event scale

To illustrate the model behaviour at short time scales we analyse the differences in simulated surface runoff, infiltration and percolation fluxes for a typical rainfall event. We examine a single-rainfall event (on 16/02/2006) (Figure 2-4). Its rainfall depth was 18.1 mm and its initial soil infiltration capacity in R as related to its initial soil water storage was high as it was high in NR. The simulated variations of infiltration capacity are shown superimposed on the rainfall hyetograph, namely the sum of runoff and infiltration in the figures, to highlight the runoff-infiltration partitioning. During the rainfall event, as expected, rainfall intensities were much larger in R than in NR. Moreover, the infiltration capacity decreased in both compartments throughout the event due to an increase in soil water storage. The decrease was somewhat larger in the R compartment given the higher infiltration fluxes in this compartment. Consequently, it must be mentionned that surface runoff is favoured in R not only because rainfall intensities are larger in R than in NR but also because infiltration capacities are generally kept smaller in R during a rainfall event due to a larger infiltration fluxes at the start of the event. Eventually it can be noted that percolation fluxes were also larger in R than in NR where they were small or nil. Moreover percolation exhibited its peak a few minutes after the rainfall peak and decreased progressively after the end of rainfall.

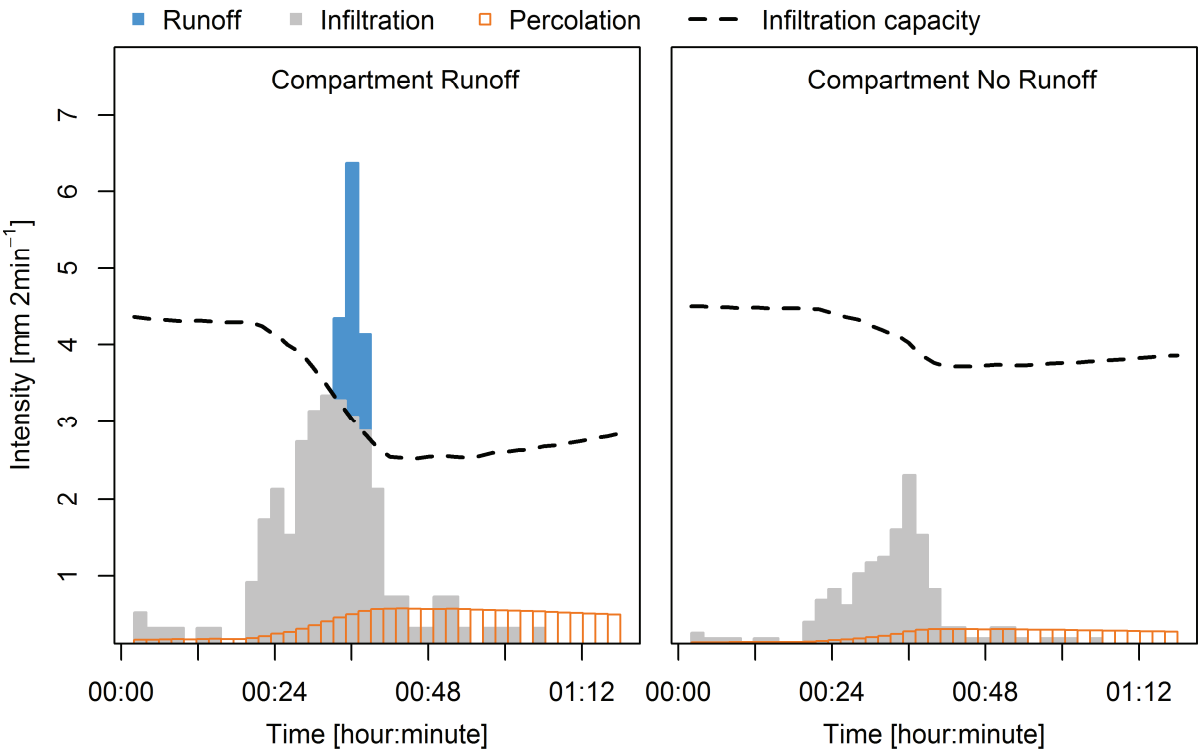

Figure 2-4: Reference simulated runoff-infiltration partitioning of a single-rainfall event in compartments Runoff and No Runoff

2.3.1 Sensitivity analyses

The sensitivity analyses focused on the stemflow and water balance functions which are the original parts of our hillslope water budget model. Thus, the analysis examined the sensitivity of the model to the parameters of these functions. It was carried out on seven parameters β, f_c, f_0/f_c, S_m, S_{fc}/S_m, κ, and γ_{root} out of the nine model parameters. The ratio P_{sf}/P and A_{root} were not considered because their influence in the model is closely linked to β and γ_{root}, respectively.

To perform the sensitivity analyses we defined a grid of parameter values by using the lower and upper variation bounds of each parameter as described in Section 2.3.1 (see Table 2-2) and by subdividing each interval of variation into eleven regular steps. In the specific case of κ whose range covers several orders of magnitude, we chose regular intervals on a logarithmic scale.

2.3.1.1 Local sensitivity analysis results

Figure 2-5 shows the simulated changes in the hillslope water budget components when one parameter at a time is changed while all remaining parameters are set to the reference values. Note that for surface runoff, given the magnitude of its relative variations, there are

two sets of figures with different scales of the y-axis. The results are commented parameter by parameter:

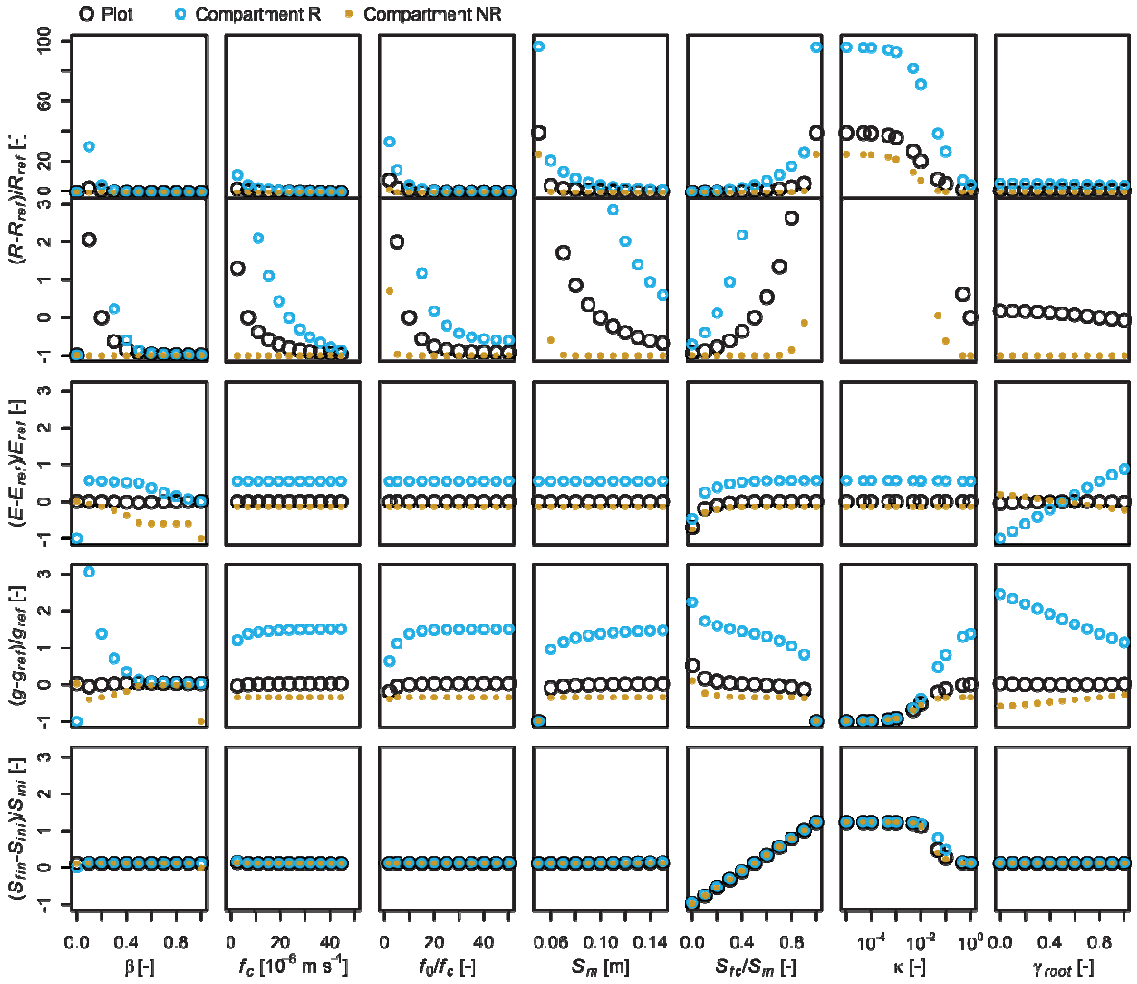

Figure 2-5: Results of the local sensitivity analysis

1. The sensitivity to β indicates the overall influence of the redistribution effect by the canopy on the soil water balance. When β is 0 or 1 there is no redistribution. The maximum observed relative differences with respect to the reference simulation were 3 for plot surface runoff (R) and close to 0 for plot percolation (g), evapotranspiration (E) and final soil water storage (S_{fin}). The difference is large for surface runoff, it illustrates the sensitivity of the model to β and the potential influence of canopy redistribution on this water balance component. The largest surface runoff occurred when β was the smallest but different from 0. Indeed when the area receiving stemflow is the smallest, rainfall intensity on this area is the highest, which promotes Hortonian runoff and thereby decreases infiltration and percolation. It is also worth to notice that for β values larger than 0.4 redistribution had no significant effect on any of the plot water balance terms: for large values of β the increase in rainfall intensities on R due to stemflow is limited since the area receiving it is large. The simulations also showed significant differences in the water balance terms between the NR and R compartments. These differences

vanished, again, for surface runoff and percolation when β was above 0.4. They however remained for the evapotranspiration fluxes, which has to be related to the influence of the heterogeneity of rooting density between the R and NR compartments whatever β. To summarize, the major influence of canopy redistribution is on surface runoff and can be seen when the compartment receiving stemflow does not exceed 40% of the whole plot. The other water balance terms may exhibit large variation between the R and NR compartments but their plot values are not sensitive to β.

2. Minimum (f_c) and maximum (f_0) infiltration capacities had also a significant influence on plot runoff and little influence or no influence on plot percolation, evapotranspiration and soil water storage. Of course, when infiltration capacities are small there is an increase in surface runoff. However, this has little influence on water storage and evapotranspiration because both soil infiltration and percolation vary almost in the same way.

3. The value of S_m, the maximum storage capacity, had like the previous parameters a large impact on surface runoff and almost no impact on the other water balance terms. The smallest is S_m the larger is surface runoff, since full soil saturation is most easily reached which limits the average actual soil infiltration capacity. Besides, whatever the S_m values, evapotranspiration volumes remain the same, meaning that the soil-reservoir never dries fully, which is expected in this very humid tropical climate. In contrast to S_m, the water storage at field capacity (S_{fc}), exerted a larger influence on evapotranspiration, percolation and soil water storage. For decreasing values of S_{fc} a continuous increase in percolation occurred which promoted a continuous decrease in water storage and surface runoff. This is in accordance with the direct dependence of percolation to S_{fc} in Equations (2-10) and (2-11), and the links between percolation, water storage and surface runoff. Change in evapotranspiration was however not proportional to S_{fc} since it decreased only when S_{fc} became less than half of S_m, which corresponds to the cases where percolation dried out the soil water available for evapotranspiration.

4. Similarly to the S_{fc}, κ controls directly percolation. The lower the κ, the lower the percolation flows. For κ lower than 10^{-4} the percolation volumes are null which characterizes the presence of a shallow impeding subsoil layer that prevents percolation outflow. As can be seen in Figure 2-5, when the value of κ decreases, there is a drastic increase of surface runoff by soil saturation excess. This especially occurred on compartment R where rainfall is maximal. Last, evapotranspiration was not significantly affected by κ.

5. Eventually, the plot water balance terms were not or almost not sensitive to the variations of γ_{root}. This was rather surprising since this parameter influences directly the distribution of evapotranspiration between compartments R and NR.

Nevertheless it may be explained by the fact that in the test conditions rainfall was abundant and water deficit almost never occurred during the simulation period.

To sum up, the local sensitivity analysis indicates two major points:

1. The predicted surface runoff, whether at the plot scale or at the scale of the compartments R and NR, is sensitive to all parameters. It must however be underlined that the sensitivity to β is noticeable only when its values are below a given threshold and that the sensitivity to γ_{root} is small.

2. The predicted plot percolation, evapotranspiration and change in soil water storage are almost not sensitive to the model parameter values, except to the ratio S_m/S_{fc} and to κ. However the predicted differences in percolation and evapotranspiration between the two compartments are sensitive to the model parameters.

2.3.1.2 Global sensitivity analysis

The parameter interdependences are already apparent, and hence, sensitivity evaluated at some reference parameter values may be very different from the statistics obtained using other parameter sets. In addition, the sensitivity statistics do not properly account for parameter correlations, implying that parameters that seem to be insensitive may have important correlations with other parameters that are essential for the model behaviour. Therefore, a global sensitivity analysis including all the tested parameters, that influence the model were performed to complete the local technique, except for γ_{root} to which the model was not sensitive.

i. Tested parameter sampling

For each selected parameter for global sensitivity analysis four to five values were selected within a large range of values (Table 2-2). As mentioned, even though the model variables are weakly affected by some extreme parameter values in the local sensitivity analysis, it may not be the case in the global sensitivity analysis. Additional values of β (between 0 and 0.1) and S_m (over 0.15 m) were considered to evaluate the impact of a very low β and a larger soil-reservoir on the model behaviour, respectively. Since γ_{root} exhibited no significant influence in the local sensitivity analysis, it was kept to its reference value. Thus the global sensitivity analysis only concerned six parameters out of the seven considered in the local sensitivity analysis.

A six-parameter space more restricted than the local sensitivity analysis bounds was explored by a multi-target sensitivity analysis based on hypercube sampling and regression analysis. For a global sensitivity analysis, all parameters vary at the same time (Homma and Saltelli, 1996; van Griensven *et al.*, 2006). In this context, all the combinations of the six tested parameters were simulated. A total of 8000 model runs were conducted. To

characterize the influence of the parameters on the global water balance and also on the model behaviour, the following criteria were calculated for each tested parameters combination: the total runoff (R), evapotranspiration (E) and percolation (g), and the average state variables S_{NRav} and S_{Rav} that represent storage evolution of the reservoir element for the No Runoff and Runoff compartments, respectively. Then, a simple linear regression analysis was performed for all parameters and all criteria.

ii. Results

Figure 2-6 shows the observed coefficients of determination R^2 between each parameter and several water budget variables. Surprisingly, the stemflow parameter β appeared almost uncorrelated with the soil water budget terms. This may that β exerts a non linear effect, that exist only if its value remains below a given threshold that certainly depends on the soil-reservoir characteristics. The minimum infiltration capacity f_c influences negatively surface runoff production and positively percolation whereas the overall linear correlation between ratio f_0/f_c and water budget variables is small. This may be related to the fact that, given the rainy climate of this tropical case study, the degree of soil water storage is high on average, and in turn the soil infiltration capacity is most often close to f_c than to f_0, which explains why the simulated soil water balance terms are much more correlated to f_c than to the ratio f_0/f_c. Concerning the reservoir geometric characteristics, both parameters, the maximum storage S_m and the ratio S_m/S_{fc}, affect positively the average storage in both compartments, as expected. Indeed, the higher the S_{m}, the slower the reservoir depletion leading to high values of storage during the simulation period. Furthermore, the storage variation is co-controlled by the ratio S_m/S_{fc} and the higher S_m/S_{fc}, the lower the percolation which is consistent with a negative correlation between S_m/S_{fc} and the percolation term. While S_m is naturally and positively correlated to the evapotranspiration, the ratio S_m/S_{fc} influences positively the evapotranspiration through the limitation of percolation as mentioned in Section 2.3.3.1. Finally, the percolation parameter κ affects the runoff and percolation terms of the water balance.

The results of the global sensitivity analysis are consistent with the local analysis by confirming the sensitivity of the predicted soil water balance terms to parameters f_c, S_m, S_m/S_{fc}, and κ. They however differ about the absence of sensitivity of model predictions to parameters β and f_0/f_c.

2.4 Discussion and conclusions

The test runs and sensitivity analyses of the model in the case of banana fields in a tropical rainy climate indicate that the model produces results that are consistent with prior expectations. The model well predicted an increase in plot surface runoff when the canopy intercepts rainfall and routes it by stemflow to the bottom of the plant trunk where it exceeds locally the infiltration capacities of the soil and thereby generates surface runoff, while

throughflow alone did not produce any surface runoff. Accordingly, the model also predicted an increase in percolation fluxes over the plot area receiving stemflow as compared to the remaining plot area. Both of these predictions are in accordance with the field observations of Cattan *et al.* (2007a, 2007b). Besides, the model predictions showed that canopy interception and stemflow influence little or only temporarily the average field evapotranspiration and soil water storage values since there are compensation effects between the field zones with and without stemflow. Finally, it can be stressed that the present model extends the event runoff model developed by Charlier *et al.* (2009), which only simulated the influence of canopy interception on surface runoff during rainfall events with initial saturated soil conditions.

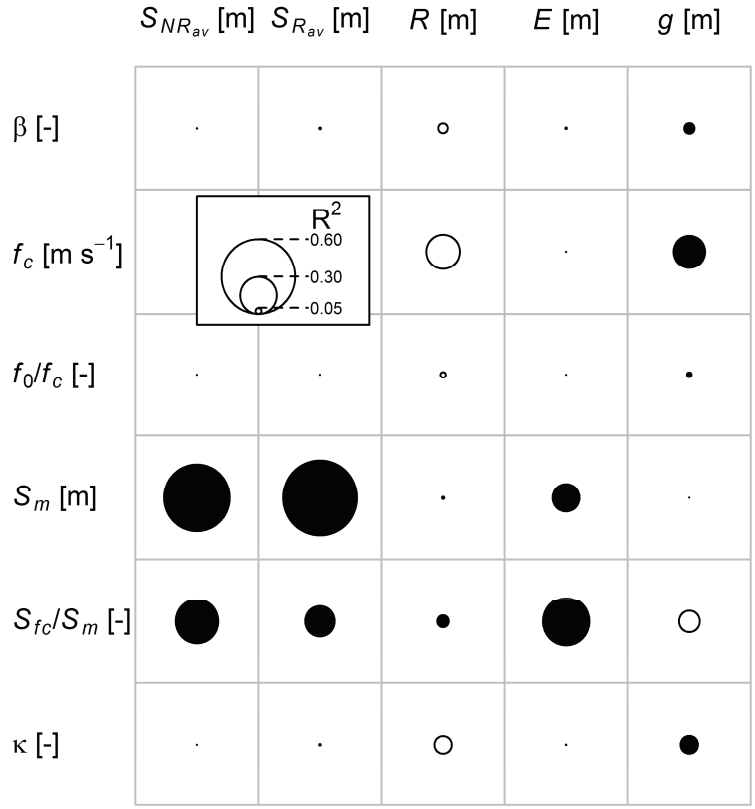

Figure 2-6: Results of the global sensitivity analysis. The radius of the disks is proportional to the coefficient of determination R^2, and white and black disks correspond to negative and positive correlations, respectively

The sensitivity analysis indicated the large influence of several parameters on the simulation results. First, let us point out the influence of parameter β. Indeed, the proportion of the plot area that receives stemflow determines the intensity of rainfall on this area and thereby the occurrence of surface runoff. If the proportion is under-estimated, surface runoff will be overestimated. When the proportion exceeds a given threshold, 0.4 in the case study, stemflow had no longer an effect on the soil water balance terms, since the differences in rainfall intensities between the field zones receiving stemflow in addition to throughfall and those receiving only throughfall became insignificant. This threshold certainly varies according to the intensity of stemflow and to the soil infiltration capacities. It is worth noticing that β is not the parameter exhibiting the largest influence on the simulated values of

water balance at the plot scale, but it is the one exerting the largest impact on the within-field variation of the water balance terms. Two other parameters also have large impact on surface runoff, namely S_m, the maximum soil water storage and κ, the percolation coefficient. Small values of these parameters exacerbate surface runoff by increasing the soil saturation excess phenomenon.

Precise determinations of stemflow magnitude by ratio P_{Sf}/P and of β are critical for obtaining relevant predictions of canopy redistribution effects on soil water balance. In this respect it must be noted that we chose, for simplicity and parsimony in parameters of the model, to assume a constant value for β. Cattan *et al.* (2009) however showed that the zone, where stemflow water infiltrates, may increase when incident rainfall intensity increases. Taking into account the possible temporal changes of β will require many detailed field observations and a thorough analysis of the surface runoff pathways of stemflow which in our opinion should only be considered if prior field evidence suggests that it is important for a precise simulation of surface runoff. Besides, determination of the size of the soil-reservoir, S_m and of its percolation capacity κ appears also important for a precise simulation of the field water balance.

To conclude, in this paper, we have presented and analysed a new model that predicts soil water balance and surface runoff in the specific situations of large rainfall redistribution by canopies and heterogeneous distribution of the rooting system. The model is relatively simple and based on a conceptual bucket approach and has only four parameters adding to those used in traditional water balance models. The additional parameters are P_{Sf}/P, the ratio between stemflow and incident rainfall, β, the proportion of plot area subjected to stemflow and subsequent surface runoff, and A_{root} and γ_{root}, the parameters describing the horizontal variation in the crop rooting system over the plot. The traditional parameters are the properties of the soil-reservoir, namely f_0 and f_c, the maximum and minimum infiltration capacities, S_m and S_{fc}, the soil water storage at its maximum and at field capacity, and κ, a percolation coefficient. Some of these parameters can be estimated from field measurements: those characterizing the canopy, P_{Sf}/P, A_{root} and γ_{root}, and, f_c, whose value is close to the saturated soil hydraulic conductivity. The others are more conceptual and need to be calibrated. The model not only predict the overall field soil water balance but also the within-field variation of the soil water balance when the crop is planted in rows. This specific feature is of particular interest for analysing pollutant transfer like fertilizers and pesticides which are often applied locally according to the planting structure of the crop (see for example Saison *et al.* (2008)). Given the simplicity of this modelling approach, it can be used in distributed hydrological modelling approach and improve hydrological predictions for catchments exhibiting major canopy redistribution processes.

References

Araya, M., 2005. Stratification and spatial distribution of the banana (*Musa* AAA, Cavendish subgroup, cvs "Valery" and "Grande naine") root system. Corporacion Bananera Nacional (CORBANA S.A.) Apdo 390 7210 Guapiles, Costa Rica.

Belk, E.L., Markewitz, D., Rasmussen, T.C., Maklouf Carvalho, E.J., Nepstad, D.C., Davidson, E.A., 2007. Modeling the effects of throughfall reduction on soil water content in a Brazilian Oxisol under a moist tropical forest. Water Resources Research 43.

Beven, K., 2006. A manifesto for the equifinality thesis. Journal of Hydrology 320, 18–36.

Bruckler, L., Lafolie, F., Doussan, C., Bussieres, F., 2004. Modeling soil-root water transport with non-uniform water supply and heterogeneous root distribution. Plant and Soil 260, 205–224.

Cattan, P., Bussière, F., Nouvellon, A., 2007a. Evidence of large rainfall partitioning patterns by banana and impact on surface runoff generation. Hydrological Processes 21, 2196–2205.

Cattan, P., Voltz, M., Cabidoche, Y.-M., Lacas, J.-G., Sansoulet, J., 2007b. Spatial and temporal variations in percolation fluxes in a tropical Andosol influenced by banana cropping patterns. Journal of Hydrology 335, 157–169.

Cattan, P., Ruy, S.M., Cabidoche, Y.-M., Findeling, A., Desbois, P., Charlier, J.B., 2009. Effect on runoff of rainfall redistribution by the impluvium-shaped canopy of banana cultivated on an Andosol with a high infiltration rate. Journal of Hydrology 368, 251–261.

Chang, S., Matzner, E., 2000. The effect of beech stemflow on spatial patterns of soil solution chemistry and seepage fluxes in a mixed beech/oak stand. Hydrological Processes 14, 135–144.

Charlier, J.B., 2007. Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical. Université de Montpellier II, Montpellier, France.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2008. Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. Hydrological Processes 22, 4355–4370.

Charlier, J.-B., Moussa, R., Cattan, P., Cabidoche, Y.-M., Voltz, M., 2009. Modelling runoff at the plot scale taking into account rainfall partitioning by vegetation: application to stemflow of banana (*Musa* spp.) plant. Hydrology and Earth System Sciences 13, 2151–2168.

Crockford, R., Richardson, D., 2000. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. Hydrological Processes 14, 2903–2920.

Diskin, M.H., Nazimov, N., 1995. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. Journal of Hydrology 172, 313–330.

Diskin, M.H., Nazimov, N., 1996. Ponding time and infiltration capacity variation during steady rainfall. Journal of Hydrology 178, 369–380.

Dorel, M., Roger-Estrade, J., Manichon, H., Delvaux, B., 2000. Porosity and soil water properties of Caribbean volcanic ash soils. Soil Use and Management 16, 133–140.

Durocher, M., 1990. Monitoring spatial variability of forest interception. Hydrological Processes 4, 215–229.

Fabre, J.C., Louchart, X., Moussa, R., Dagès, C., Colin, F., Rabotin, M., Raclot, D., Lagacherie, P., Voltz, M., 2010. OpenFLUID: a software environment for modelling fluxes in landscapes, in: LandMod 2010: International Conference on Integrative Landscape Modelling. Symposcience, Montpellier, France.

Gomez-Delgado, F., Roupsard, O., le Maire, G., Taugourdeau, S., Perez, A., van Oijen, M., Vaast, P., Rapidel, B., Harmand, J.M., Voltz, M., Bonnefond, J.M., Imbach, P., Moussa, R., 2011. Modelling the hydrological behaviour of a coffee agroforestry basin in Costa Rica. Hydrology and Earth System Sciences 15, 369–392.

Harris, D., 1997. The partitioning of rainfall by a banana canopy in St Lucia, Windward Islands. Tropical Agriculture 74, 198–202.

Herwitz, S., 1986. Infiltration-excess caused by stemflow in a cyclone-prone tropical rain-forest. Earth Surface Processes and Landforms 11, 401–412.

Homma, T., Saltelli, A., 1996. Importance measures in global sensitivity analysis of nonlinear models. Reliability Engineering and System Safety 52, 1–17.

Hupet, F., Vanclooster, A., 2005. Micro-variability of hydrological processes at the maize row scale: implications for soil water content measurements and evapotranspiration estimates. Journal of Hydrology 303, 247–270.

Kozak, J.A., Ahuja, L.R., Green, T.R., Ma, L., 2007. Modelling crop canopy and residue rainfall interception effects on soil hydrological components for semi-arid agriculture. Hydrological Processes 21, 229–241.

Levia, D.F., Frost, E.E., 2003. A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems. Journal of Hydrology 274, 1–29.

Li, X.-Y., Yang, Z.-P., Li, Y.-T., Lin, H., 2009. Connecting ecohydrology and hydropedology in desert shrubs: stemflow as a source of preferential flow in soils. Hydrology and Earth System Sciences 13, 1133–1144.

Liang, W.-L., Kosugi, Ken'ichirou, Mizuyama, T., 2009. A three-dimensional model of the effect of stemflow on soil water dynamics around a tree on a hillslope. Journal of Hydrology 366, 62–75.

Liang, W.-L., Kosugi, K., Mizuyama, T., 2011. Soil water dynamics around a tree on a hillslope with or without rainwater supplied by stemflow. Water Resources Research 47.

Llorens, P., Domingo, F., 2007. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. Journal of Hydrology 335, 37–54.

Madsen, H., 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. Journal of Hydrology 235, 276–288.

Moussa, R., Bocquillon, C., 1996. Algorithms for solving the diffusive wave flood routing equation. Hydrological Processes 10, 105–124.

Moussa, Roger, Voltz, Marc, Andrieux, P., 2002. Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. Hydrological Processes 16, 393–412.

Návar, J., 2011. Stemflow variation in Mexico's northeastern forest communities: Its contribution to soil moisture content and aquifer recharge. Journal of Hydrology 408, 35–42.

Neave, M., Abrahams, A., 2002. Vegetation influences on water yields from grassland and shrubland ecosystems in the Chihuahuan Desert. Earth Surface Processes and Landforms 27, 1011–1020.

Paltineanu, I., Starr, J., 2000. Preferential water flow through corn canopy and soil water dynamics across rows. Soil Science Society of America Journal 64, 44–54.

Polyakov, V., Fares, A., Kubo, D., Jacobi, J., Smith, C., 2007. Evaluation of a non-point source pollution model, AnnAGNPS, in a tropical watershed. Environmental Modelling & Software 22, 1617–1627.

Ragab, R., Bromley, J., 2010. IHMS-Integrated Hydrological Modelling System. Part 1. Hydrological processes and general structure. Hydrological Processes 24, 2663–2680.

Ragab, R., Bromley, J., Doerflinger, G., Katsikides, S., 2010. IHMS-Integrated Hydrological Modelling System. Part 2. Application of linked unsaturated, DiCaSM and saturated zone, MODFLOW models on Kouris and Akrotiri catchments in Cyprus. Hydrological Processes 24, 2681–2692.

Saison, C., Cattan, P., Louchart, X., Voltz, M., 2008. Effect of spatial heterogeneities of water fluxes and application pattern on cadusafos fate on banana-cultivated andosols. Journal of Agricultural and Food Chemistry 56, 11947–11955.

Sansoulet, J., Cabidoche, Y.-M., Cattan, P., Ruy, S., Simunek, J., 2008. Spatially distributed water fluxes in an andisol under banana plants: Experiments and three-dimensional modeling. Vadose Zone Journal 7, 819–829.

Tanaka, T., Taniguchi, M., Tsujimura, M., 1996. Significance of stemflow in groundwater recharge. 2: A cylindrical infiltration model for evaluating the stemflow contribution to groundwater recharge. Hydrological Processes 10, 81–88.

Taniguchi, M., Tsujimura, M., Tanaka, T., 1996. Significance of stemflow in groundwater recharge. 1: Evaluation of the stemflow contribution to recharge using a mass balance approach. Hydrological Processes 10, 71–80.

Timlin, D., Pachepsky, Y., Reddy, V., 2001. Soil water dynamics in row and interrow positions in soybean (*Glycine max* L.). Plant and Soil 237, 25–35.

van Griensven, A., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Diluzio, A., Srinivasan, R., 2006. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. Journal of Hydrology 324, 10–23.

Wigmosta, M.S., Vail, L.W., Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. Water Resources Research 30, 1665-1679.

Zhang, Z., Chen, X., Ghadouani, A., Shi, P., 2011. Modelling hydrological processes influenced by soil, rock and vegetation in a small karst basin of southwest China. Hydrological Processes 25, 2456–2470.

Chapitre 3

Is it necessary to account for stemflow to simulate plot surface runoff? A case study with a highly rainfall redistributive canopy

Sommaire

3.1 Introduction 89
3.2 Water balance model with stemflow 90
3.3 Presentation of the case study 93
3.3.1 Study site and measurement period 93
3.3.2 Water balance of the subcatchment 93
3.3.3 Characteristics of the rainfall and runoff events 94
3.3.4 Simulation characteristics 95
3.4 Model calibration framework 95
3.4.1 Hypercube parameter search and specification of performance criteria 96
3.4.2 Multi-objective optimization 96
3.4.3 Comparison of SF and NoSF optimal solutions 97
3.5 Results and discussion 98
3.5.1 Calibration of the model with stemflow (SF) 98
3.5.2 Calibration of the model without stemflow (NoSF) 101
3.5.3 Comparison of SF and NoSF calibration results 103
3.6 Conclusion 108
References 110

Chapitre 3

Is it necessary to account for stemflow to simulate plot surface runoff? A case study with a highly rainfall redistributive canopy

3.1 Introduction

Canopies can be a source of spatial and temporal heterogeneity in rainfall height and intensity reaching the soil due to their redistribution of incident rainfall into throughfall and stemflow. Stemflow corresponds to the water collected by the canopy that runs along the plant stem and reaches the soil as a concentrated flux at the base of the plant (Herwitz, 1986; Cattan *et al.*, 2007a). Throughfall is a combination of direct precipitation and water dripping from leaves and branches. Many studies have quantified the impacts of rainfall partitioning and redistribution by vegetation structure (see reviews by Crockford and Richardson, 2000; Levia and Frost, 2003; Llorens and Domingo, 2007). Rainfall redistribution influences the spatial patterning and dynamic of soil moisture content (Durocher, 1990; Harris, 1997; Chang and Matzner, 2000; Paltineanu and Starr, 2000; Timlin *et al.*, 2001; Li *et al.*, 2009; Liang *et al.*, 2011; Návar, 2011). Návar (2011) showed that stemflow influenced areas receive on average 4.5 times more water than open areas (incident rainfall influenced areas) in temperate forests whereas Aboal *et al.* (1999) observed that, in a laurel forest, precipitation could be concentrated up to 12.8 times by stemflow. Indeed, stemflow concentrates rainfall to the soil around the plant stems, leading to increased heterogeneities in evapotranspiration (Timlin *et al.*, 2001; Hupet and Vanclooster, 2005), percolation fluxes (Cattan *et al.*, 2007b; Sansoulet *et al.*, 2008), groundwater recharge (Taniguchi *et al.*, 1996) and surface runoff generation (Neave and Abrahams, 2002; Cattan *et al.*, 2007a, 2009). Thus, taking into account stemflow in hydrological modelling for canopies exhibiting intense rainfall redistribution processes seems essential.

Accordingly, in the previous chapter, we have developed a simple model based on a conceptual bucket approach, which predicts the soil water balance and surface runoff at plot scale in the specific situations of intense rainfall redistribution by canopies and large stemflow and heterogeneous rooting system. The test runs and sensitivity analyses of the model in the case of banana fields in a tropical rainy climate confirmed that stemflow influences the within-plot heterogeneity of most soil water balance components and is likely to have a main impact on the average plot values of surface runoff and percolation. To account for stemflow, the model includes two parameters: the ratio between stemflow and incident rainfall, P_{Sf}/P, and the proportion of plot area, β, subjected to stemflow. The former

parameter can be estimated from field measurements whereas the latter parameter is more conceptual and needs to be calibrated.

It is however questionable whether and how the additional complexity of a water balance model with a stemflow function improves the simulation of surface runoff for plots with intense rainfall redistributive canopies. In this chapter, to address the latter question, we present a comparison on a real case study of the application of the model with the stemflow function with the application of a similar version without this function. The case study concerned the simulation of surface runoff exiting a tropical hillslope consisting of two banana fields with a channel collecting surface flow from the fields. It allows to evaluate the benefits of the stemflow function in the case of a highly redistributive canopy that exhibits rainfall rate at the banana plant foot that is 28-fold higher than the incident rainfall rate (Cattan *et al.*, 2007a, 2009). We calibrated the two models independently with a calibration procedure combining a hypercube parameter search followed by a multi-start automatic optimization procedure. The model calibrations were carried out on 224-day period during both dry and rainy seasons. The performance of the two models in reproducing the dynamics of surface runoff at seasonal and rainfall event scales were then analyzed. This chapter presents i) the modelling approaches with and without stemflow, ii) the case study, iii) the model calibration framework and iv) the results that were obtained.

3.2 Water balance model with stemflow

The model predicts soil water balance and surface runoff in the specific situations of large rainfall redistribution by canopies and heterogeneous distribution of the rooting system. Full details about the modelling approach are given in the previous chapter. Here we just summarize its main principles. The water balance model is relatively simple and is based on a conceptual bucket approach which partitions a plot into two hydraulic compartments. These are a “Runoff” (R) compartment collecting the rainfall fluxes comprising all stemflow and the part of throughfall falling on its area and a “No Runoff” (NR) compartment for the rest of the plot collecting the rainfall fluxes corresponding to the remaining part of throughfall. The model includes also five functions presented in Figure 3-1:

1. The first function is the stemflow function, which simulates rainfall redistribution considering the characteristics of the vegetation canopy. The stemflow function partitions incident rainfall into stemflow and throughfall and redistributes these fluxes into the two hydraulic compartments.

2. Three other functions, namely the runoff-infiltration, the percolation and the evapotranspiration functions are the soil water balance functions simulating partitioning between surface runoff and infiltration, soil percolation and plant evapotranspiration by a reservoir approach in each hydraulic compartment.

3. The last function is a transfer function that i) represents the transfer of surface runoff across the plot and in a channel collecting plot runoff and ii) simulates the discharge at the outlet of the channel.

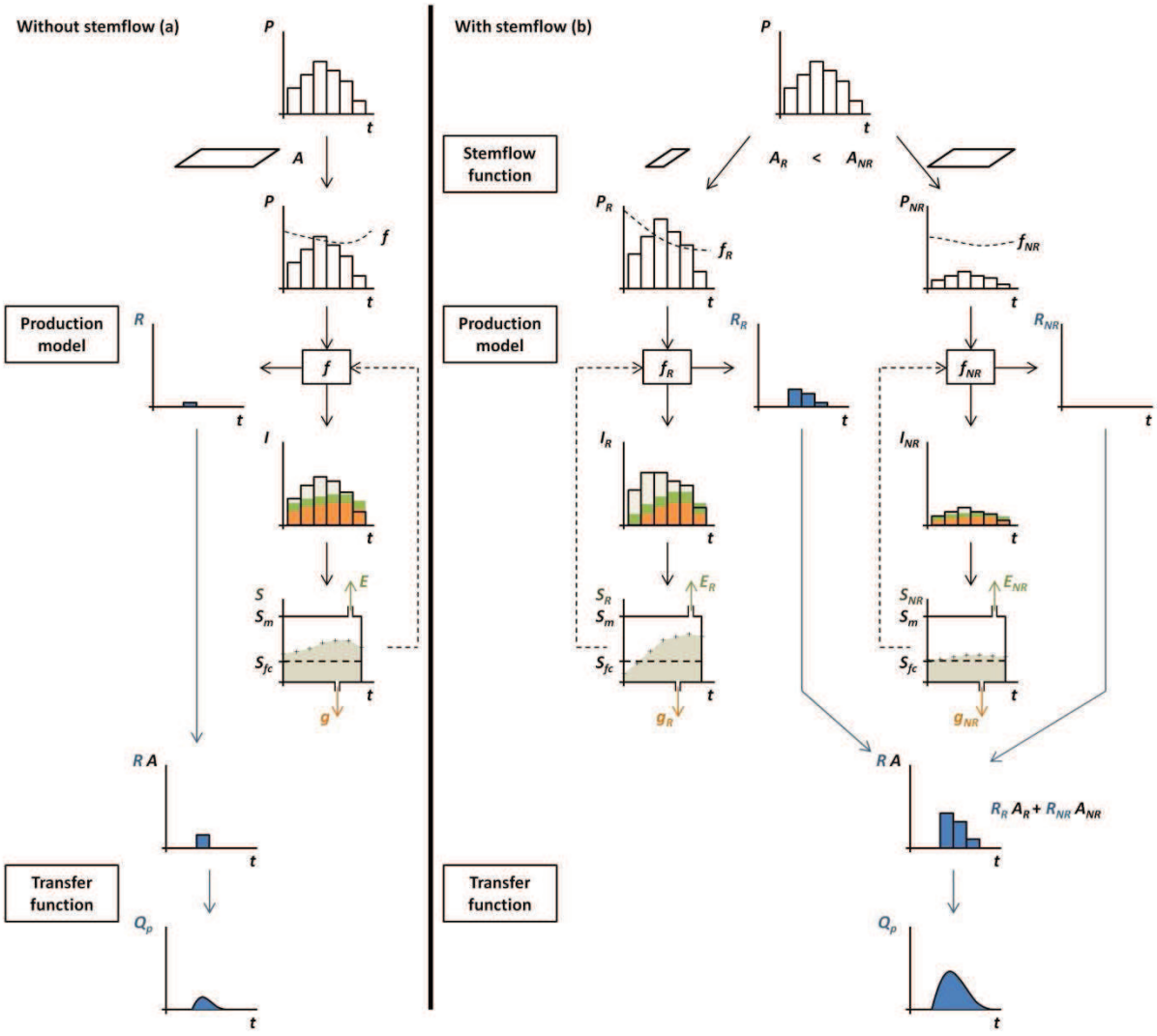

Figure 3-1: Model structures without and with a stemflow function, coupled with a production model and a transfer function; with t the time, the incident rainfall P and partitioned rainfalls P_R and P_{NR} reaching the plot of area A, the areas A_R and A_{NR}, respectively; the infiltration capacities f, f_R and f_{NR}, runoffs R, R_R and R_{NR}, and infiltrations I, I_R and I_{NR} on the areas A, A_R and A_{NR}, respectively; the storages S, S_R and S_{NR}, evapotranspirations E, E_R and E_{NR}, and vertical flows g, g_R and g_{NR} of the area A, A_R and A_{NR} soil-reservoirs, respectively; and the simulated discharge Q_p at the outlet of the plot A. A_R and A_{NR} correspond to the areas of the compartment "Runoff" and the compartment "No Runoff", respectively. S_m and S_{fc} correspond to the maximum storage and the storage at field capacity, respectively

The model with stemflow, called hereafter "SF", has four parameters adding to those of a model without stemflow, called hereafter "NoSF". These are P_{Sf}/P, the ratio between stemflow and incident rainfall, β, the proportion of plot area subjected to stemflow and subsequent surface runoff, and, A_{root} and γ_{root}, the parameters describing the horizontal variation in the crop rooting system over the plot. The other parameters are the properties of the soil-reservoir, namely f_0 and f_c, the maximum and minimum infiltration capacities, S_m and

S_{fc}, the soil water storage at its maximum and at field capacity, and κ, a percolation coefficient. Some of these parameters can be estimated from field measurements: those characterizing the canopy, P_{Sf}/P, A_{root} and γ_{root}, and, f_c, whose value is close to the saturated soil hydraulic conductivity. The others need to be calibrated.

The model NoSF (see Figure 3-1) does not include the stemflow function and only considers one hydraulic compartment per plot. Thus, it has as parameters only those describing the soil reservoir. Table 3-1 lists the parameters of the two model versions with and without the stemflow function.

Parameter [unit]	Description	Value for the case study	
	Measured parameters		
A [m^2]	Area of the plot	1532.6 (P1)	968.1 (P2)
L_p [m]	Distance from the centre of gravity of the plot to the channel collecting the outflow	24.3 (P1)	20.2 (P2)
L_c [m]	Channel length	66.9	
	Fixed parameters		
P_{Sf}/P [-]	Ratio between stemflow (P_{Sf}) and incident rainfall (P)	32.5	
A_{root} [m^2]	Area of soil block centered on the plant stem	782.6 (P1)	494.3 (P2)
γ_{root} [-]	Proportion of the root system within the soil block under A_{root}	0.80	
C_p [m s^{-1}]	Celerity of the plot	0.086	
D_p [m^2 s^{-1}]	Diffusivity of the plot	2	
C_c [m s^{-1}]	Celerity of the channel	0.570	
D_c [m^2 s^{-1}]	Diffusivity of the channel	2	
	Parameters to be calibrated		
β [-]	Proportion of the plot area that is submitted to the influence of stemflow	-	
f_c [10^{-6} m s^{-1}]	Minimum infiltration capacity	-	
f_0/f_c [-]	Ratio between maximum (f_0) and minimum infiltration capacities (f_c)	-	
S_m [m]	Maximum storage height in the soil-reservoir	-	
S_{fc}/S_m [-]	Ratio between storage height at field capacity (S_{fc}) and maximum storage (S_m)	-	
κ [-]	Percolation coefficient	-	

Table 3-1: Model parameters. P1 and P2 mean “plot 1” and “plot 2”

3.3 Presentation of the case study

3.3.1 Study site and measurement period

The study site is a hillslope area (2 500 m^2) (16°03'56"N and 61°37'17"W, 370 m ASL), called Moïse-Haut, comprising two plots entirely planted with banana and a channel collecting surface flow from the plots. Soils over the area are classified as Umbric Andosol (WRB IWG, 2006), which Dorel *et al.* (2000) studied in detail. The climate is humid tropical with an average annual rainfall of 4 200 mm. There are two seasons: dry in February-March and rainy from July to November. Given the nonlimiting water supply conditions in the humid tropics, Charlier *et al.* (2008) assumed that the actual evapotranspiration can be considered as being equal to potential evapotranspiration and is estimated to represent 31% of an average annual rainfall.

The monitoring period lasted 224 days from 3 Dec. 2005 to 6 Sep. 2006.

Rainfall intensities were measured at four sites within a 17.8-ha area using tipping bucket rain gauges (ARG100, Campbell Scientific, Shepshed, Leicestershire, UK), with a sensitivity of 0.2 mm of rain per tip. Measurements from each rain gauge were integrated over a 2-min time step. We did not observe any space dependence of the recorded precipitations upstream and downstream from the area. Thus, the average catchment rainfall was estimated as the arithmetic mean of the rainfall values at the four gauges.

Daily reference evapotranspiration values were estimated with an empirical relationship (Morell and Jérémie, 1994) from global radiation measured using a pyranometer (SP1110, Campbell Scientific) at the Neufchâteau station (16°04'38"N and 61°36'04"W, 250 m ASL) located at 2 km from Moïse-Haut. Then, the daily estimates were divided into hourly evapotranspiration values, used during simulations, according to the hourly variation of Penman-Monteith evapotranspiration (Allen *et al.*, 1998) per day calculated from meteorological observations made from 1 Dec. 2005 to 31 May 2006 at the Petit-Bourg CIRAD station (10 km from Moïse-Haut).

The gauging station at the hillslope outlet consisted of a composite weir with a 90° V-notch, 0 to 0.24 m high. Water levels were recorded in 2-min time steps using a manometric probe (Diver, Van Essen Instruments, Delft, the Netherlands).

3.3.2 Water balance of the subcatchment

Table 3-2 presents several water balance component values during the monitoring period. The total rainfall (P) was 2 309 mm. Runoff (R) accounted for 3% of the total rainfall whereas estimated evapotranspiration (ET_0) amounted to 40%. Accordingly soil infiltration was the main pathway of rainfall.

	Simulation period	
Duration [d]	224	
Rainfall P [mm]	2309	
Reference evapotranspiration ET_0 [mm]	924	
Runoff R [mm]	77	
Mean surface runoff discharge [mm h^{-1}]	1.4×10^{-2}	
R/P [%]	3.3	
	Rainfall-runoff events	**Rainfall only events**
Number of events [-]	144	264
Rainfall depth P [mm]	1.2 - 35.2 [8.5]	1.0 - 16.8 [3.1]
Duration of rainfall event [min]	4 - 268 [45]	4 - 380 [57]
Mean rainfall intensity [mm h^{-1}]	2 - 62 [15]	1 - 41 [7]
Maximum rainfall intensity over 2 min [mm h^{-1}]	8 - 122 [50]	3 - 90 [24]
Duration of runoff event [min]	6 - 172 [42]	-
Runoff depth R [mm]	1.1×10^{-2} - 3.9 [0.5]	-
Peakflow [mm h^{-1}]	2.4×10^{-2} - 24.9 [3.3]	-
R/P [%]	0.2 - 23.7 [5.0]	-

Table 3-2: Water balance and rainfall-runoff events characteristic ranges (mean value in []) of the simulation period

3.3.3 Characteristics of the rainfall and runoff events

A rainfall event was defined as a rainy period in which there was less than 15 min between two successive tips of the tipping bucket of the rain gauge and with rainfall depth higher than 1 mm. The corresponding runoff event was defined as a period in which water flow was never interrupted for over 10 min. The monitoring period contained 408 rainfall events, 264 were rainfall only events (*i.e.* without related runoff event) and 144 were rainfall-runoff events (Table 3-2). The mean rainfall depth and intensity of the rainfall-runoff events were respectively 2.7 and 2.1 times higher compared to the rainfall only events.

The rainfall only events cumulated 812 mm of rainfall depth while the rainfall-runoff events cumulated 1 219 mm of rainfall depth, *i.e.* 35 and 53% of the total rainfall depth of the monitored period, respectively. The remaining 12% corresponds to the rainfall not considered as events (depth < 1 mm). The defined 144 rainfall-runoff events cumulated 74 mm of runoff depth, *i.e.* 96% of the total runoff depth of the monitoring period.

3.3.4 Simulation characteristics

Two of the input variables of the model are the incident rainfall P(t) and the reference evapotranspiration ET_0(t) as described in Section 3.3.1. The last input variable is the Leaf Area Index (LAI) of the banana canopy which is considered grown up and in turn the LAI(t) was estimated constant and equal to 2.9.

The input parameters are described on Table 3-1. The geometric characteristics of the two plots and of the channel (A, L_p and L_c) are fixed according to their measured values. Some parameters are fixed as detailed in Section 2.3.1. P_{Sf}/P is fixed according to an experimental relationship (Cattan *et al.*, 2007a) (Equation 2-22) that relates its value to the banana stand LAI. Concerning the rooting parameters, Araya (2005) observed that the soil block at 60 cm from the plant pseudostem contained 80% of the total roots weight in the excavated area. Accordingly, we defined a proportion of soil area covering the root system which we simplified to a rectangular soil block of area A_{root} (1.20 m × 2.35 m) on a banana plot planted in a square design (A = 2.35 m × 2.35 m) (as presented in Figure 2-1). γ_{root} exhibited no significant influence in the local sensitivity analysis of the model (Section 2.3.3.1) so it is kept to its reference value of 0.80 that corresponds to the proportion of the total roots weight contained in A_{root}.

The plot transfer parameters (C_p and D_p) are fixed according to the values calibrated by Charlier (2007) on a plot of Andosol like those on the study site whereas the channel parameters (C_c and D_c) were arbitrarily fixed. The remaining parameters (β, f_c, f_0/f_c, S_m, S_{fc}/S_m and κ) in Table 3-1 need to be calibrated. The sensitivity analysis of the model, described in the previous chapter, clearly identified them as contributing most to the variability of the model responses.

3.4 Model calibration framework

This framework was applied to the two models, SF and NoSF. The observed discharge data at a 2-min time step was used for calibration and performance evaluation. The calibration framework consisted in two steps:

1. First, a hypercube parameter space was explored to estimate a set of sub-optimal sets of parameter values according to two performance criteria.

2. Second, an automatic optimization of the parameters values was performed using the sub-optimal set of values as starting values.

An automatic optimization algorithm requires user specified parameter ranges and starting values to optimise the model. It is important to stress that such an algorithm might converge and be trapped in a local objective function minimum. Hence, the optimization result depends on the point from which the procedure is started. To overcome this issue, Poeter and Hill

(1997) recommended restarting the local search procedure many times from different sets of starting values, in order to check whether the calibrated result is the global solution. In this work, a multi-starting search procedure was undertaken on parameter sets with good model performances that were selected by a hypercube parameter search approach. This procedure aimed at overcoming the problem of convergence to local optima.

3.4.1 Hypercube parameter search and specification of performance criteria

The parameter space was defined as a hypercube by specifying lower and upper limits on each parameter. Three to five values were selected for each parameter within the range fixed by the chosen limits. To analyze the simulation performances, we used two criteria: the global volume error (ε) and the root mean square error (RMSE) computed with hourly simulated and observed values.

(3-1) $$\epsilon = \frac{V_S - V_O}{V_O}$$

where V_O [L^3] and V_S [L^3] are the observed and simulated runoff volumes at the outlet, respectively. Criterion ε [-] ranges between -1 and +∞. The optimal value for these ε criterion is 0, and we considered that a value lower than |0.10| corresponded to good model performances.

(3-2) $$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_{S_i} - Q_{O_i}\right)^2}{n}\right]^{1/2}$$

where i is an index representing the hourly time step in the simulation period ($1 \leq i \leq n$), Q_{Oi} [L^3 T^{-1}] and Q_{Si} [L^3 T^{-1}] are the observed and simulated discharges during time step i, respectively. RMSE [L^3 T^{-1}] criterion ranges between 0 and +∞, with 0 signifying a perfect fit between simulated and observed hydrographs.

The parameter sets for subsequent automatic optimization were selected out from the sets that allowed model predictions with |ε| lower than 0.10 and RMSE lower than 120% of the minimum RMSE simulated.

3.4.2 Multi-objective optimization

For multi-objective optimization, the Gauss–Marquardt–Levenberg based algorithm implemented in the PEST parameter estimation package (Doherty, 2005) was used. PEST is a classical local gradient-based nonlinear parameter estimation software that is model-independent and adjusts automatically parameters according to a specific search scheme that is focused on finding minima in objective function. When a continuous relationship exists

between model parameters and model outputs, it is a very efficient method to identify the minimum in the objective function compared to other methods (Doherty and Johnston, 2003). The estimation process is iterated until maximum model evaluations or convergence of the objective functions. Multi-objective optimization was carried out investigating the use of two-objective functions. In doing so we aimed at reproducing as closely as possible two main characteristics of the observed hydrological response: the total runoff volume and the hydrograph shape. PEST processes the multi-objective optimization with a transformation into a single objective optimization problem by defining a scalar that aggregates the two objective functions with all weights assigned a value of 1:

$$SOF_j = \frac{p_1 \frac{V_{S_j} - V_O}{V_{S_1} - V_O} + p_2 \frac{RMSE_j}{RMSE_1}}{p_1 + p_2} \quad (3\text{-}3)$$

where j is an index representing the iteration number in the optimization procedure ($1 \leq j$), SOF_j is the single objective function at the jth iteration, and p_1 and p_2, the weights of the first and second objective functions, respectively. The first objective function represents the ratio between the simulation error at the jth iteration and the simulation error at the first iteration. It ranges between -∞ and +∞, with 0 signifying a perfect fit between simulated and observed volumes. The second objective function represents the ratio between the RMSE value at the jth iteration and the RMSE at the first iteration. It ranges between 0 and +∞, with 0 signifying a perfect fit between simulated and observed hydrographs.

Eventually, to chose the best optimized parameter sets we chose among the optimized sets that present acceptable global volume error, the set that has the smallest RMSE.

3.4.3 Comparison of SF and NoSF optimal solutions

To compare the SF and NoSF models, we used the global criterion and the dynamic criterion defined previously, namely the volume error (ε) and the hourly root mean square error (RMSE), respectively. In addition, since we aimed at identifying the role of stemflow on runoff production, notably for low rainfall intensities, we also retained the event scale to analyse the simulated hydrographs according to the rainfall intensities and to compare the chosen optima of the two approaches. Therefore, an event-by-event analysis of the models performances was carried out. This conducted to derive RMSE in two criteria relative to the simulation of runoff depth and peakflow in order to assess the simulations of the 408 events (Table 3-2). The formulas are given below:

$$RMSE_{depth} = \left[\frac{\sum_{k=1}^{m}\left(R_{S_k} - R_{O_k}\right)^2}{m}\right]^{1/2} \quad (3\text{-}4)$$

where k is an index representing the event in the simulation period ($1 \leq k \leq$ m), R_{Ok} [L] and R_{Sk} [L] are the observed and simulated runoff depths of event k. Criterion $RMSE_{depth}$ [L]

ranges between 0 and +∞. The optimal value is 0 signifying a perfect fit between simulated and observed event depths.

$$RMSE_{Qmax} = \left[\frac{\sum_{k=1}^{m}\left(Qmax_{S_k} - Qmax_{O_k}\right)^2}{m}\right]^{1/2} \quad (3\text{-}5)$$

where k is an index representing the event in the simulation period ($1 \leq k \leq$ m), $Qmax_{Ok}$ [L^3 T^{-1}] and $Qmax_{Sk}$ [L^3 T^{-1}] are the observed and simulated maximum discharges at event k. $RMSE_{Qmax}$ [L^3 T^{-1}] criterion ranges between 0 and +∞, with 0 signifying a perfect fit between simulated and observed event maximum discharges.

3.5 Results and discussion

3.5.1 Calibration of the model with stemflow (SF)

3.5.1.1 Hypercube parameter space

The limits of the calibrated parameters were chosen according to the results of the sensitivity analysis in the previous chapter (Section 2.3.3) and are shown in Table 3-3. The combinations of all parameter values led to a total of 8000 parameter sets for the SF model and, in turn, to the same number of model runs.

	Initial hypercube range	Remaining range after selection	Range after automatic optimization	Chosen optimum
		Parameter ranges		
β [-]	0.05 - 0.50 [0.24]	0.05 - 0.35 [0.14]	0.05 - 0.35 [0.10]	0.05
f_c [10^{-6} m s^{-1}]	2.8 - 22.2 [11.4]	2.8 - 22.2 [16.4]	2.8 - 22.2 [16.6]	18.0
f_0/f_c [-]	2 - 50 [22]	2 - 50 [17]	2 - 50 [15]	4.7
S_m [m]	0.05 - 0.20 [0.11]	0.05 - 0.20 [0.11]	0.05 - 0.20 [0.13]	0.20
S_{fc}/S_m [-]	0.20 - 0.90 [0.57]	0.20 - 0.90 [0.64]	0.20 - 0.90 [0.54]	0.21
κ [-]	0.05 - 1.00 [0.41]	0.10 - 1.00 [0.81]	0.10 - 1.00 [0.86]	0.76
		Criterion ranges		
Number of sets [-]	8000	69	69	1
|ε| [-]	3.1×10^{-4} - 14.1 [2.7]	8.6×10^{-4} - 0.1 [5.6×10^{-2}]	7.7×10^{-6} - 7.5×10^{-2} [2.3×10^{-3}]	1.5×10^{-2}
RMSE [mm h^{-1}]	0.09 - 1.05 [0.31]	0.09 - 0.11 [0.10]	0.09 - 0.11 [0.10]	0.09

Table 3-3: Calibrated parameters and performance criteria ranges of the model SF (mean value in [])

Figure 3-2 shows the values of the two performance criteria, |ε| and RMSE, for all simulations run with the 8000 parameter sets whereas Table 3-3 presents their basic statistics.

It can be seen that there is a general positive correlation between the runoff volume error and the RMSE, which could be expected since RMSE also depends on the mean error. However, simulations with a given volume prediction error show a large range of RMSE values. For example, the set of simulations predicting exactly the seasonal runoff volume error exhibits a large range of RMSE values, from 0.09 to 0.30 mm h^{-1}.

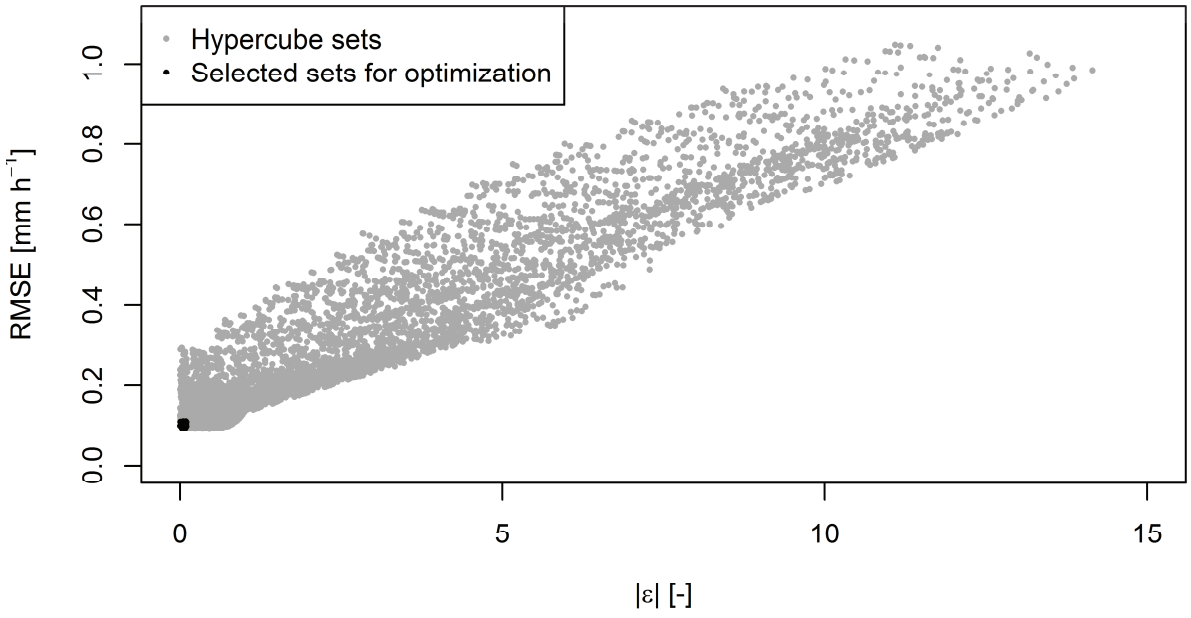

Figure 3-2: Performance criteria values of evaluated parameter sets and selected sets for automatic optimization of the model SF

Sixty-nine parameter sets, with |ε| lower than 0.10 and RMSE lower than 120% of the minimum RMSE simulated, were selected to be further refined via automatic optimization. Their ranges of variations are shown in Table 3-3. It should be noted that the range of the stemflow parameter β and the percolation parameter κ are more restricted when moving along the selected sets than when moving along the hypercube space. The mean β of the selected sets is lower than the hypercube mean value, namely 0.14 and 0.24, respectively, which indicates the important influence of stemflow on the runoff generation. Moreover, the selected β values mean that the runoff compartment area (A_R) ranged from 5 to 35% of the plot surface. Cattan *et al.* (2009) showed with measurements that the production of runoff occurred during two phases. The first and second runoff phases correspond to a runoff contributing area of 18 and 93% of the whole plot area (A), respectively, with a gradual soil surface saturation. This selected β range is in accordance with the first runoff phase.

A two-time higher mean κ of the selected sets close to 1 characterizes low substantial drop in the deep infiltration capacity of the soil-reservoir, which is consistent with no observed shallow impeding layer on the study site (Charlier *et al.*, 2008). The ranges of the four other calibrated parameters, f_c, f_0/f_c, S_m, and S_{fc}/S_m, in the selected sets remained the same which confirms that the model outputs are less sensitive to these parameters than to β and κ.

3.5.1.2 Multi-objective optimization (PEST)

Starting from the selected parameter sets, PEST required an average of 169 model runs to calibrate parameter values for each set. The variations of the optimised parameter sets are shown in Table 3-3. It can be noted that the parameter ranges did not change after optimization, only the mean values slightly differed. Even though only 69 out of 8000 parameter sets were calibrated, the range is larger than 50% for all parameters.

Performance statistics for runoff simulations were calculated before and after optimization and are shown in Table 3-3. The global volume error mean value was improved significantly whereas the optimization did not improve the mean RMSE.

These optimization results confirm the tendency of the local search method used of being trapped in local minima during the recursive calibration and, in turn, the usefulness of the hypercube procedure to explore the parameter space.

3.5.1.3 Optimum selection

An optimal solution that provides a proper balance between the two objective functions is identified. The parameters and performance criteria for this optimum are shown in Table 3-3. The optimal β, namely 0.05, is lower than the minimum contributing areas observed *i.e.* an estimated 18% of the banana plot surface.

The optimal f_c value is 18.0×10^{-6} m s^{-1} which is of the same order than the mean value (7.8×10^{-6} m s^{-1}) measured on the catchment of the study site (Charlier *et al.*, 2008) and is consistent with the mean values measured on Andosols in Guadeloupe by Cattan *et al.* (2006) and Charlier *et al.* (2008), namely 18.6×10^{-6} and 20.8×10^{-6} m s^{-1}, respectively. The optimal f_0 value (84.6×10^{-6} m s^{-1}) cannot be compared to measured values.

The soil-reservoir maximum storage (S_m) is optimised to 0.20 m and the depth at field capacity (S_{fc}) represents 21% of S_m. It should me noted that S_{fc} seems small for an actual soil-reservoir, *i.e.* with a minimum storage reaching the permanent wilting point. In our modelling approach, S_m is smaller than an actual soil-reservoir because it does not reach reaching the permanent wilting point, thus evapotranspiration occurs until the storage is nil.

The optimal κ value is 0.76 which corresponds to a low substantial drop in the deep infiltration capacity of the soil-reservoir, which is consistent with no observed shallow impeding layer on the study site (Charlier *et al.*, 2008).

3.5.2 Calibration of the model without stemflow (NoSF)

3.5.2.1 Hypercube parameter space

Parameter β was set to zero for the NoSF approach. Therefore, only 1600 parameter sets were evaluated for NoSF (Table 3-4).

	Initial hypercube range	Remaining range after selection	Range after automatic optimization	Chosen optimum
		Parameter ranges		
f_c [10^{-6} m s^{-1}]	2.8 - 22.2 [11.4]	2.8 - 13.9 [9.7]	2.8 - 13.7 [9.5]	2.8
f_0/f_c [-]	2 - 50 [22]	2 - 50 [26]	2 - 50 [25]	11.4
S_m [m]	0.05 - 0.20 [0.11]	0.05 - 0.20 [0.10]	0.05 - 0.20 [0.09]	0.18
S_{fc}/S_m [-]	0.20 - 0.90 [0.57]	0.50 - 0.90 [0.81]	0.51 - 0.90 [0.80]	0.51
κ [-]	0.05 - 1.00 [0.41]	0.50 - 1.00 [0.64]	0.48 - 0.97 [0.58]	0.53
		Criterion ranges		
Number of sets [-]	1600	7	7	1
|ε| [-]	7.1×10^{-3} - 12.9 [2.0]	9.7×10^{-3} - 0.1 [7.2×10^{-2}]	3.7×10^{-4} - 6.4×10^{-3} [3.8×10^{-3}]	1.8×10^{-3}
RMSE [mm h^{-1}]	0.10 - 1.05 [0.31]	0.14 - 0.17 [0.16]	0.13 - 0.18 [0.16]	0.13

Table 3-4: Calibrated parameters and performance criteria ranges of the model NoSF (mean value in [])

The NoSF global performances corresponding to the 1600 evaluated parameter sets are shown in Figure 3-3. It can be seen that, as expected, there is again a general positive correlation between the runoff volume error and the RMSE.

Seven parameter sets, with |ε| lower than 0.10 and RMSE lower than 120% of the minimum RMSE simulated, were identified to be further refined via automatic optimization. The parameters range of variations of these sets are shown in Table 3-4. The ranges of the minimum infiltration capacity f_c, S_{fc}/S_m, and of the percolation parameter κ are more restricted after selection than in the initial hypercube space. It is worth to notice that the mean f_c after selection is smaller than that of the SF approach. The calibration of a smaller f_c promotes surface runoff in the NoSF approach which certainly compensates the fact that the NoSF approach does not consider stemflow. Besides, the higher mean f_0/f_c compared to the hypercube mean value restrained percolation flow but was counterbalanced by the higher mean κ that promoted percolation.

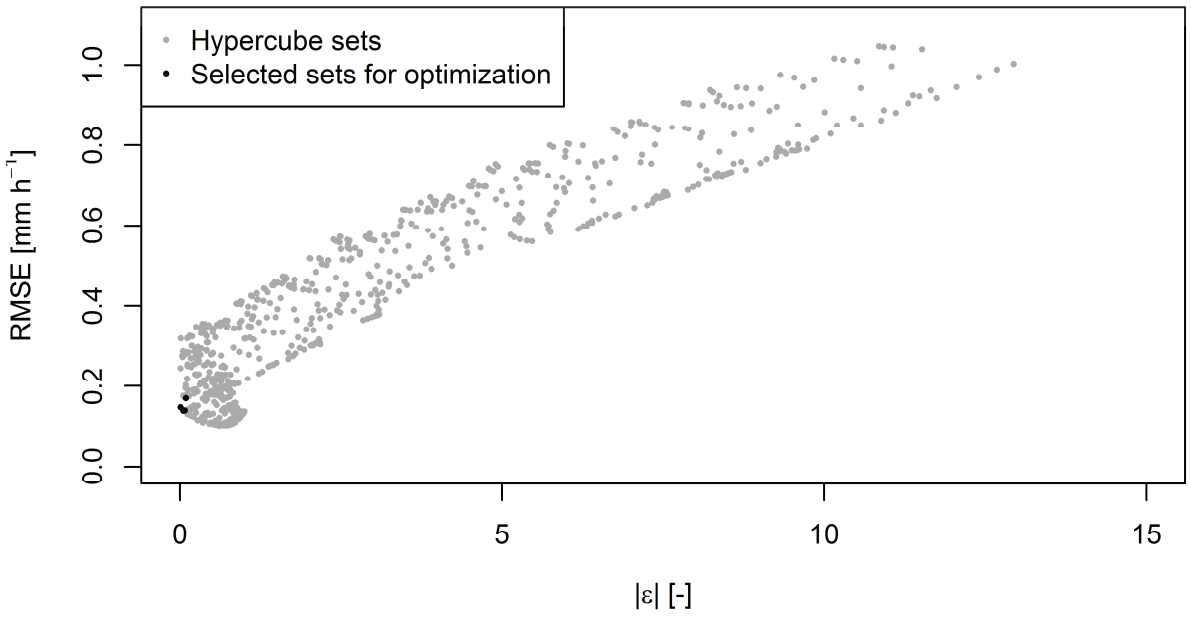

Figure 3-3: Performance criteria values of evaluated parameter sets and selected sets for automatic optimization of the model NoSF

3.5.2.2 Multi-objective optimization (PEST)

In this population of NoSF evaluated parameter sets, PEST required an average of 98 model runs to calibrate parameter values for each set. The variations of the optimised parameter sets are shown in Table 3-4. The ranges of variation did almost not change.

The performance statistics for runoff simulations were calculated before and after optimization and are shown in Table 3-4. The optimization improved the mean value of the global volume error, but did not improve the RMSE range.

The unchanged parameter ranges and means before and after optimization demonstrate again the need of the hypercube approach in order to avoid local minima in the optimization procedure, as for the SF approach.

3.5.2.3 Optimum selection

The optimal solution was chosen according to the same criteria already used in the SF approach. Its parameters and performance criteria are shown in Table 3-4. All optimized parameter values promote runoff production which can be interpreted as a compensation of the absence of stemflow simulation in the NoSF approach.

The optimal f_c value is smaller than the large range of observed values that varied between 9.7×10^{-6} and 9.7×10^{-5} m s^{-1} according to agricultural management (Dorel *et al.*, 2000). The

optimal f_0 value (31.9×10^{-6} m s^{-1}) is small compared to the measured range of f_c mentioned previously.

The storage at field capacity (S_{fc}) represents 51% of S_m which limits percolation in the soil-reservoir, thus promoting runoff production.

The optimal κ value was 0.53, which corresponds to the presence of a shallow layer that partially impedes percolation.

3.5.3 Comparison of SF and NoSF calibration results

For the following detailed analysis, we selected the optimal NoSF and SF sets among the calibrated sets mentioned previously.

3.5.3.1 Global comparison

The selected optimal parameter sets of NoSF and SF (Tables 3-4 and 3-3) presented large differences. All optimized parameter values of NoSF promote runoff production which can be interpreted as a compensation of the absence of stemflow simulation in this approach. They consisted in smaller minimum (f_c) and maximum (f_0) hydraulic conductivities, smaller maximum soil storage (S_m), larger soil storage at field capacity (S_{fc}) and smaller percolation coefficient (κ) for the NoSF model in comparison to the SF model.. They all limit percolation and infiltration and thereby favour surface runoff production.

Both approaches predicted similar water balance over the simulation period, consisting in 40% of evapotranspiration, 56% of percolation, and 3% of runoff. Model performances however differed. Both approaches presented an acceptable error on the total runoff but the NoSF optimum (Table 3-4) presented a higher RMSE than the SF optimum (Table 3-3), namely 0.13 and 0.09 mm h^{-1}, respectively. This indicates that with calibration both the NoSF and the SF approaches well predicted the total runoff volume, but that NoSF was less successful in predicting the dynamic of runoff than SF despite specific calibration.

3.5.3.2 Event-by-event analysis results

An event-by-event analysis of the two model simulations was also carried out to identify more precisely where the differences in prediction performance come from. To this aim, the simulations of the 408 rainfall events (Table 3-2) were assessed using two criteria relative to the simulation of runoff depth and peakflow: the root mean square errors between the observed and simulated runoff depths ($RMSE_{depth}$) and peakflows ($RMSE_{Qmax}$) at the event scale were calculated.

i. Analysis of the rainfall-runoff events

The characteristics of the simulated rainfall-runoff events and the models performances for these events are presented in Table 3-5. We can see that NoSF and SF optimal solutions simulated runoff for 50% and 78% of the rainfall-runoff events, respectively. Moreover, the global prediction performance of NoSF was always poorer than that of SF with respect to the $RMSE_{depth}$ and $RMSE_{Qmax}$ criteria. These results indicate that the SF model not only better predicted the occurrence of runoff events but also on average their amount and intensity. The examination of the set of simulated events showed several points.

	NoSF	**SF**
Number of simulated runoff events [-]	72	112
Rainfall depth *P* [mm]	11.3 [2.7 - 35.2]	9.5 [2.7 - 35.2]
Duration of rainfall event [min]	50 [4 - 262]	44 [4 - 262]
Mean rainfall intensity [mm h^{-1}]	18 [4 - 53]	17 [5 - 62]
Maximum rainfall intensity over 2 min [mm h^{-1}]	66 [15 - 122]	58 [15 - 122]
Duration of runoff event [min]	47 [6 - 168]	42 [6 - 168]
Runoff depth *R* [mm]	0.8 [1.7×10^{-2} - 3.9]	0.6 [1.1×10^{-2} - 3.9]
Peakflow [mm h^{-1}]	5.3 [1.0×10^{-1} - 24.9]	4.0 [4.6×10^{-2} - 24.9]
R/*P* [%]	6.4 [0.2 - 21.5]	5.2 [0.2 - 21.5]
$RMSE_{depth}$ [mm]	0.44	0.31
$RMSE_{Qmax}$ [mm h^{-1}]	3.01	2.04

Table 3-5: Simulated rainfall-runoff characteristic means for the two approaches (range in [])

Firstly, both approaches failed to simulate very small runoff events. Indeed, those events had low mean values of rainfall depth and of maximum rainfall intensity over 2 min, namely 4.7 mm and 24 mm h^{-1}, and low mean values of runoff depth and peakflow, namely 0.2 mm and 0.86 mm h^{-1}. To illustrate the model behaviour during those events, Figure 3-4a shows a representative event which has the mean characteristics of the events that both approaches failed to simulate. During this event, for NoSF and for SF in compartment NR, f_c did not vary significantly and was higher than the rainfall intensity. On the contrary, for SF in compartment R, f_c decreased during the event, due to the infiltration of rainfall which filled the soil-reservoir, but was still always higher than the rainfall intensity. Eventually, no runoff was produced in both approaches. An explanation is the possible error in observations that are usually associated with smaller events and low flow can also explain those non simulated events. Some of the discrepancies are possibly attributed to the low or near zero flow periods which would cause big errors in terms of measurements at the subcatchment weir. Measurement uncertainties arise from a number of sources, including the measurement equipment. Another explanation is that most rainfall-runoff models have a tendency to underestimate the small runoff events and overestimate the large events due to

misconceptions of the nonlinear relationship between rainfall and runoff. This will be discussed below concerning the SF model.

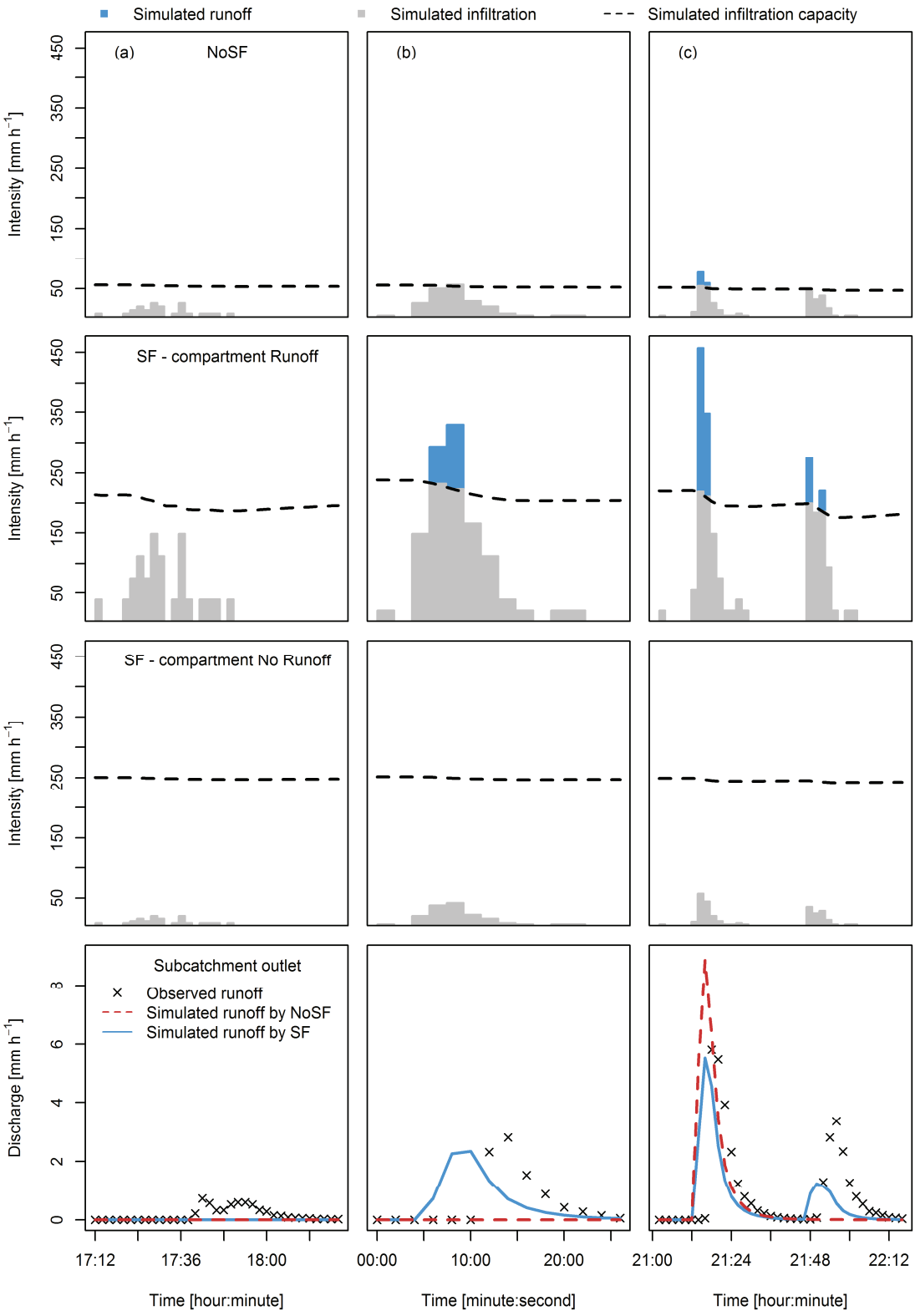

Figure 3-4: Simulated runoff-infiltration partitioning and outlet discharges by NoSF and SF during (a) a very small runoff event, (b) a medium single event and (c) a multiple peak runoff event. Note that the vertical bars in the first three lines of graphs correspond to the rainfall intensities

Secondly, the SF model performs better on average than NoSF for simulating the hydrograph shape of the rainfall-runoff events. The SF model simulated runoff for a much larger number of events than that simulated by NoSF. Most of the additional runoff events simulated by SF were small as indicated by a lower mean of simulated runoff depth per event by SF. Indeed, compared to the population of rainfall-runoff events, these events had lower mean values of rainfall depth and maximum rainfall intensity over 2 min, namely 6.4 mm and 44 mm h^{-1}, and lower mean values of runoff depth and peakflow, namely 0.2 mm and 1.58 mm h^{-1}. Although these events were small, they represented 12% of the total observed runoff volume. The event-by-event analysis improves our understanding of why SF better simulated small events. To this end, we present a single rainfall-runoff event (Figure 3-4b) and a multiple event in detail (Figure 3-4c). During the single event, for NoSF and for SF in compartment NR, f_c did not vary significantly and remained higher than the rainfall intensity. On the contrary, for SF in compartment R, f_c decreased during the event and runoff was generated when rainfall intensity exceeded f_c. At the outlet of the subcatchment, a runoff hydrograph of 0.3 mm with a peakflow of 2.30 mm h^{-1} was simulated by SF which is consistent with the observed runoff depth and peakflow, namely 0.3 mm and 2.88 mm h^{-1}. During the multiple-peak runoff event, runoff depth and peakflow amounted to 1.1 mm and 5.76 mm h^{-1}. For NoSF, f_c did not vary significantly (Figure 3-4c). During the course of the event, f_c became lower and higher than the rainfall intensity at the first and the second rainfall peaks, respectively. It led to production of runoff only during the first peak, with a runoff depth and a peakflow of 1.0 mm and 8.64 mm h^{-1}. On the contrary, for SF in compartment R, stemflow highly increased rainfall intensity. At the same time, f_c decreased during both rainfall peaks. It resulted in the generation of two runoff peaks as observed, with a runoff depth and a peakflow of 0.8 mm and 5.47 mm h^{-1}. It should be noted that even though f_c slightly increased between the two peaks as rainfall stopped and percolation depleted the soil-reservoir, f_c decreased during the second peak. This enhanced runoff production since it was generated by rainfall intensity exceeding f_c. Contrary to the SF approach, the NoSF overestimated the peakflow. As NoSF only simulated one runoff peak, owing to the calibration process, that runoff production was increased to match the observation leading to the peakflow overestimation. The accurate simulation of single and multiple rainfall-runoff events supported the conclusion that the approach with stemflow improved model performances.

Third, SF tends to overestimate the runoff volume for small runoff events (see Figure 3-5 at the end of day 10/03/04) and to underestimate runoff for large runoff events (see Figure 3-5 at the beginning of day 14/03/04). Both biases are necessarily linked through the calibration process which seeks parameter values that permit the best average prediction performance. As pointed out above, the biases of under- or over-estimation may be due to misconceptions in the representation of runoff production.

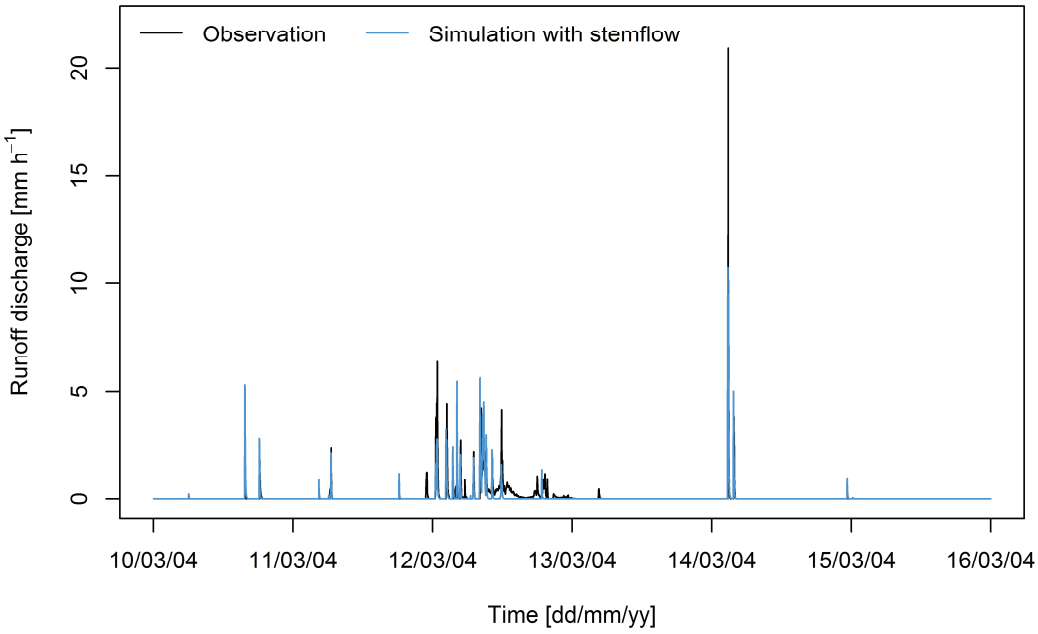

Figure 3-5: A week of simulated hydrograph for SF model

1. One possible misconception is the assumption that there is a linear relation between incident rainfall and stemflow, as suggested by observations of banana plants (Cattan *et al.*, 2007a). Indeed, Siles *et al.* (2010) rather observed on coffee crops a power function between incident rainfall and stemflow for rainfall events < 10 mm and a linear function for rainfall > 10 mm. In our study, we observed that the overestimated small rainfall-runoff events fit into the first group with a mean depth value of 6.4 mm. Therefore, the event depth overestimation can be explained by the overestimation of the linear relation between incident rainfall and stemflow that should be replaced by a power function.

2. Another misconception is that the SF model does not consider interception by banana canopy and the related evaporation loss. Surely, this is consistent with the results of Cattan *et al.* (2007a): an interception loss close to zero was observed at the event scale on a plot planted with Cavendish banana in Guadeloupe. But two other works observed more significant interception losses in a banana canopy at the yearly scale. Harris (1997) in St Lucia, Windward Islands, observed that 10% of rainfall was intercepted and presumably lost to the atmosphere as evaporation. Jimenez and Lhomme (1994) in Costa Rica reported mean interception loss of 13% on plantain banana with larger *LAI* than Cavendish banana. Moreover, the authors showed that the interception loss, expressed as a percentage of incident rainfall, tends to decrease from 18% for rainfall depth < 5 mm to 8% for rainfall depth > 15 mm. The importance of interception loss is major in the control of runoff generation during the small rainfall-runoff events. Therefore, neglecting it can also be responsible in part for the observed overestimation of the small rainfall-runoff event depths.

3. A third possible misconception is the change in infiltration capacity that is linearly related to the degree of soil saturation in the Diskin and Nazimov (1995) infiltration modelling concept used here. Given both the non linearity in the unsaturated hydraulic conductivity curve and the non linearity of the relation between the soil hydraulic gradient and soil water storage, it is also highly likely that the actual relation between soil water saturation and infiltration capacity is non linear.

4. A last misconception that would specifically justify an underestimation of large runoff events is the omission in model representation of lateral diffusion of soil water after infiltration can partially cause the underestimations. Cattan *et al.* (2007b) observed that the ratio of percolation fluxes below and between banana plants was slightly smaller than the rainfall ratio. Therefore, lateral redistribution processes, either at the soil surface or in the soil matrix, are likely to have occurred. Developing the model, for simplicity no transfer was implemented between the compartments NR and R either at the soil surface or in the soil matrix. The compartment NR of the optimal SF set generated no runoff during the entire simulation period. The rainfall partitioning that occurs in banana stands redistributes preferentially rainfall to the base of the banana plants, *i.e.* in the compartment R instead in the NR one. So, due to the lack of transfer between the two compartments, stemflow redistribution leads to permanent low storage in compartment NR. Therefore, even during the largest rainfall events, runoff generation threshold was never exceeded in that compartment. Since, lateral redistribution of soil moisture within plot can represent a major process, especially within the studied steep subcatchment (21% of mean slope of the plots), this may diminish the accuracy of the SF model. Notice that SF model was tested on large period range of rainfall events. It was calibrated and evaluated using seven months of observations during a moderate rainfall year. Then, for highly rainy periods when antecedent moisture conditions are marked, the accuracy of the model may diminish.

ii. Analysis of the rainfall only events

The SF and NoSF models simulated respectively 97 and 83% of the 264 observed rainfall only events (Table 3-2). This indicates a good performance of both approaches for predicting the absence of runoff generation during rainfall events, but again shows that SF predictions are superior to the NoSF predictions.

3.6 Conclusion

The modelling approach with stemflow function endeavours to reproduce the impact of rainfall redistribution on soil hydraulic boundary conditions in order to better model heterogeneous soil moisture dynamics and then runoff and percolation fluxes. To evaluate the

added value of the representation of stemflow impact in a rainfall-runoff modelling approach we compared the calibration following the same framework of two models, without and with a stemflow function. The results obtained in a case study on a tropical hillslope planted with bananas clearly show that better global prediction performances were obtained by the model with a stemflow function. The improvement in performance concerns the prediction of no runoff and runoff as well as runoff depth and peak flow. It confirms the importance of considering rainfall redistribution by canopies in rainfall-runoff modelling when canopies exhibit intense redistribution properties. It also confirms the relevance of the simple modelling approach adopted. Nevertheless, the model with stemflow still exhibits some weaknesses by overestimating small runoff events and underestimating large runoff events which suggest that the model does not fully capture the non linear relationship between rainfall and runoff. We provided several possible reasons for that which could serve for the test of future model improvements misconceptions.

Another point is that the calibration procedure and the two steps analysis, at the global and event scale, give an efficient and objective (in the sense of repeatable) framework to compare models performance for water balance simulation.

Finally, this work will be reinvested to model catchment runoff. It is up to provide runoff and percolation fluxes for hydrological units spatially distributed in the main watershed, accounting for local variation in land cover and soil conditions.

References

Aboal, J.R., Morales, D., Hernández, M., Jiménez, M.S., 1999. The measurement and modelling of the variation of stemflow in a laurel forest in Tenerife, Canary Islands. Journal of Hydrology 221, 161–175.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage Papers. Rome.

Araya, M., 2005. Stratification and spatial distribution of the banana (*Musa* AAA, Cavendish subgroup, cvs "Valery" and "Grande naine") root system. Corporacion Bananera Nacional (CORBANA S.A.) Apdo 390 7210 Guapiles, Costa Rica.

Cattan, P., Cabidoche, Y., Lacas, J., Voltz, M., 2006. Effects of tillage and mulching on runoff under banana (Musa spp.) on a tropical Andosol. Soil and Tillage Research 86, 38–51.

Cattan, P., Bussière, F., Nouvellon, A., 2007a. Evidence of large rainfall partitioning patterns by banana and impact on surface runoff generation. Hydrological Processes 21, 2196–2205.

Cattan, P., Voltz, M., Cabidoche, Y.-M., Lacas, J.-G., Sansoulet, J., 2007b. Spatial and temporal variations in percolation fluxes in a tropical Andosol influenced by banana cropping patterns. Journal of Hydrology 335, 157–169.

Cattan, P., Ruy, S.M., Cabidoche, Y.-M., Findeling, A., Desbois, P., Charlier, J.B., 2009. Effect on runoff of rainfall redistribution by the impluvium-shaped canopy of banana cultivated on an Andosol with a high infiltration rate. Journal of Hydrology 368, 251–261.

Chang, S., Matzner, E., 2000. The effect of beech stemflow on spatial patterns of soil solution chemistry and seepage fluxes in a mixed beech/oak stand. Hydrological Processes 14, 135–144.

Charlier, J.B., 2007. Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical. Université de Montpellier II, Montpellier, France.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2008. Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. Hydrological Processes 22, 4355–4370.

Crockford, R., Richardson, D., 2000. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. Hydrological Processes 14, 2903–2920.

Diskin, M.H., Nazimov, N., 1995. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. Journal of Hydrology 172, 313–330.

Doherty, J., 2005. PEST: Software for model-independent parameter estimation. Watermark Numerical Computing. Available from: <http://www.sspa.com/pest>.

Doherty, J., Johnston, J., 2003. Methodologies for calibration and predictive analysis of a watershed model. Journal of the American Water Resources Association 39, 251–265.

Dorel, M., Roger-Estrade, J., Manichon, H., Delvaux, B., 2000. Porosity and soil water properties of Caribbean volcanic ash soils. Soil Use and Management 16, 133–140.

Durocher, M., 1990. Monitoring spatial variability of forest interception. Hydrological Processes 4, 215–229.

Harris, D., 1997. The partitioning of rainfall by a banana canopy in St Lucia, Windward Islands. Tropical Agriculture 74, 198–202.

Herwitz, S., 1986. Infiltration-excess caused by stemflow in a cyclone-prone tropical rain-forest. Earth Surface Processes and Landforms 11, 401–412.

Hupet, F., Vanclooster, A., 2005. Micro-variability of hydrological processes at the maize row scale: implications for soil water content measurements and evapotranspiration estimates. Journal of Hydrology 303, 247–270.

Jimenez, O.F., Lhomme, J.P., 1994. Rainfall interception and radiation regime in a plantain canopy. Fruits 49, 133–139.

Levia, D.F., Frost, E.E., 2003. A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems. Journal of Hydrology 274, 1–29.

Li, X.-Y., Yang, Z.-P., Li, Y.-T., Lin, H., 2009. Connecting ecohydrology and hydropedology in desert shrubs: stemflow as a source of preferential flow in soils. Hydrology and Earth System Sciences 13, 1133–1144.

Liang, W.-L., Kosugi, K., Mizuyama, T., 2011. Soil water dynamics around a tree on a hillslope with or without rainwater supplied by stemflow. Water Resources Research 47.

Llorens, P., Domingo, F., 2007. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. Journal of Hydrology 335, 37–54.

Morell, M., Jérémie, J.J. (Eds.), 1994. La Guadeloupe au fil de l'eau. CCEE, Basse-Terre.

Návar, J., 2011. Stemflow variation in Mexico's northeastern forest communities: Its contribution to soil moisture content and aquifer recharge. Journal of Hydrology 408, 35–42.

Neave, M., Abrahams, A., 2002. Vegetation influences on water yields from grassland and shrubland ecosystems in the Chihuahuan Desert. Earth Surface Processes and Landforms 27, 1011–1020.

Paltineanu, I., Starr, J., 2000. Preferential water flow through corn canopy and soil water dynamics across rows. Soil Science Society of America Journal 64, 44–54.

Poeter, E., Hill, M., 1997. Inverse models: A necessary next step in ground-water modeling. Ground Water 35, 250–260.

Sansoulet, J., Cabidoche, Y.-M., Cattan, P., Ruy, S., Simunek, J., 2008. Spatially distributed water fluxes in an andisol under banana plants: Experiments and three-dimensional modeling. Vadose Zone Journal 7, 819–829.

Siles, P., Vaast, P., Dreyer, E., Harmand, J.-M., 2010. Rainfall partitioning into throughfall, stemflow and interception loss in a coffee (*Coffea arabica* L.) monoculture compared to an agroforestry system with *Inga densiflora*. Journal of Hydrology 395, 39–48.

Taniguchi, M., Tsujimura, M., Tanaka, T., 1996. Significance of stemflow in groundwater recharge. 1. Evaluation of the stemflow contribution to recharge using a mass balance approach. Hydrological Processes 10, 71–80.

Timlin, D., Pachepsky, Y., Reddy, V., 2001. Soil water dynamics in row and interrow positions in soybean (*Glycine max* L.). Plant Soil 237, 25–35.

WRB IWG, 2006. World reference base for soil resources, World Soil Resources Reports. FAO, Rome.

Partie II

Modélisation mécaniste spatialisée des processus couplés d'écoulement de surface et souterrains à l'échelle du bassin versant

Chapitre 4

Principes et démarche de l'approche de modélisation hydrologique chaînée des écoulements surface-souterrain sur le bassin versant de Féfé

Sommaire

4.1 Introduction 117
4.2 Objectifs et démarche de la modélisation hydrologique 117
4.3 Identification des processus hydrologiques à simuler 120
4.3.1 Processus de surface et géométrie associée 120
4.3.2 Processus souterrains et géométrie associée 122
4.3.3 Interactions surface-souterrain 124
4.4 Présentation de l'approche de modélisation développée 124
4.4.1 Modélisation de surface : MHYDAS 125
4.4.2 Modélisation souterraine : MODFLOW 128
4.4.3 Modélisation du fonctionnement du bassin versant avec prise en compte des écoulements couplés surface-souterrain 135
4.5 Paramétrisation de l'approche de modélisation 142
4.5.1 Paramétrisation de MHYDAS 142
4.5.2 Paramétrisation de MODFLOW 150
4.6 Discussion 162
4.6.1 Compartiment de surface 162
4.6.2 Compartiment souterrain 163
4.6.3 Couplage surface-souterrain 164
4.7 Conclusion 165
Références bibliographiques 166

Chapitre 4

Principes et démarche de l'approche de modélisation hydrologique chaînée des écoulements surface-souterrain sur le bassin versant de Féfé

4.1 Introduction

Dans ce chapitre nous exposons les principes d'élaboration et de paramétrisation de la modélisation hydrologique surface-souterrain mise en place pour représenter les écoulements sur le bassin versant de Féfé. Dans une première section, nous précisons les objectifs et démarche d'élaboration de la modélisation. Dans les sections suivantes, nous analysons les processus hydrologiques majeurs que la modélisation doit prendre en compte, puis nous présentons l'approche de modélisation développée et la stratégie de paramétrisation en fonction des données de terrain disponibles. Nous concluons enfin sur plusieurs limites que nous pouvons d'ores et déjà apercevoir dans l'approche de modélisation développée pour l'analyse des voies de transfert depuis les parcelles vers l'exutoire du bassin versant de Féfé. Elles seront importantes pour la compréhension des résultats de calage et de validation que nous présenterons dans le chapitre suivant.

4.2 Objectifs et démarche de la modélisation hydrologique

L'objectif central de ce chapitre est la représentation des dynamiques de contribution des écoulements de surface et souterrains au débit à l'exutoire du bassin versant de Féfé qui a été choisi comme illustratif du type d'hétérogénéité agro-pédo-géologique observable en milieu volcanique sous climat tropical humide en contexte cultivé. Trois éléments de réflexion guident notre approche de modélisation.

Le premier est relatif à la **forte redistribution de la pluie incidente par les cultures tropicales et son impact sur le bilan hydrique de surface** à l'échelle de la parcelle, tel que démontré par Charlier *et al.* (2009a) et dans le Chapitre 3. Il est nécessaire d'évaluer si lors du changement d'échelle vers le bassin versant, le processus observé à l'échelle locale reste un processus dominant à l'échelle du bassin versant. La difficulté repose sur la caractérisation de ce processus en changement d'échelle du sous-bassin au bassin versant. S'ajoutent aux processus de surface, étudiés dans les Chapitres 2 et 3, à l'échelle du sous-bassin versant, de nouveaux processus souterrains et d'interactions surface-souterrain. En effet, le milieu volcanique est caractérisé par une géologie complexe où plusieurs aquifères peuvent se

former conduisant, par exemple, à un système de deux nappes superposées sur le bassin versant de Féfé (Charlier *et al.*, 2008, 2011).

Le second élément concerne les caractéristiques spatio-temporelles de la modélisation. **Au plan spatial, la modélisation doit être distribuée** afin, d'une part, de rendre compte de la forte hétérogénéité du milieu et de l'importante variabilité horizontale et verticale des processus et, d'autre part, de permettre à terme d'évaluer des scénarios de répartition de l'occupation du sol et des pratiques culturales. Au plan temporel, **la modélisation doit pouvoir être menée sur des périodes de temps longues**, annuelles ou supra-annuelles, afin de pouvoir étudier de manière couplée les processus de surface rapides et les processus souterrains plus lents, qui interviennent chacun sur la dynamique de contamination des eaux à laquelle sont soumis les organismes dulçaquicoles. La modélisation hydrologique doit donc intégrer le processus d'évapotranspiration, principal facteur de contrôle de l'état hydrique du sol entre les crues et donc des conditions de déclenchement des crues.

Le troisième est relatif à l'ambition de pouvoir utiliser à terme la modélisation développée ici pour rendre compte de la contamination du réseau hydrographique par des polluants d'origine agricole. A cet effet, il est nécessaire de **représenter de manière réaliste, explicite et non pas globale, les différentes voies d'écoulements, de surface et souterraines**, et leurs contributions respectives au débit du bassin. Le rôle potentiel du réseau hydrographique, lieu d'échanges privilégiés entre écoulements de surface et souterrains (Fujieda *et al.*, 1997 ; Boy *et al.*, 2008 ; Charlier *et al.*, 2008, 2009b, 2011) est particulièrement à considérer.

Pour répondre à ces besoins au plan de la modélisation, la représentation mécaniste des flux dans l'hydrosystème nous semble indispensable. En effet, une approche conceptuelle telle que celle développée par Charlier *et al.* (2008), au travers d'un modèle à réservoirs global composé de six paramètres et intégrant le ruissellement, l'évapotranspiration et les écoulements souterrains des deux nappes superposées n'est pas adaptée, car elle ne permet pas de prendre en compte explicitement l'hétérogénéité des voies, mécanismes et temps de transfert à l'intérieur du système modélisé. Pour répondre à nos objectifs les modèles hydrologiques distribués à bases physiques, couplant écoulements de surface et souterrains sont une voie possible. Dans la Section 1.4.1 nous avons effectué une synthèse bibliographique des modèles hydrologiques couplés actuellement opérationnels. Deux limites importantes ont été identifiées : (i) aucun des modèles présentés ne représente la redistribution de la pluie incidente par le couvert végétal et ses conséquences sur la genèse hétérogène du ruissellement, (ii) leur besoin en ressources informatiques est très important et ne permet pas d'envisager des résolutions spatio-temporelles suffisamment fines de la modélisation pour pouvoir représenter l'hétérogénéité (notamment le parcellaire et le réseau hydrographique) d'un bassin versant tel que celui de Féfé et les processus qui y sont associés.

Du fait de ces limites importantes, nous avons fait le choix de développer une approche de modélisation permettant à la fois de prendre en compte l'ensemble des processus du schéma de fonctionnement du bassin versant de Féfé et de les représenter à une résolution spatio-

temporelle adaptée aux hétérogénéités et dynamiques observées. Ainsi, l'approche doit pouvoir modéliser la genèse des écoulements de surface et leur propagation sur les versants et dans les réseaux hydrographiques ainsi que les écoulements souterrains. Les compartiments constitutifs du milieu qui nous intéressent sont la surface du sol associée à la zone non saturée, les aquifères et le réseau hydrographique. Les processus pertinents et leurs interactions sont à simuler dans chacun de ces trois compartiments, avec des résolutions spatiales infra-parcellaires et à l'échelle du tronçon de fossé pour certains processus.

L'approche de modélisation développée se base sur un chaînage itératif de deux modèles. Les modèles sont dissociés et fonctionnent de manière indépendante. Ce type de chaînage a l'avantage de demander peu de modifications informatiques des modèles existants. Les données sont transférées d'un modèle à l'autre, de manière séquentielle. Un chaînage non itératif, dans la mesure où les hypothèses de son utilisation sont vérifiées (pas de rétroaction du deuxième compartiment modélisé sur le premier), permet de découpler totalement les deux simulations et d'exécuter chacune des deux avec la souplesse que permet leur temps de résolution. Un chaînage itératif permet d'introduire une boucle itérative sur la totalité du chaînage ou uniquement sur une partie du chaînage traitant des processus qui semblent pertinents. Cette méthode présente des avantages qui reposent sur la souplesse du chaînage ainsi que l'introduction de rétroactions entre les compartiments modélisés.

L'usage combiné d'un modèle hydrologique de surface avec un modèle hydrogéologique est très fréquent. La forme de combinaison la plus commune consiste à lier les deux modèles par une procédure séquentielle non itérative. Tout d'abord, le modèle de surface fonctionne de manière indépendante. Puis, la chronique de recharge simulée en sortie de ce dernier est renseignée en entrée du modèle souterrain. Celui-ci simule les écoulements souterrains et les possibles flux du compartiment souterrain vers la surface. Cette procédure n'est pas capable de représenter les rétroactions entre les deux modèles. Plusieurs exemples fonctionnels existent dans la bibliographie. Cho *et al.* (2010) ont développé un chaînage avec le modèle d'écoulements de surface distribué à base physique DANSAT (Cho et Mostaghimi, 2009), qui simule à l'échelle du bassin versant les ruissellement et infiltration, et le modèle d'écoulements souterrains MODFLOW (McDonald et Harbaugh, 1988). Ragab et Bromley (2010) ont également chaîné un modèle de bilan hydrologique de surface DiCaSM avec MODFLOW. Le chaînage proposé par Guay *et al.* (2012) consiste à simuler la recharge journalière grâce au modèle quasi-2D d'infiltration HELP (Schroeder *et al.*, 1994) qui est appliqué à l'étape suivante en tant que condition de flux imposé au modèle souterrain 3D aux éléments finis FEFLOW (Diersch, 1998). A l'instar des modèles couplés précédemment mentionnés, aucun des chaînages de modèles cités ne peut simuler la redistribution de la pluie incidente et son impact sur le bilan hydrique sur les versants.

Après avoir pris connaissance d'un large ensemble de modèles couplés et chaînés, nous avons donc choisi de construire un nouveau chaînage de modèles lors de ce travail de thèse en utilisant des modèles de base les plus efficaces dans leur catégorie. Ce chaînage permet d'adopter des discrétisations spatiales et temporelles différentes pour la surface et le

souterrain. Ce chaînage itératif combine une version de MHYDAS (Moussa *et al.*, 2002) et MODFLOW. D'une part, le choix de ces modèles repose sur leur capacité à répondre aux contraintes de modélisation du système. D'autre part, une quantité importante de données est disponible pour le modèle d'écoulements de surface, notamment, pour ce qui concerne la paramétrisation de la modélisation de la redistribution de la pluie incidente par le bananier. Enfin, ces deux modèles ont déjà fait l'objet de validations lors d'études antérieures. Avant d'aborder la présentation détaillée de l'approche chaînée MHYDAS-MODFLOW, nous rappelons dans la section suivante les processus hydrologiques qu'il s'agit de représenter par cette approche.

4.3 Identification des processus hydrologiques à simuler

La présentation des processus hydrologiques identifiés sur le bassin versant de Féfé est séparée selon trois compartiments : de surface (incluant la surface et la zone non saturée sous-jacente), souterrain (zone saturée) et le réseau hydrographique lieu des interactions surface-souterrain (Figure 4-1). L'ensemble des processus identifiés contribue à élaborer une hypothèse de fonctionnement globale du bassin versant. Chaque processus a une incidence sur l'approche de modélisation développée, chacun constitue une contrainte ou un relâchement de contrainte de modélisation des voies de transfert majeures du bassin versant de Féfé.

4.3.1 Processus de surface et géométrie associée

4.3.1.1 Nature du ruissellement

Charlier *et al.* (2008) ont suivi en 2003 et 2004 les variations de niveaux de la nappe superficielle du bassin versant de Féfé en cinq piézomètres carottés entre 2.6 et 5.5 m (P1, P3, P6, P11 et P12) (Figure 1-8). Quatre sont installés en bas de versant à moins de quinze mètres de la ravine principale de Féfé, zone où l'affleurement de la nappe à la surface du sol devrait se produire en premier en situation de crue. La moyenne des profondeurs de nappe des cinq piézomètres a varié entre 0.5 et 2.5 m. Le toit de la nappe n'affleure jamais en bas de versant ni sur les versants à l'amont du bassin (P1, P3 et P6), ni sur ceux à l'aval (P11 et P12). L'existence de ruissellement sur surface saturée est donc peu probable même lors des situations les plus saturées du bassin versant durant les périodes de fortes crues. Nous faisons donc **l'hypothèse que la genèse du ruissellement sur le bassin versant de Féfé est très majoritairement de type hortonien** (par dépassement de la capacité d'infiltration du sol par l'intensité de pluie). Cette hypothèse est également justifiée par les observations réalisées à l'échelle parcellaire par Cattan *et al.* (2006, 2007a), sur l'influence de l'intensité pluviométrique sur l'initiation du ruissellement.

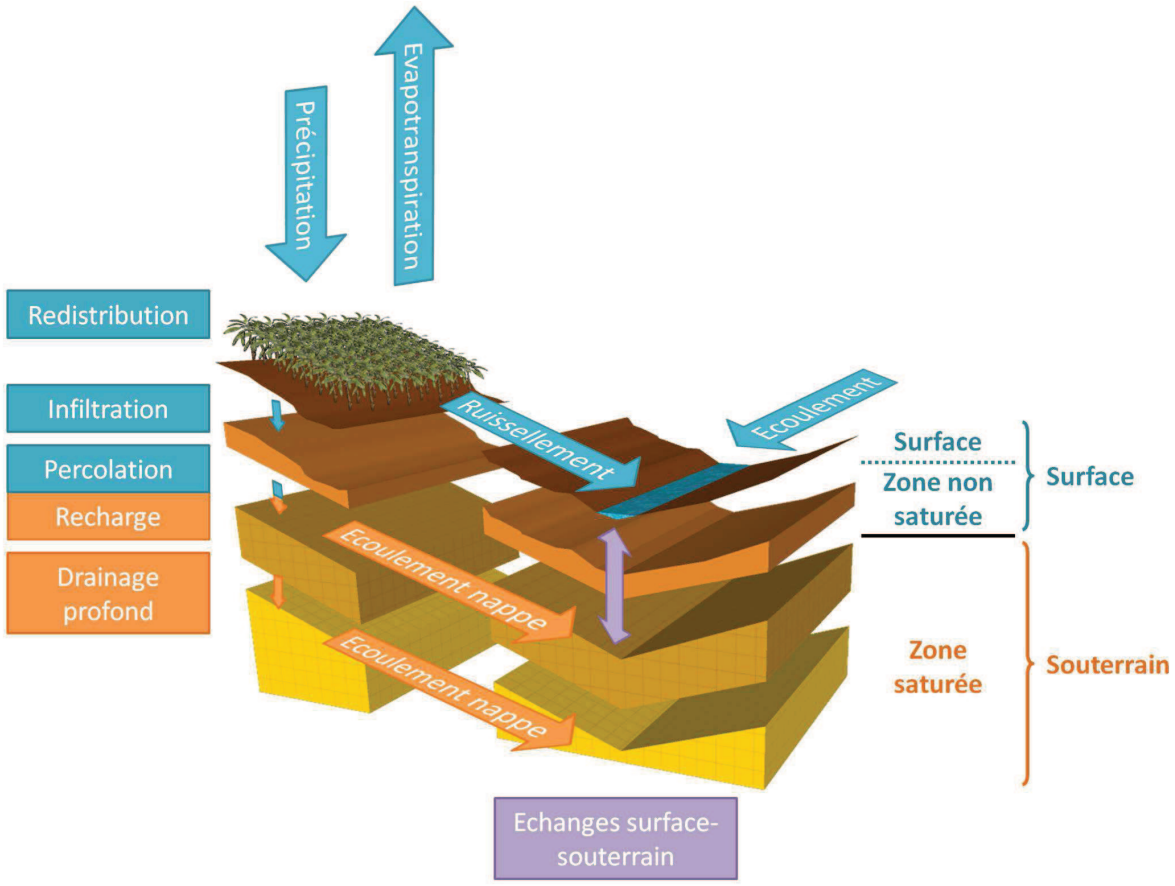

Figure 4-1 : Bloc diagramme des processus hydrologiques du bassin versant de Féfé

4.3.1.2 Redistribution de la pluie par le bananier et conséquence sur le ruissellement

Les résultats déjà acquis sur ces mécanismes, présentés dans la Section 1.3.1, ont souligné l'impact de la redistribution de la pluie incidente sur la genèse de ruissellement à l'échelle de la parcelle (Cattan *et al.*, 2007a, 2009). Charlier *et al.* (2009a) ont complété avec une approche de modélisation qui montre que simuler la redistribution de la pluie par le couvert du bananier améliore la simulation du débit à l'échelle de la parcelle lors d'événements pluvieux se produisant en conditions saturées. Les travaux de cette thèse présentés dans le Chapitre 3 ont montré qu'il faut également tenir compte de ce processus pour une meilleure simulation continue à l'année du débit à l'échelle du sous-bassin versant. Comme le bassin versant de Féfé est en majorité planté en bananeraies (55% de la surface totale en 2003) nous faisons **l'hypothèse que la redistribution de la pluie par le bananier est également un processus significatif pour simuler la genèse du ruissellement à l'échelle du bassin versant**. Notons qu'à l'échelle du bassin versant, nous considérons que la redistribution de la pluie est supposée mineure sur les parcelles non plantées en banane (ananas, madères, fleurs, prairie, jachère). La modélisation du fonctionnement de ces parcelles ne représente alors pas ce processus.

4.3.1.3 Importance de la zone non saturée

La nappe superficielle se situe en moyenne à 2 m de profondeur hors crue et donc en début de crue (Charlier *et al.*, 2008). Le piézomètre P17 est le seul situé en haut de versant (Figure 1-8). Souvent à l'année, la profondeur de nappe à P17 passe sous le niveau de la crépine, à 4.5 m de profondeur, menant à une chronique de mesures discontinue. Malgré le peu d'observation piézométrique en haut de versant, nous pouvons supposer que la profondeur de nappe est plus grande en haut de versant qu'en bas de versant. Une troisième **hypothèse est donc que l'eau infiltrée dans le sol traverse une zone non saturée d'épaisseur non négligeable avant de parvenir au toit de la nappe superficielle sous-jacente**. La modélisation développée doit donc représenter la dynamique de transfert dans la zone non saturée afin notamment de pouvoir simuler le délai entre la réponse de la nappe et la phase d'infiltration.

4.3.1.4 Ecoulements dans le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique sur le bassin de Féfé est dense et collecte donc les écoulements de surface des versants à l'exutoire des parcelles. Il est fortement anthropisé puisqu'il est majoritairement composé de fossés creusés artificiellement. Il constitue donc une voie d'écoulement majeure et invariante, spatialement et temporellement relativement stable, des eaux du bassin. Nous faisons donc **l'hypothèse qu'une représentation détaillée de sa géométrie (organisation spatiale en tronçons, dimensions de sa section, altitude relative par rapport aux versants) est nécessaire pour simuler de manière satisfaisante la dynamique des écoulements**.

4.3.2 Processus souterrains et géométrie associée

Le compartiment souterrain du bassin versant de Féfé est composé de différentes formations géologiques mises en place au sein de paléovallées emboitées (Figure 4-2) (Charlier *et al.*, 2011) qui définissent deux aquifères superposés. Un premier aquifère superficiel dans les lapillis recouvre tout le bassin versant sur plusieurs mètres d'épaisseur et constitue le siège de transferts rapides. Un deuxième aquifère profond, dans les nuées ardentes et les laves andésitiques, est le siège de transferts plus lents, qui se trouve en connexion avec l'aquifère superficiel. Ces connexions sont variables au sein du bassin versant.

4.3.2.1 Système de deux nappes superposées

Dans la partie amont du bassin de Féfé, la compartimentation verticale entre les lapillis et les nuées ardentes et laves a été confirmée. L'aquifère profond semble isolé de l'aquifère superficiel par une couche argileuse (d'une épaisseur moyenne de 1 m) située au toit des nuées ardentes. Néanmoins des transferts verticaux d'éléments chimiques provenant

de l'aquifère superficiel ont été observés (Charlier *et al.*, 2009), très vraisemblablement par percolation.

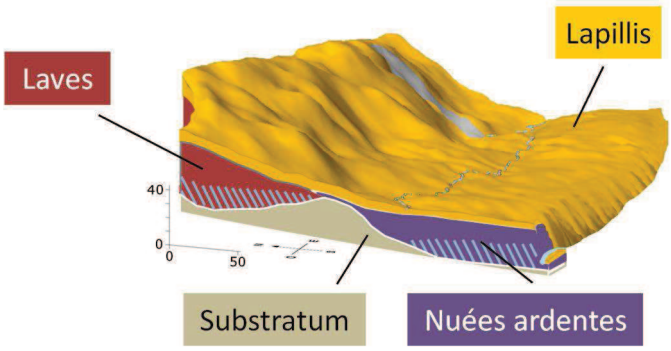

Figure 4-2 : Coupe transversale du bassin versant de Féfé et ses formations géologiques emboîtées – zones saturées des aquifères superposés (rayures bleues) (Charlier, 2007)

Dans la partie aval du bassin de Féfé, la compartimentation verticale est moins nette. Deux transects piézométriques, un superficiel et un profond, tracés selon les données expérimentales de juin 2006 (en période de basses eaux) semble indiquer que l'écart de 10 à 20 m entre les niveaux piézométriques des aquifères superficiel et profond à l'amont disparait dans la partie aval du bassin versant. Les lapillis et les nuées ardentes seraient directement en contact et interagiraient hydrauliquement. Néanmoins, ces deux transects sont éloignés latéralement de plus de 50 m ce qui ne permet pas de confirmer l'absence de compartimentation verticale. Une deuxième observation pourrait confirmer l'absence de compartimentation verticale à l'aval. L'allure des fonctions de corrélation entre la pluie et la piézométrie à P11 et P12, carottés dans les dépôts de lapillis, présentent des temps de réponse rapides et un léger ressaut dans l'allure de la décroissance de la fonction. Cette deuxième réponse des ouvrages a été interprétée comme la possible influence du compartiment profond sur le superficiel par des transferts verticaux ascendants. Cependant, cette deuxième réponse peut correspondre à de l'écoulement de la même nappe superficielle provenant de l'amont.

Le système de deux nappes superposées étant observé à l'amont mais moins net à l'aval, **nous faisons le choix de retenir ce fonctionnement en double nappe sur l'ensemble du bassin versant**.

4.3.2.2 Transferts latéraux dans l'aquifère profond

Concernant la compartimentation horizontale de l'aquifère profond, Charlier *et al.* (2011) indiquent qu'à l'aval du site, l'absence de différenciation des signatures géochimiques entre les nuées ardentes et les laves implique **l'existence d'écoulements latéraux des laves vers les nuées ardentes**. La formation de nuées ardentes semble constituer l'exutoire des laves.

4.3.2.3 Sources sur la falaise : exutoires des aquifères

Des sources, observées sur la falaise qui sépare le sud de Féfé de la rivière Pérou, **constituent l'exutoire de la formation des nuées ardentes**. L'absence d'observation de terrain à l'exutoire des lapillis ne permet pas d'écarter l'existence de sources dans l'aquifère superficiel. Nous décidons donc d'intégrer ce processus à la modélisation.

4.3.2.4 Hypothèses de fonctionnement retenues

Les hypothèses de fonctionnement issues de résultats expérimentaux à l'échelle du bassin versant ont permis de définir des contraintes à l'approche de modélisation des processus souterrains qui doit simuler finement les transferts spatialisés verticaux, principalement de la couche superficielle vers la couche profonde, et latéraux, majoritairement des laves vers les nuées ardentes, entre les formations géologiques au sein du bassin versant. De plus, des sources en limite sud du bassin versant de Féfé semblent constituer des exutoires aux aquifères superficiel et profond et doivent être simulées.

4.3.3 Interactions surface-souterrain

Le réseau hydrographique du bassin versant de Féfé est composé d'une ravine principale et de fossés agricoles majoritairement situés sur la rive gauche de la ravine, qui entaillent profondément le morne. Par la suite, les différents éléments linéaires du réseau hydrographique, naturels ou anthropiques, seront appelés fossés. Les mesures du débit à l'exutoire du sous-bassin versant Moïse Haut (Figure 1-8) en 2006 ont montré que le fossé est alimenté exclusivement par du ruissellement de surface issu des versants avec une absence de débit de base observé (Charlier *et al.*, 2009b). Le fossé de Moïse Haut fonctionne potentiellement uniquement en infiltration. Ce type de fonctionnement semble représentatif d'une grande partie du bassin, notamment des nombreux fossés localisés sur le morne, où la nappe est systématiquement plus basse que le fond du fossé. Néanmoins, l'absence d'observation sur l'ensemble du réseau de fossés ne permet pas d'affirmer si le rôle potentiellement infiltrant des fossés donne lieu à des flux d'infiltration significatifs ou non. **La modélisation doit pouvoir représenter des flux d'infiltration si les conditions hydrologiques les permettent (altitude de nappe inférieure à l'altitude des fonds de fossés)**. Les mesures du débit à l'exutoire du bassin versant de Féfé entre 2003 et 2006 ont montré que l'écoulement du fossé principal (ravine) est pérenne, au moins sur une portion aval (Charlier *et al.*, 2008, 2009b). Charlier *et al.* (2011) ont observé que le fossé principal draine la nappe superficielle à l'amont, auquel se rajoute une contribution de la nappe profonde à l'aval du bassin versant. **Ceci implique donc de tenir compte des échanges entre nappe et fossés aussi en drainage**.

L'intensité des échanges entre eaux de surface et souterraines dans le réseau hydrographique du bassin versant de Féfé dépend de deux facteurs : les propriétés hydrodynamiques des fonds de fossés et la position de la nappe sous les fossés ou la condition initiale d'humidité du sol si le niveau de nappe est situé sous le fond des fossés.

4.4 Présentation de l'approche de modélisation développée

La section précédente a exposé les processus majeurs à représenter pour la compréhension du fonctionnement du bassin versant de Féfé en tant qu'hydrosystème. La démarche proposée

consiste dans le chaînage itératif de deux modèles, l'ensemble permettant de prendre en compte les hypothèses de fonctionnement hydrologique propres à chaque compartiment, surface et souterrain, et à celles relatives aux échanges entre les deux compartiments.

MHYDAS (Modélisation HYdrologique Distribuée des AgroSystèmes – Distributed HYdrological Modelling of AgroSystems) (Moussa *et al.*, 2002) est utilisé pour modéliser le devenir de la pluie en surface et dans la zone non saturée (compartiment de surface) : il simule la redistribution de la pluie incidente, calcule les termes du bilan hydrique sur les versants (évapotranspiration, partage ruissellement-infiltration, percolation), transfère les flux d'eau sur les parcelles et les versants vers le réseau hydrographique, calcule la réinfiltration dans le réseau hydrographique et assure le transfert d'eau dans le réseau hydrographique.

MODFLOW (McDonald et Harbaugh, 1988) est utilisé pour modéliser les processus souterrains en zone saturée : assimile la recharge de nappe (donnée de forçage), assure le transfert en aquifères et génère le drainage de nappe par le réseau hydrographique. Ce modèle souterrain a été auparavant appliqué à un système au relief marqué, comme notre cas d'étude, par Ragab *et al.* (2010) sur un bassin versant montagneux avec des pentes jusqu'à 70%.

Les transferts propres à chaque compartiment sont simulés séparément par le modèle choisi mais la simulation des interactions entre les compartiments (de la surface vers le souterrain ou du souterrain vers la surface) est partagée entre les deux modèles. Les échanges surface-souterrain dans le réseau hydrographique font l'objet d'une procédure séquentielle itérative qui permet des rétroactions entre les deux modèles.

4.4.1 Modélisation de surface : MHYDAS

MHYDAS est un modèle hydrologique mécaniste spatialisé qui convient aux géométries complexes comme le milieu agricole. Le modèle MHYDAS est décrit en détails par Moussa *et al.* (2002) et a été introduit dans la Section 2.2. Il est destiné à comprendre et simuler les processus de transferts d'eau. Dans sa version actuelle, des modules d'écoulements de surface et souterrain, de transport de polluant et d'érosion sont opérationnels sur la plate-forme de développement du modèle, OpenFLUID (Fabre *et al.*, 2010). Nous y avons modifié la fonction de simulation du ruissellement et de la percolation pour tenir compte de l'incidence des mécanismes de redistribution de pluie et de transfert dans la zone non saturée, tel que décrit dans la Section 2.2. Notons que dans l'approche de modélisation développée, seules les fonctions simulant les processus de surface sont utilisées.

4.4.1.1 Segmentation du bassin versant et topologie associée

La surface du bassin versant est divisée en deux types d'objet : les unités hydrologiques (UH) qui correspondent approximativement aux parcelles agricoles et le réseau hydrographique en tronçons (TR) qui correspondent aux fossés (Figure 4-3). Chaque UH est connectée soit à une UH en aval, soit à un TR. Chaque TR est connecté à un TR en aval excepté le dernier TR qui constitue l'exutoire du bassin versant.

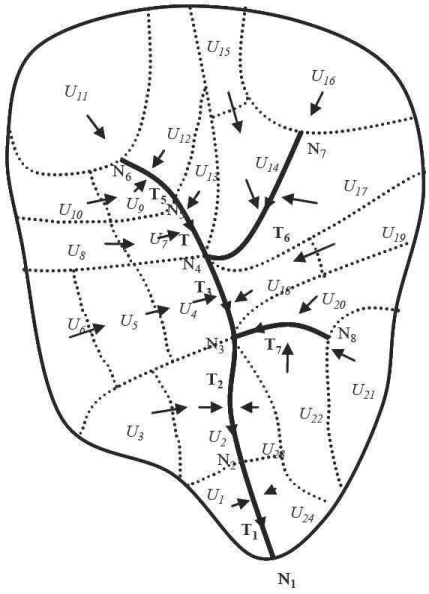

Figure 4-3 : Exemple de découpage et de codage d'un bassin versant en unités hydrologiques (U_1 à U_{24}) et tronçons (T_1 à T_7) (d'après Moussa (2005))

En pratique, la segmentation de l'espace du bassin versant est faite en superposant les informations géographiques disponibles sur la topographie, les sols, le parcellaire, le réseau hydrographique (Lagacherie *et al.*, 2010) (Figure 4-4a). Le réseau de tronçons TR est déterminé à partir de l'arborescence du réseau hydrographique. Il résulte de cette segmentation un découpage du bassin versant en surfaces élémentaires (Figure 4-4b). Les surfaces élémentaires ou unités hydrologiques (UH) et en éléments linéaires ou tronçons (TR). UH et TR sont considérés homogènes en termes de paramètres de modèle. MHYDAS utilise donc une segmentation de l'espace en unités irrégulières au plan de la forme mais homogènes en fonctionnement.

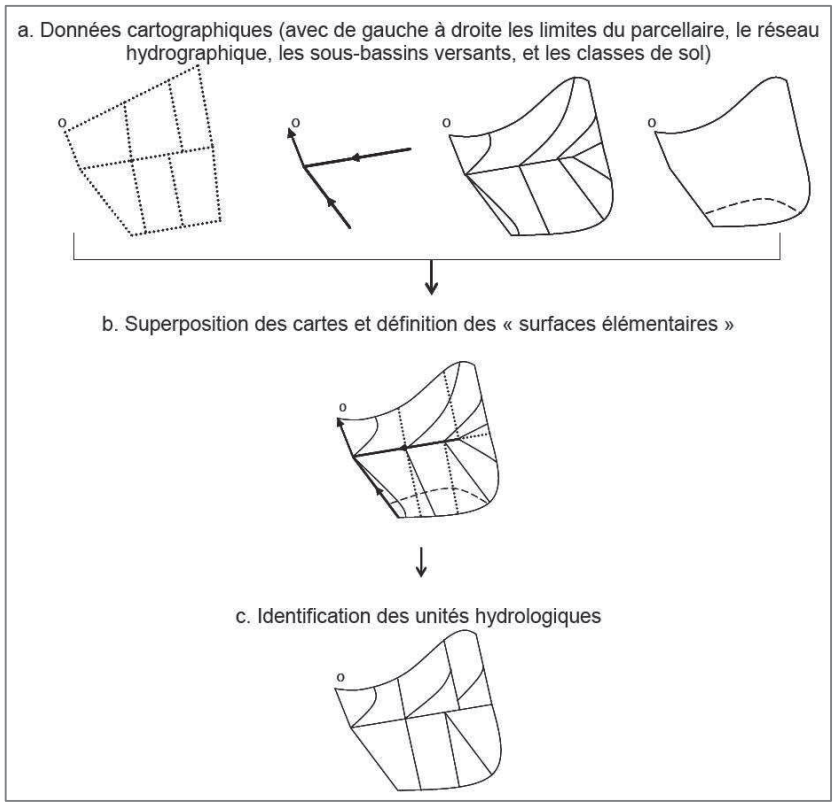

Figure 4-4 : Procédure de segmentation de l'espace en unités hydrologiques (d'après Lagacherie *et al.* (2010))

4.4.1.2 Équations

Les présentations de la fonction stemflow (ou de redistribution de la pluie incidente), du modèle de production (ou de bilan hydrique) et de la fonction de transfert (sur les versants et dans le réseau hydrographique) a déjà été effectuée dans la Section 2.2. Leur application à l'échelle du bassin versant

se fait sur l'ensemble des unités hydrologiques.

La fonction de réinfiltration en fossé suit les principes suivants. Les échanges du tronçon de fossé vers la nappe sont simulés par une relation de type Darcy. Nous considérons que la réinfiltration se produit lorsque le niveau de nappe est inférieur au niveau du fond de fossé et qu'une hauteur d'eau non nulle est simulée dans le fossé. La surface d'échange est une variable qui contrôle ces échanges. La surface d'échange augmente lorsque le fossé se charge pendant une crue donc le calcul du débit échangé doit dépendre de la hauteur d'eau dans le fossé et de sa forme supposée, ici, rectangulaire. Soit $Q_{réinf}(t)$ [L^3 T^{-1}] le débit échangé du tronçon vers la nappe (Figure 4-5) :

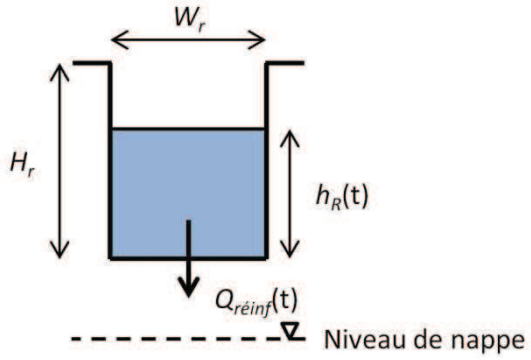

Figure 4-5 : Fonction de réinfiltration dans MHYDAS ; avec $Q_{réinf}(t)$ le débit de réinfiltration, $h_R(t)$ le niveau d'eau dans le tronçon à l'instant t, H_r la profondeur du tronçon et W_r la largeur du tronçon

$$Q_{réinf}(t) = Ks_{TR}\, L_r (2\, h_R(t) + W_r) \quad (4\text{-}1)$$

où Ks_{TR} [$L\ T^{-1}$] est la conductivité à saturation du fond du tronçon, $h_R(t)$ [L] est le niveau d'eau dans le tronçon à l'instant t, L_r [L] est la longueur du tronçon et W_r [L] est la largeur du tronçon. La réinfiltration est donc proportionnelle à la conductivité du fond de fossé et fonction de la hauteur d'eau dans le tronçon.

L'équation suppose que la conductivité du fond de fossé est constante et égale à la conductivité hydraulique à saturation et que le gradient hydraulique est constant et unitaire. Pour que ces hypothèses soient plausibles, il est nécessaire que le sol du fond de fossé soit constamment proche de la saturation. Cette hypothèse est justifiée par :

1. Le fait que le potentiel matriciel hebdomadaire du sol dans les conditions proches de celles du bassin versant de Féfé varie à l'échelle annuelle entre -150 et -50 cm dans la couche de surface, ce qui indique un état hydrique proche de la saturation (Cattan *et al.*, 2007b).

2. Le fait que la teneur en eau des fonds de fossés est a priori plus élevée que celle des sols adjacents du fait de flux d'infiltration plus élevés. Cela a notamment été montré par Izbicki *et al.* (2000) en zone aride dans le cas de cours d'eau intermittents.

On notera aussi que le calcul de la réinfiltration est indépendant du niveau de nappe car nous considérons qu'il n'y a pas de continuité hydraulique entre le fossé et la nappe sous-jacente du fait de la présence d'une zone non saturée significative, ce qui n'est probablement pas toujours le cas sur l'ensemble du bassin versant en saison humide.

Le débit de réinfiltration est ôté du débit de sortie intermédiaire du tronçon Q_R^*(t) [L^3 T^{-1}] calculé à partir du transfert des débits d'entrée du tronçon :

(4-2) $$Q_R(t) = Q_R^*(t) - Q_{réinf}(t)$$

4.4.1.3 Pas de temps de simulation

Le pas de temps de simulation est choisi en cohérence avec la taille des objets simulés et en fonction de la dynamique des processus observés avec comme limite inférieure le pas de temps de mesure des données de forçage du modèle, en particulier la pluviométrie. Dans sa version actuelle, MHYDAS opère sur un pas de temps constant sur toute la durée de la simulation. Celui-ci est fixé de manière à pouvoir représenter de manière fiable les dynamiques des écoulements de surface en conditions de crue mais également en fonction du pas de temps d'acquisition de la donnée pluviométrique.

4.4.1.4 Présentation des conditions initiales

Les conditions initiales du modèle sont définies par le stock d'eau dans le réservoir de la zone non saturée du modèle de production. Si aucune mesure de teneur en eau dans le sol n'est disponible, le choix de faire tourner le modèle sur une période d'initialisation avec des variables de forçage moyennes est possible.

4.4.2 Modélisation souterraine : MODFLOW

MODFLOW (McDonald et Harbaugh, 1988) est un modèle aux différences finies qui simule l'écoulement transitoire des eaux souterraines en trois dimensions dans un milieu poreux, hétérogène et anisotrope. Ce modèle développé par l'USGS (U.S. Geological Survey) est un des modèles hydrogéologiques les plus utilisés dans la recherche et l'industrie.

Les caractéristiques de MODFLOW lui permettent de représenter les principales hypothèses de fonctionnement que nous avons identifiées précédemment en ce qui concerne le compartiment souterrain et les écoulements hydrogéologiques associés. Les aquifères stratifiés et leur superposition peuvent ainsi être représentés selon l'approximation quasi-tridimensionnelle.

4.4.2.1 Segmentation du domaine souterrain et topologie associée

Le domaine à modéliser est divisé en cellules selon un maillage dans les plans horizontal et vertical qui constitue une grille rectangulaire de cellules organisées en lignes, colonnes et couches (Figure 4-6). Les cellules qui se trouvent en dehors du domaine sont inactivées. Chaque couche de cellules représente un aquifère ou une strate d'aquifère. Pour chaque cellule active, les propriétés hydrauliques sont établies. Les conditions aux limites du domaine sont fixées aux cellules formant les frontières du domaine.

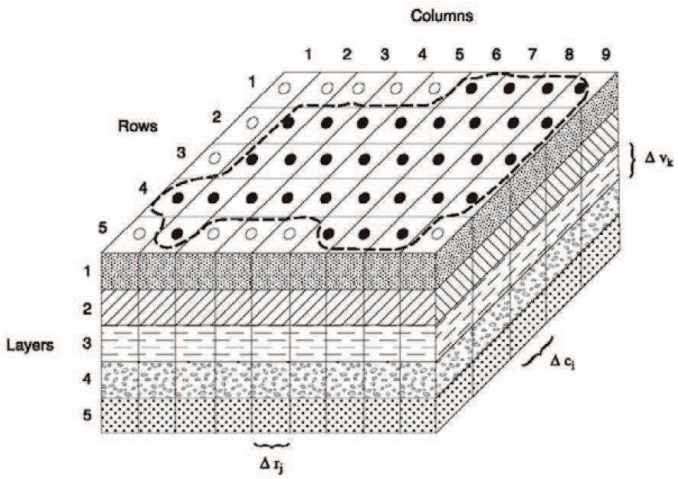

Figure 4-6 : Discrétisation spatiale d'un système d'aquifère (Harbaugh, 2005) : avec les limites de l'aquifère (en pointillés), ● une cellule active, ○ une cellule inactive, Δr_j la largeur de colonne (column) d'index j, Δc_i la largeur de ligne (row) d'index i et Δv_k l'épaisseur de couche (layer) d'index k

4.4.2.2 Équations de transfert

Le code MODFLOW résout l'équation de la diffusivité :

$$\frac{\delta}{\delta x}\left(K_{xx}\frac{\delta H}{\delta x}\right)+\frac{\delta}{\delta y}\left(K_{yy}\frac{\delta H}{\delta y}\right)+\frac{\delta}{\delta z}\left(K_{zz}\frac{\delta H}{\delta z}\right)+W=S_s\frac{\delta H}{\delta t} \quad (4\text{-}3)$$

où K_{xx}, K_{yy} et K_{zz} [L T^{-1}] sont les conductivités hydrauliques le long des axes de la grille du domaine, H [L] est la charge hydraulique, W [T^{-1}] est le terme source ou perte par unité de volume, S_s [L^{-1}] est le coefficient d'emmagasinement spécifique du milieux poreux (remplacé par la porosité de drainage en nappe libre) et t [T] est le temps.

La conductivité hydraulique, le coefficient d'emmagasinement spécifique et la porosité de drainage sont les paramètres de base du modèle et sont des fonctions de l'espace alors que le terme W est une fonction de l'espace et du temps. Les puits, les rivières, les drains artificiels, l'évapotranspiration et la recharge peuvent être simulés et sont représentés comme des termes sources dépendants de la charge ou des termes puits dans lequel la charge extérieure au modèle est spécifiée par l'utilisateur. L'Équation (4-3) associée à des conditions de charge ou de flux appliquées aux limites du domaine de modélisation et à des conditions initiales de charge constitue une représentation mathématique du système d'écoulement souterrain. Excepté pour des systèmes très simples, il n'existe pas de solution analytique à l'Équation (4-3).

i. Équations de transfert horizontal

La méthode d'approximation en différences finies est employée pour résoudre l'équation de la diffusivité. Elle implique l'application de l'équation de continuité qui suppose que la somme de tous les flux entrant et sortant d'une cellule est égale à la différence du stock d'eau dans la cellule. La Figure 4-7b décrit l'écoulement entrant dans la cellule (i, j, k) provenant de la cellule (i, j-1, k). Le débit d'échange est calculé selon l'équation de Darcy :

$$q_{i,j-1/2,k} = KR_{i,j-1/2,k}\,\Delta c_i\,\Delta v_k \frac{(h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k})}{\Delta r_{j-1/2}} \qquad (4\text{-}4)$$

où $h_{i,\,j\text{-}1,\,k}$ et $h_{i,\,j,\,k}$ [L] sont les charges dans les cellules d'indices (i, j-1, k) et (i, j, k), $q_{i,\,j\text{-}1/2,\,k}$ [$L^3\,T^{-1}$] est le débit à travers la face entre les cellules (i, j-1, k) et (i, j, k), $KR_{i,\,j\text{-}1/2,\,k}$ [$L\,T^{-1}$] est la conductivité hydraulique entre les nœuds (i, j-1, k) et (i, j, k), $\Delta c_i\,\Delta v_k$ [L^2] est la surface de la cellule perpendiculaire à la direction de l'écoulement et $\Delta r_{j\text{-}1/2}$ [L] la distance entre les nœuds (i, j-1, k) et (i, j, k).

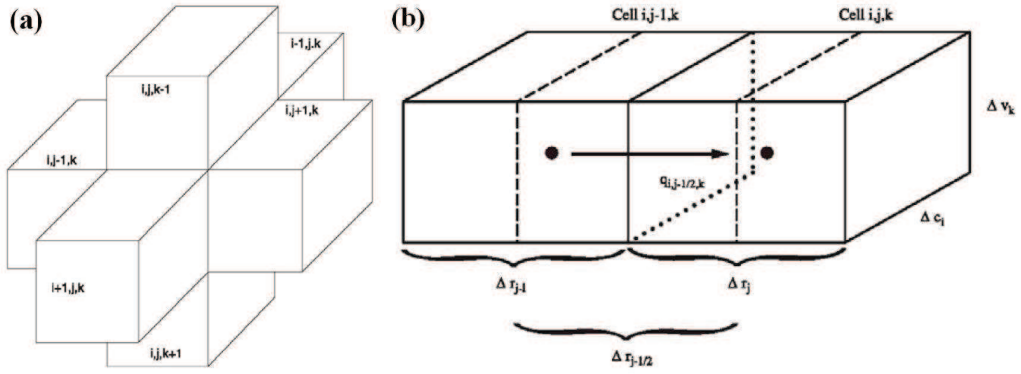

Figure 4-7 : Présentation (a) des six cellules adjacentes à la cellule (i, j, k) et (b) de l'écoulement vers la cellule (cell) (i, j, k) provenant de la cellule (i, j-1, k) (Harbaugh, 2005) : avec Δr_j la largeur de colonne d'index j, Δc_i la largeur de ligne d'index i, Δv_k l'épaisseur de couche d'index k et $q_{i,\,j\text{-}1/2,\,k}$ le débit entrant dans la cellule (i, j, k)

L'Équation (4-4) est également utilisée pour calculer les débits entrants pour les faces provenant des cinq autres cellules adjacentes. MODFLOW définit la conductance comme le produit de la conductivité hydraulique et des dimensions des cellules, elle peut s'écrire selon deux équations :

$$CR_{i,j+1/2,k} = \frac{KR_{i,j+1/2,k}\,\Delta c_i\,\Delta v_k}{\Delta r_{j+1/2}} \qquad (4\text{-}5a)$$

$$CR_{i,j+1/2,k} = 2\,DELC_i \frac{\Delta v_{i,j,k}\,HK_{i,j,k}\;\Delta v_{i,j+1,k}\,HK_{i,j+1,k}}{\Delta v_{i,j,k}\,HK_{i,j,k}\;DELR_{j+1} + \Delta v_{i,j+1,k}\,HK_{i,j+1,k}\,DELR_j} \qquad (4\text{-}5b)$$

où $CR_{i,\,j+1/2,\,k}$ [$L^2\,T^{-1}$] est la conductance dans la ligne i et la couche k entre les nœuds (i, j, k) et (i, j+1, k), $DELC_i$ [L] est la largeur de la colonne i, $DELR_j$ [L] est la largeur de la colonne j et $HK_{i,\,j,\,k}$ [$L\,T^{-1}$] est la conductivité hydraulique de la cellule (i, j, k) dans la direction de la ligne (Figure 4-8a).

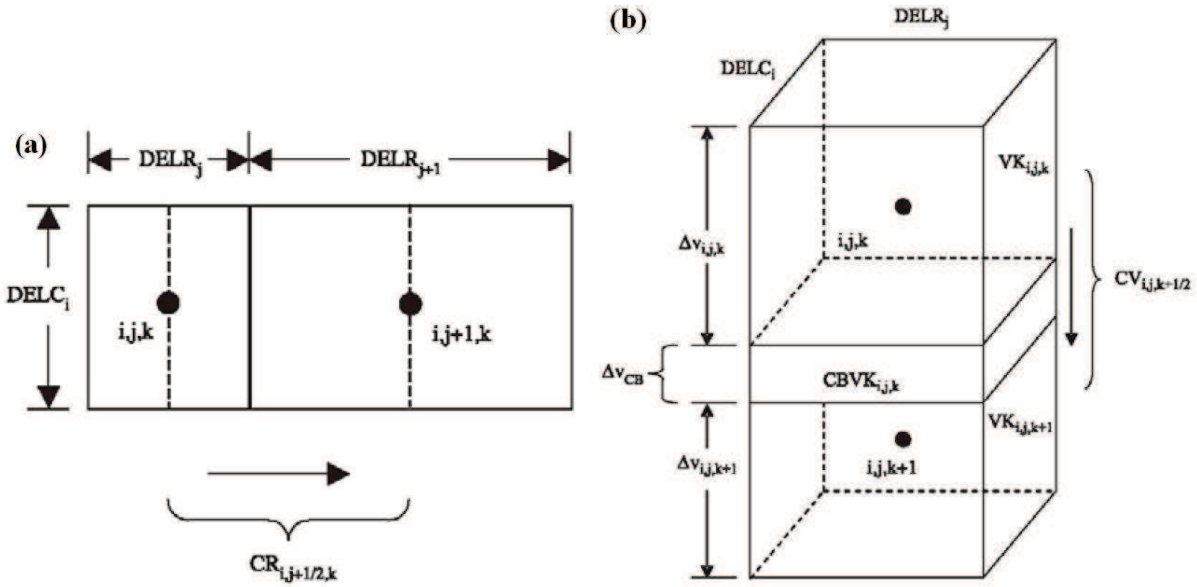

Figure 4-8 : Calcul des conductances (a) horizontale et (b) verticale entre deux nœuds (Harbaugh, 2005) : avec $DELC_i$ la largeur de la ligne d'index i, $DELR_j$ la largeur de la colonne d'index j, $\Delta v_{i,j,k}$ la hauteur saturée de la cellule (i, j, k), $VK_{i,j,k}$ la conductivité hydraulique verticale de la cellule (i, j, k), Δv_{CB} l'épaisseur de la couche semi-imperméable, $CBVK_{i,j,k}$ la conductivité hydraulique verticale de la couche semi-imperméable, $CR_{i,j+1/2,k}$ la conductance horizontale entre les deux nœuds et $CV_{i,j,k+1/2}$ la conductance verticale entre les deux nœuds

L'Équation (4-4) s'écrit alors de la manière suivante :

(4-6) $$q_{i,j+1/2,k} = CR_{i,j+1/2,k}\left(h_{i,j,k} - h_{i,j+1,k}\right)$$

La conductance horizontale $CC_{i-1/2,j,k}$ [$L^2\ T^{-1}$] dans la colonne j et la couche k entre les nœuds (i-1, j, k) et (i, j, k) se calcule de la même manière.

La conductance latérale des cellules est calculée par le module d'écoulement interne de MODFLOW. Pour un aquifère captif, $\Delta v_{i,j,k}$ de la cellule (i, j, k) correspond à l'épaisseur de la cellule et peut s'écrire selon l'Équation (4-7a) alors que pour un aquifère libre, la conductance dépend de la surface mouillée d'échange entre deux cellules donc $\Delta v_{i,j,k}$ dépend de la charge dans la cellule :

(4-7a) si $h_{i,j,k} \geq TOP_{i,j,k}$ alors $\Delta v_{i,j,k} = TOP_{i,j,k} - BOT_{i,j,k}$

(4-7b) si $BOT_{i,j,k} < h_{i,j,k} < TOP_{i,j,k}$ alors $\Delta v_{i,j,k} = h_{i,j,k} - BOT_{i,j,k}$

(4-7c) si $h_{i,j,k} \leq BOT_{i,j,k}$ alors $\Delta v_{i,j,k} = 0$

où $TOP_{i,j,k}$ [L] est l'altitude du sommet de la cellule (i, j, k) et $BOT_{i,j,k}$ [L] est l'altitude du fond de la cellule (i, j, k).

Le calcul de $\Delta v_{i,j,k}$ n'est pas le même pour toutes les couches du domaine. Pour la couche la plus élevée, le calcul inclut seulement les Équations (4-7b) et (4-7c). En effet, il n'y a pas

de vérification pour déterminer si la charge dépasse le toit de la couche. En revanche, pour les couches sous-jacentes, le calcul de $\Delta v_{i,\,j,\,k}$ inclut les trois Équations (4-7).

ii. Équations de transfert vertical

La conductance verticale est calculée selon la moyenne harmonique des conductances des deux cellules adjacentes. Dans le cas où une couche semi-imperméable existe entre les deux cellules (Figure 4-8b) :

$$CV_{i,j,k+1/2} = \frac{DELR_j\ DELC_i}{\frac{1/2\,\Delta v_{i,j,k}}{VK_{i,j,k}} + \frac{\Delta v_{CB}}{CBVK_{i,j,k}} + \frac{1/2\,\Delta v_{i,j,k+1}}{VK_{i,j,k+1}}} \tag{4-8}$$

où $CV_{i,\,j,\,k+1/2}$ [$L^2\ T^{-1}$] est la conductance dans la ligne i et la colonne j entre les nœuds (i, j, k) et (i, j, k+1), $VK_{i,\,j,\,k}$ [$L\ T^{-1}$] est la conductivité hydraulique verticale de la cellule (i, j, k), Δv_{CB} [L] est l'épaisseur de la couche semi-imperméable et $CBVK_{i,\,j,\,k}$ [$L\ T^{-1}$] est la conductivité hydraulique verticale de la couche semi-imperméable.

Le coefficient de drainance qui représente le terme de fuite entre les nœuds d'une couche et les nœuds de la couche sous-jacente peut être défini selon l'équation suivante :

$$VCONT_{i,j,k+1/2} = \frac{1}{\frac{1/2\,\Delta v_{i,j,k}}{VK_{i,j,k}} + \frac{\Delta v_{CB}}{CBVK_{i,j,k}} + \frac{1/2\,\Delta v_{i,j,k+1}}{VK_{i,j,k+1}}} \tag{4-9}$$

On notera que cette équation considère l'existence d'une couche semi-imperméable, d'épaisseur Δv_{CB} et de conductivité $CBVK_{i,\,j,\,k}$, dont la présence est dans notre cas suggérée par la structure en deux aquifères superposés de Féfé et la présence d'une couche argileuse située au toit des nuées ardentes à l'amont du domaine. Comme il n'est pas possible de caractériser les propriétés de la couche semi-imperméable (épaisseur, conductivité), le coefficient de drainance sera calé directement.

Les échanges entre les aquifères superficiel et profond sont calculés par l'équation de Darcy (Équation (4-4)). Comme on le verra plus tard, la charge de l'aquifère profond ne dépasse jamais le toit de la formation, donc nous pouvons considérer que l'aquifère profond se comporte comme un aquifère à nappe libre, aussi le gradient hydraulique contrôlant les échanges est calculé à partir de la différence d'altitude entre le niveau de nappe dans l'aquifère superficiel et la limite entre les deux aquifères. L'Équation (4-4) s'écrit alors de la manière suivante pour deux cellules situées sur une même verticale, l'une dans l'aquifère superficiel et l'autre dans l'aquifère profond :

$$q_{i,j,k+1/2} = VCONT_{i,j,k+1/2}\ DELR_j\ DELC_i\ \left(Bot_{i,j,k} - h_{i,j,k}\right) \tag{4-10}$$

où $q_{i,\,j,\,k+1/2}$ [$L^3\ T^{-1}$] est le débit à travers le fond de la cellule d'indice (i, j, k), $VCONT_{i,\,j,\,k+1/2}$ [T^{-1}] est le coefficient de drainance, $Bot_{i,\,j,\,k}$ [L] est l'altitude du fond et $h_{i,\,j,\,k}$ [L] est la charge de la cellule d'indice (i, j, k).

iii. Équation de transfert complète

L'équation de continuité complète, des échanges latéraux et verticaux, de la cellule (i, j, k) entre les instants t^{m-1} et t^m peut être écrite :

(4-11)

$$CR_{i,j-1/2,k}\left(h^m_{i,j-1,k} - h^m_{i,j,k}\right) + CR_{i,j+1/2,k}\left(h^m_{i,j+1,k} - h^m_{i,j,k}\right) + CC_{i-1/2,j,k}\left(h^m_{i-1,j,k} - h^m_{i,j,k}\right) + CC_{i+1/2,j,k}\left(h^m_{i+1,j,k} - h^m_{i,j,k}\right) + CV_{i,j,k-1/2}\left(h^m_{i,j,k-1} - h^m_{i,j,k}\right) + CV_{i,j,k+1/2}\left(h^m_{i,j,k+1} - h^m_{i,j,k}\right) + P_{i,j,k}\, h^m_{i,j,k} + Q_{i,j,k} = SS_{i,j,k}\left(\Delta r_j\, \Delta c_i \Delta v_k\right) \frac{h^m_{i,j,k} - h^{m-1}_{i,j,k}}{t^m - t^{m-1}}$$

où CR, CC et CV [$L^2\ T^{-1}$] sont les conductances entre les nœuds indiqués en indice, h [L] est la charge dans la cellule indiquée en indice, $P_{i,j,k}$ [$L^2\ T^{-1}$] est la somme des sources dépendantes de la charge de la cellule (i, j, k), $Q_{i,j,k}$ [$L^3\ T^{-1}$] est la somme des sources indépendantes de la charge de la cellule (i, j, k), Δr_j, Δc_i et Δv_k [L] sont les dimensions de la cellule (i, j, k), $SS_{i,j,k}$ [L^{-1}] est le coefficient d'emmagasinement spécifique (nouvelle notation introduite dans une formulation aux différences finies, sa définition est équivalente à celle de S_s) et t^m [T] est le temps au pas de temps m.

En écrivant l'Équation (4-7) par cellule pour un système à n cellules, nous obtenons un système de n équations à n inconnues. Plusieurs méthodes de résolution itératives sont incluses dans MODFLOW pour résoudre les systèmes d'équations produits par le modèle : la Strongly Implicit Procedure (Weinstein *et al.*, 1969), la méthode des gradients conjugués préconditionnés (Hill, 1990). La convergence de la solution dépend de quatre critères qui permettent de jouer sur la rapidité de convergence et la précision des calculs du bilan de masse. La résolution de ces systèmes d'équations permet de simuler l'évolution du système en tout point d'une discrétisation spatio-temporelle finie. La sortie fondamentale du modèle est constituée de la charge hydraulique en chaque maille du modèle. De plus, un bilan hydrique est établi et les flux traversant chaque maille sont connus.

Comme précisé précédemment, les cellules en dehors du domaine modélisé sont inactives. Un autre phénomène peut inactiver une cellule. Lorsque la cellule est complètement asséchée, c'est-à-dire que le niveau de nappe passe en-dessous du fond de celle-ci, elle est inactivée. L'inactivation est permanente pour la suite de la simulation, elle ne peut donc pas être inversée.

4.4.2.3 Discrétisation du temps

La période de simulation est découpée en périodes de stress et pas de temps. La notion de stress est définie comme toutes les perturbations sur le domaine, qui peuvent être assimilées aux variables de forçage du modèle : la recharge, un régime de pompage, *etc.* La discrétisation du temps tient compte de toutes les chronologies pour obtenir des périodes de pas de temps durant lesquelles tous les stress ont une valeur constante.

4.4.2.4 Conditions initiales et conditions aux limites

Les conditions initiales sont définies par la charge initiale dans chaque cellule du domaine modélisé. De la même façon que pour le modèle de surface, si aucune mesure de charge dans les aquifères n'est disponible, le choix de faire tourner le modèle souterrain sur une période d'initialisation avec des variables de forçage moyennes est possible.

Pour prendre en compte les conditions aux limites du domaine de modélisation, plusieurs fonctions sont disponibles dans MODFLOW. La présentation suivante est restreinte aux fonctions qui sont utilisées pour la modélisation du fonctionnement du bassin versant de Féfé.

En premier, voyons les deux fonctions les plus simples que nous utilisons, celles correspondant aux conditions de flux nul et de charge constante. Pour une condition de flux nul, aucun terme d'échange n'est formulé avec les cellules adjacentes, ni vers ni provenant de la cellule à condition de flux nul. Pour une condition de charge constante, la formulation des flux dans chaque cellule adjacente contient un terme décrivant un échange vers ou provenant de la cellule à condition de charge constante.

En second, voyons la fonction de MODFLOW simulant le fonctionnement de drains linéaires. Le drain peut être utilisé pour représenter les éléments linéaires du réseau hydrographique (dans notre cas d'étude, les fossés) en condition de drainage. En effet, le débit d'échange est simulé proportionnellement à la différence entre l'altitude du drain et le niveau de nappe dans la cellule tant que le niveau de nappe est supérieur à l'altitude du drain (Équation (4-12a)). Lorsque le niveau de nappe passe en-dessous de l'altitude du drain, le drain n'a pas d'impact sur le domaine (Équation (4-12b)). La constante de proportionnalité est appelée conductance du drain.

(4-12a) si $h_{i,j,k} > HD$ alors $Q_D = CD\left(HD - h_{i,j,k}\right)$

(4-12b) si $h_{i,j,k} \leq HD$ alors $Q_D = 0$

où Q_D [L^3 T^{-1}] est le débit drainé, CD [L^2 T^{-1}] est la conductance du drain, HD [L] est l'altitude du drain et $h_{i,j,k}$ [L] est la charge dans la cellule contenant le drain.

La conductance représente le plus souvent un paramètre de calage. Comme tout terme de conductance définie par MODFLOW, la conductance du drain peut se calculer ainsi :

(4-13) $$CD = \frac{K_D L_D W_D}{M_D}$$

où K_D [L T^{-1}] est la conductivité hydraulique du drain, L_D [L] est la longueur du drain, W_D [L] est largeur du drain (le produit de L_D et W_D représente la surface d'échange perpendiculaire à l'écoulement) et M_D [L] est l'épaisseur du lit du drain (qui représente la longueur du prisme parallèle à l'écoulement).

4.4.3 Modélisation du fonctionnement du bassin versant avec prise en compte des écoulements couplés surface-souterrain

4.4.3.1 Hypothèses et principe du chaînage des échanges surface-souterrain

Nous faisons **l'hypothèse que les écoulements de surface à l'échelle des versants sont faiblement influencés par les processus souterrains liés aux nappes**. En effet, la piézométrie observée reste en moyenne à près de deux mètres de profondeur et n'affleure jamais à la surface du sol. En conséquence, la simulation des flux de surface à l'échelle des unités hydrologiques de MHYDAS est menée indépendamment de la simulation des autres voies de transfert et ne fait donc pas l'objet d'une procédure itérative comme l'indique l'organigramme du chaînage itératif des deux modèles (Figure 4-9). MHYDAS calcule une première fois sur toute la période de simulation les chroniques des flux hydrologiques de surface dont celle de la percolation qui ne changera pas durant les étapes suivantes du chaînage.

i. Modules MODFLOW non adaptés

Nous faisons par contre **l'hypothèse que les échanges surface-souterrain dans le réseau hydrographique varient en fonction des conditions hydrologiques de surface et souterraines**. On suppose notamment que, pour certains tronçons, peuvent alterner réinfiltration des eaux de surface et drainage de nappe suivant les dynamiques réciproques des états hydrologiques de surface et de subsurface. Ceci n'a pu être observé sur le terrain, mais l'existence de tronçons à comportement nettement infiltrant sur les versants et d'autres tronçons à comportement drainant permanent à l'aval du bassin versant suggère l'existence de tronçons à comportements mixtes en position intermédiaire. MODFLOW propose un module, nommé RIVER (McDonald et Harbaugh, 1988), capable de simuler de manière couplée (*i.e.* à chaque pas de temps) les transferts verticaux, aussi bien de la nappe vers le réseau hydrographique que du réseau vers la nappe, en fonction des écoulements de surface et de la position des nappes. Le module RIVER suppose que la hauteur d'eau dans les segments formant le réseau hydrographique est constante tout au long d'une période de stress. Cette dernière caractéristique constitue une limite de modélisation qui a mené au développement du module STREAM qui simule le routage de l'écoulement fluvial sous hypothèse de régime permanent (Prudic, 1989). Un module ultérieur, SFR1 (Prudic *et al.*, 2004), simule également l'écoulement dans le réseau hydrographique. La principale différence avec le module STREAM concerne le calcul de la hauteur d'eau d'un segment qui est calculée à l'entrée du segment dans STREAM et au milieu du segment dans SFR1. Le module SFR2 (Niswonger et Prudic, 2010) complète la version précédente en simulant les flux en zone non saturée sous le réseau hydrographique. Néanmoins, les auteurs indiquent que SFR1 n'est pas recommandé pour modéliser les échanges nappe-rivière à un pas de temps fin (de la minute à la journée). Tenir compte du niveau dans le réseau hydrographique pour calculer l'exfiltration peut conduire à des problèmes de convergence sur le processus d'itérations surtout lorsque le

niveau dans le réseau et le niveau de nappe sont proches. Les trois modules STREAM, SFR1 et SFR2 ne permettent pas de représenter la dynamique fine de hauteurs d'eau durant une crue sur un petit bassin versant donc nous considérons qu'ils ne sont pas adaptés à l'étude du fonctionnement du bassin versant de Féfé qui présente des processus de surface (genèse et écoulement du ruissellement) rapides. De plus, ces trois modules sont un modèle de routage basé sur un calcul de bilan d'eau fait sur des périodes de temps assez longues. Cette méthode de transfert n'est pas assez précise pour rendre compte de la dynamique hydrologique du système. Nous ne pouvons donc utiliser ces modules et faisons le choix d'un chaînage itératif basé sur des calculs successifs et séparés des flux du réseau hydrographique vers la nappe, par MHYDAS, et des flux de la nappe vers le réseau, par MODFLOW.

ii. Réinfiltration du réseau hydrographique vers la nappe

Dans notre cas d'étude, le calcul de l'infiltration dans les fossés dépend d'une seule variable : la hauteur d'eau dans le fossé à l'instant *t*. Par souci de simplicité nous négligeons la présence éventuelle d'une zone non saturée sous le réseau hydrographique. Négliger la zone non saturée a deux effets : diminuer le délai de transfert donc diminuer de manière artificielle le temps de réaction de la nappe superficielle et négliger la capacité de stockage de la zone non saturée donc maximiser la recharge. Les débits de réinfiltration simulés dans les fossés s'ajoutent aux flux de recharge des versants.

iii. Exfiltration de la nappe vers le réseau hydrographique

Nous faisons l'hypothèse que les variations de niveau d'eau dans les fossés sur l'ensemble du réseau hydrographique sont négligeables par rapport aux variations du niveau de nappe. Ainsi, le calcul des débits d'exfiltration dépend de la différence, entre le niveau de nappe et le fond du fossé. Ceci constitue une importante hypothèse car en crue la charge dans les fossés n'est pas négligeable surtout dans la partie aval du réseau. De ce point de vue, notre approche rejoint celle des modules MODFLOW précédemment présentés, excepté RIVER, qui ne prennent pas en compte dans le calcul de l'exfiltration les hauteurs d'eau durant la crue dans les fossés. Néanmoins, notre approche de modélisation présente l'avantage, par rapport à ces modules, d'intégrer un modèle d'écoulements de surface qui est capable de simuler à un pas de temps assez fin la dynamique rapide de crue.

Le drainage de la nappe par le réseau hydrographique est simulé par un réseau de cellules drains qui calculent le débit d'exfiltration en fonction d'une conductance de drain constante et de la différence entre le niveau de nappe et l'altitude du drain équivalent à l'altitude du fond de fossé. Ainsi, quelle que soit la hauteur d'eau dans le fossé simulée par MHYDAS, un débit d'exfiltration est calculé dès que le niveau de nappe est supérieur au fond de fossé. La surface d'échange incluse dans le terme de conductance de drain (Équation (4-13)) devrait augmenter si la différence de charge entre le niveau d'eau dans le fossé et le niveau du toit de la nappe augmente. Nous faisons l'hypothèse que dans le processus d'exfiltration, l'augmentation de la

surface d'échange est négligeable devant l'augmentation du gradient de charges donc la conductance est considérée constante.

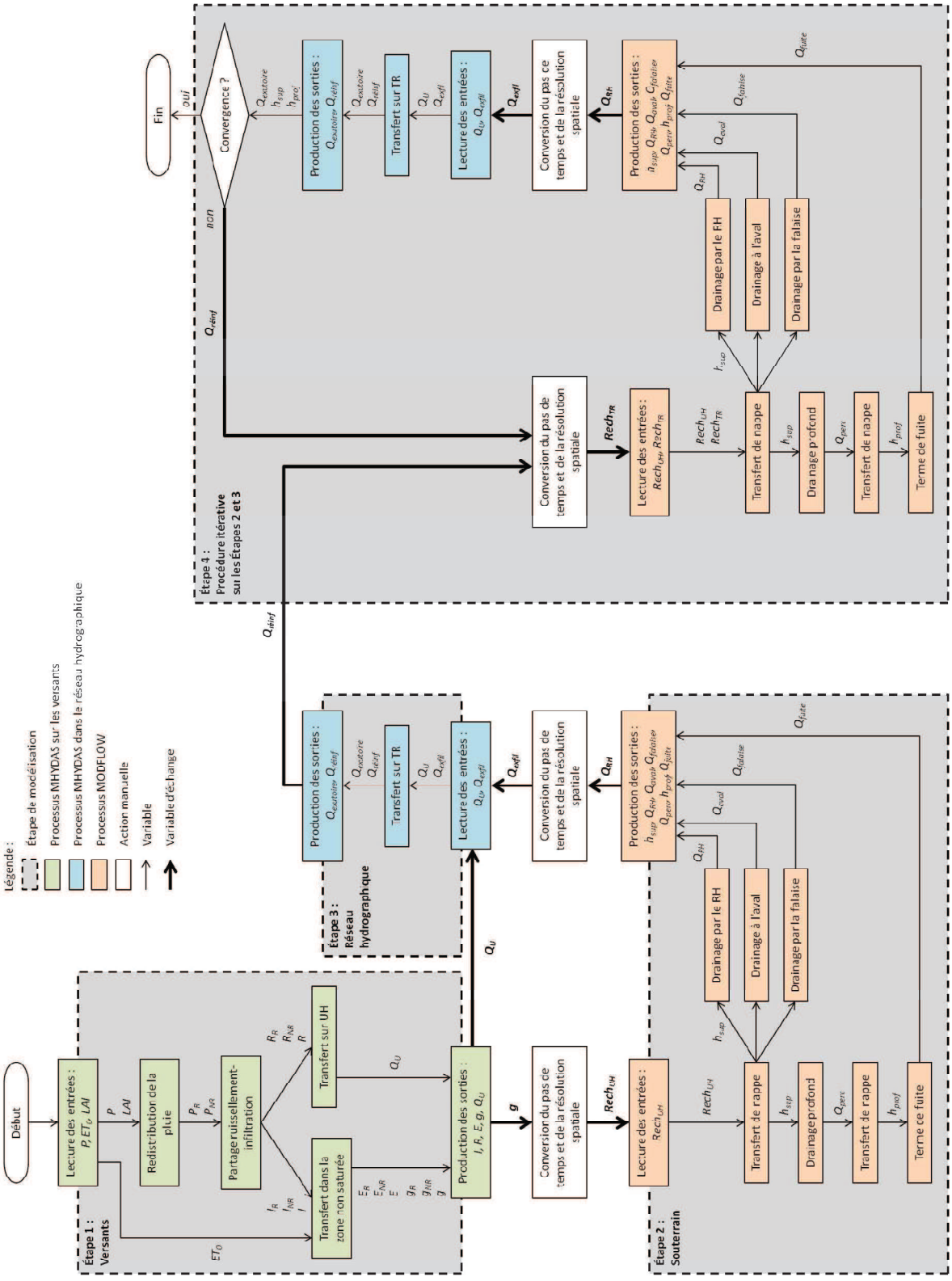

Figure 4-9 : Organigramme du chaînage itératif des deux modèles

4.4.3.2 Présentation de la procédure itérative

La Figure 4-9 présente le schéma synthétique du chaînage itératif des deux modèles, qui suit les étapes suivantes :

1. **Étape 1 :** MHYDAS calcule une première fois sur les versants sur toute la période de simulation les chroniques des flux hydrologiques de surface dont celle de la percolation (g) à l'échelle de l'ensemble des unités hydrologiques. À ce stade, le transfert du ruissellement de surface (R) dans le réseau hydrographique est simulé mais pas la réinfiltration dans les fossés du réseau. Ensuite, les flux de percolation sont convertis en flux de recharge ($Rech_{UH}$) renseignés en entrée de MODFLOW. La recharge alimente directement l'aquifère sans prise en compte d'un temps de transfert supplémentaire entre le réservoir de surface du sol, tel que représenté dans MHYDAS, et le toit de la nappe.

2. **Étape 2** : MODFLOW simule les écoulements de nappes internes au compartiment souterrain et les débits d'exfiltration de nappe vers le réseau hydrographique (Q_{RH}).

3. **Étape 3** : La chronique d'exfiltration post-conversion (Q_{exfil}) est ensuite transférée à MHYDAS qui ajoute ce débit d'exfiltration aux débits entrants de chaque tronçon provenant des unités hydrologiques (Q_U) (*cf.* Étape 1) et simule à présent le transfert d'eaux de ruissellement de surface et d'eaux souterraines dans le réseau hydrographique ($Q_{exutoire}$) et pour chaque tronçon qui n'a pas reçu d'exfiltration, un débit de réinfiltration ($Q_{réinf}$) est calculé selon l'Équation (4-1).

4. **Étape 4** : Celle-ci correspond au démarrage de la procédure itérative qui enchaine successivement les Étapes 2 et 3 précédentes, avec les nouvelles valeurs de recharge calculées par MHYDAS, cumulant la recharge des unités hydrologiques ($Rech_{UH}$) et celle des tronçons de fossés ($Rech_{TR}$), et de nouvelles valeurs d'exfiltration (Q_{RH}) calculées par MODFLOW. Les itérations sont arrêtées quand les changements de charge hydraulique dans chaque cellule du bassin versant et de débit dans le réseau hydrographique ($Q_{exutoire}$) (ruissellement des versants, exfiltration de nappe, réinfiltration en fossés) deviennent inférieurs aux critères de convergence.

Nous proposons d'effectuer une vérification a posteriori de la cohérence des résultats à la fin du chaînage itératif. Nous avons fait l'hypothèse que les versants ne sont pas influencés par des flux souterrains donc nous supposons que le ruissellement de surface est uniquement de type hortonien. Le ruissellement hortonien devrait s'accompagner d'un niveau de nappe en-dessous de la surface du sol alors que le ruissellement sur surface saturée devrait s'accompagner d'un niveau de nappe à la surface du sol ou au-dessus. Après l'Étape 4, sur les versants, il faut vérifier la cohérence entre le type de ruissellement de surface simulé et les niveaux de nappe simulés. Comme MHYDAS est capable de simuler les deux processus et

que MODFLOW peut simuler les deux états de nappe, il faut vérifier que lorsque MHYDAS simule un processus, MODFLOW simule l'état en cohérence.

Notons que la viabilité de cette procédure de chaînage itératif des échanges surface-souterrain repose sur l'hypothèse que la convergence du processus itératif est rapide. Dans le cas contraire, la recherche d'une solution de couplage intrinsèque aurait sans doute dû être entreprise malgré la lourdeur de sa mise en œuvre, sans plus de garantie sur la convergence de l'approche. Notre hypothèse de travail est justifiée par le fait que la contribution principale à l'écoulement dans le réseau hydrographique provient du drainage de nappe. De plus, les sols du bassin versant de Féfé sont très infiltrants donc le volume de la recharge issu de la réinfiltration en réseau hydrographique peut être supposé faible devant le volume de la recharge issu de l'infiltration sur les versants et donc ne pas nécessiter une estimation très précise pour aboutir à une simulation satisfaisante des débits à l'exutoire du bassin. Néanmoins, une représentation détaillée du réseau hydrographique est nécessaire pour rendre compte de la spatialisation de la réinfiltration qui peut être plus importante dans les fossés en haut de versant que ceux en fond de vallée.

4.4.3.3 Pas d'espace des échanges surface-souterrain

i. Représentation des versants

À l'origine, chaque modèle a sa propre résolution spatiale. Il faut donc définir une représentation spatiale cohérente pour le chaînage des modèles. Le compartiment de surface du bassin versant est segmenté en UH alors que le compartiment souterrain est discrétisé en mailles rectangulaires (Figure 4-10). Pour un bon fonctionnement de MODFLOW, il faut des cellules de petite taille pour simuler de manière satisfaisante les dynamiques de nappes rapides et les échanges avec les fossés du réseau hydrographique, cet aspect sera approfondi par la suite. Ainsi, les cellules souterraines doivent être plus petites que les unités de surface. On impose une relation d'unicité entre les UH et les cellules, c'est-à-dire qu'à une cellule souterraine de MODFLOW (Figure 4-11c) correspond une unique UH en surface de MHYDAS (Figure 4-11b) mais à une UH correspond une ou plusieurs cellules souterraines. Ainsi on connaît pour chaque UH les cellules souterraines correspondantes donc les flux de percolation (g) de chaque UH générés par MHYDAS sont transférés dans MODFLOW sous forme de flux de recharge ($Rech_{UH}$) sur les cellules correspondantes (Figure 4-11b et c).

ii. Représentation du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique du bassin versant est segmenté en TR (Figure 4-11e) alors que le compartiment souterrain est discrétisé en mailles carrées (Figure 4-11d). Pour assurer la cohérence entre les deux segmentations, nous avons subdivisé chaque TR selon le maillage souterrain en segments, dont chacun est entièrement contenu dans une cellule souterraine, appelée cellule-drain. Les échanges surface-souterrain sont simulés indépendamment entre chaque segment de tronçon et la cellule qui le contient. Les débits de réinfiltration ($Q_{réinf}$) de

chaque tronçon calculés par MHYDAS sont ainsi transférés à MODFLOW en flux de recharge ($Rech_{TR}$) sur les cellules contenant les segments du tronçon. Les débits d'exfiltration (Q_{RH}) simulés par MODFLOW des segments d'un même tronçon sont agrégés pour obtenir une unique chronique de débits par tronçon. Ensuite, les chroniques sont transférées à MHYDAS sous forme de débit d'exfiltration (Q_{exfil}) (Figure 4-11d et e).

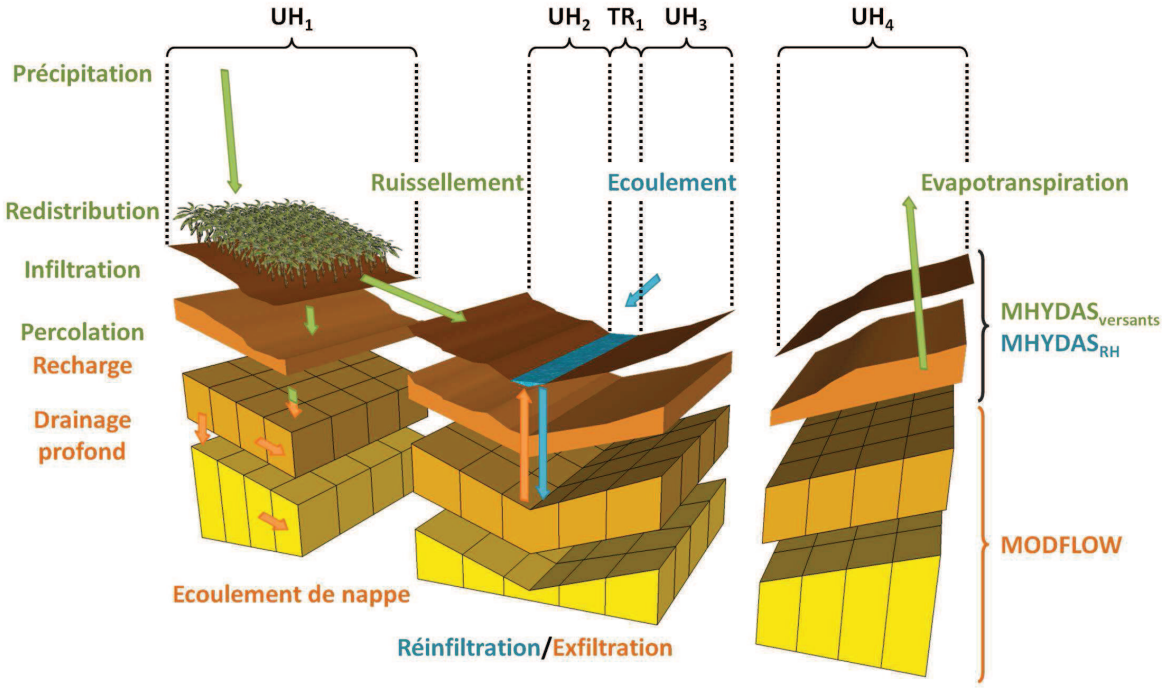

Figure 4-10 : Différence de pas d'espace d'échange dans le chaînage de modèles

4.4.3.4 Pas de temps d'échange

La production et le transfert du ruissellement ainsi que les écoulements dans le réseau hydrographique sont des processus rapides. Le pas de temps de simulation de MHYDAS est choisi selon la dynamique de réponse hydrologique du bassin versant de Féfé. Les études antérieures ont discrétisé la période de simulation en pas de temps de l'ordre de la minute (Charlier *et al.*, 2009a). Les écoulements souterrains sont des processus plus lents. Le pas de temps de simulation de MODFLOW est défini selon la dynamique de nappe du bassin versant. Dans les études antérieures, le pas de temps horaire a été retenu et considéré suffisamment fin pour rendre compte de la dynamique mesurée des niveaux de nappe (Charlier *et al.*, 2008, 2011). Les flux de percolation sur les versants (g) et les débits de réinfiltration ($Q_{réinf}$) dans le réseau hydrographique calculés au pas de temps de 2min par MHYDAS sont agrégés au pas de temps plus grand, horaire, de MODFLOW en flux de recharge $Rech_{UH}$ et $Rech_{TR}$, respectivement (Figure 4-11). Les débits d'exfiltration horaires (Q_{RH}) calculés par MODFLOW sont redistribués en débits d'exfiltration suivant le pas de temps de 2min (Q_{exfil}) (Figure 4-11).

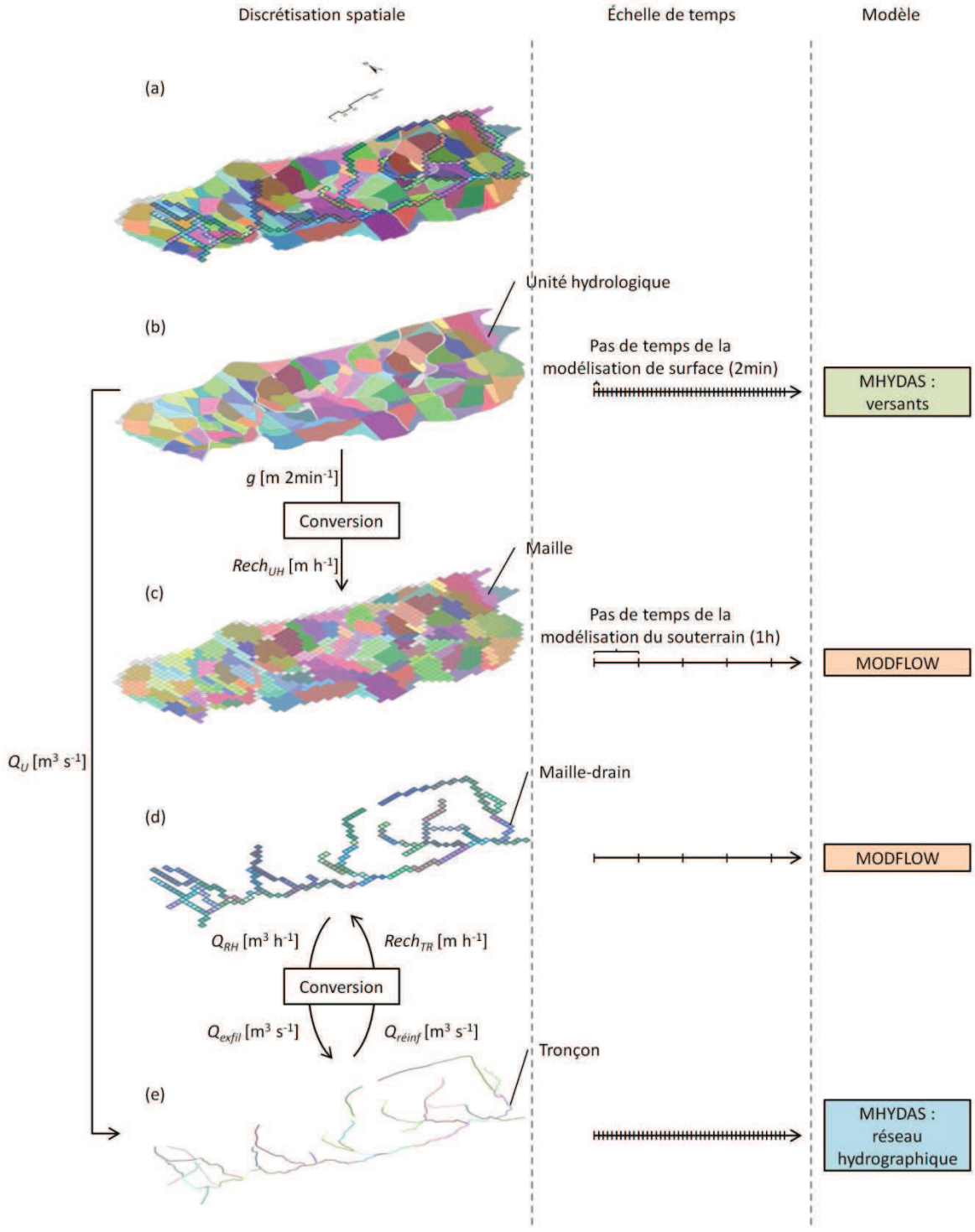

Figure 4-11 : Superposition des discrétisations spatiale et temporelle des deux modèles et représentation de l'échange des variables ; les variables (flèches) correspondent aux variables d'échange (flèches en gras) de la Figure 4-9 ; (a) superposition des discrétisations spatiales, discrétisations spatiale et temporelle des versants (b) dans MHYDAS, (c) dans MODFLOW et du réseau hydrographique (d) dans MODFLOW et (e) dans MHYDAS

4.5 Paramétrisation de l'approche de modélisation

Les modèles distribués et mécanistes ont besoin d'un grand nombre de paramètres pour décrire le domaine, de variables de forçage et de données de validation. Dans cette section, nous dressons pour chaque modèle du chaînage une synthèse de l'ensemble des données d'entrée et des sorties, et décrivons la stratégie de paramétrisation suivie. De manière générale, nous avons pris comme principe d'estimer le plus grand nombre de paramètres à partir d'observations de terrain pour limiter au maximum le nombre de paramètres à caler, qui est potentiellement très grand dans ce type de modélisation distribuée couplant flux de surface et souterrains.

4.5.1 Paramétrisation de MHYDAS

4.5.1.1 Segmentation en UH et TR : paramètres topologiques et géométriques

La démarche de segmentation du bassin versant de Féfé a été conduite en croisant les couches de données géographiques calées dans le référentiel WGS84 UTM Nord 20 : l'arborescence du réseau hydrographique, la topographie, le parcellaire et son occupation du sol, les sols et la géologie (Figure 4-12). Les 86 100 relevés altimétriques mesurés par GPS (Global Positioning System) sur le bassin versant (présentés dans la Section 1.2.2.1) sont utilisés pour affecter une altitude moyenne à chaque centroïde d'UH et aux nœuds amont et aval des TR. Ensuite, les caractéristiques topologiques (connexions amont-aval) et géométriques (pentes) des unités hydrologiques sont calculés. Les limites du parcellaire et le tracé des chemins et routes sont obtenues à partir d'interprétation d'orthophotographies. Les données cartographiques de classes de sol (Charlier, 2007) et d'occupation requises pour rendre compte de l'hétérogénéité agro-pédologique du bassin versant sont issues d'observations de terrain.

Au sein de Féfé, il n'y a pas de parcelle de surface inférieure à 200 m^2 donc une aire seuil a été fixée à 200 m^2 comme surface minimale d'une UH. Ainsi, toute UH de taille inférieure est rattachée à la plus petite UH adjacente au sein du même sous-bassin afin de constituer une nouvelle UH de taille supérieure au seuil défini. Cette procédure conduit à 136 UH sur une surface totale de 17.7 ha. Les limites de tronçons (TR) du réseau hydrographique sont imposées par les nœuds des confluences et les limites des UH afin d'assurer une relation bi-univoque entre UH et TR. Pour une longueur cumulée de réseau hydrographique de 3.2 km, le nombre de TR est de 65. Leur largeur et leur profondeur ont été mesurées sur le terrain par Charlier (2007). Les caractéristiques géométriques des UH et TR sont présentées dans le Tableau 4-1.

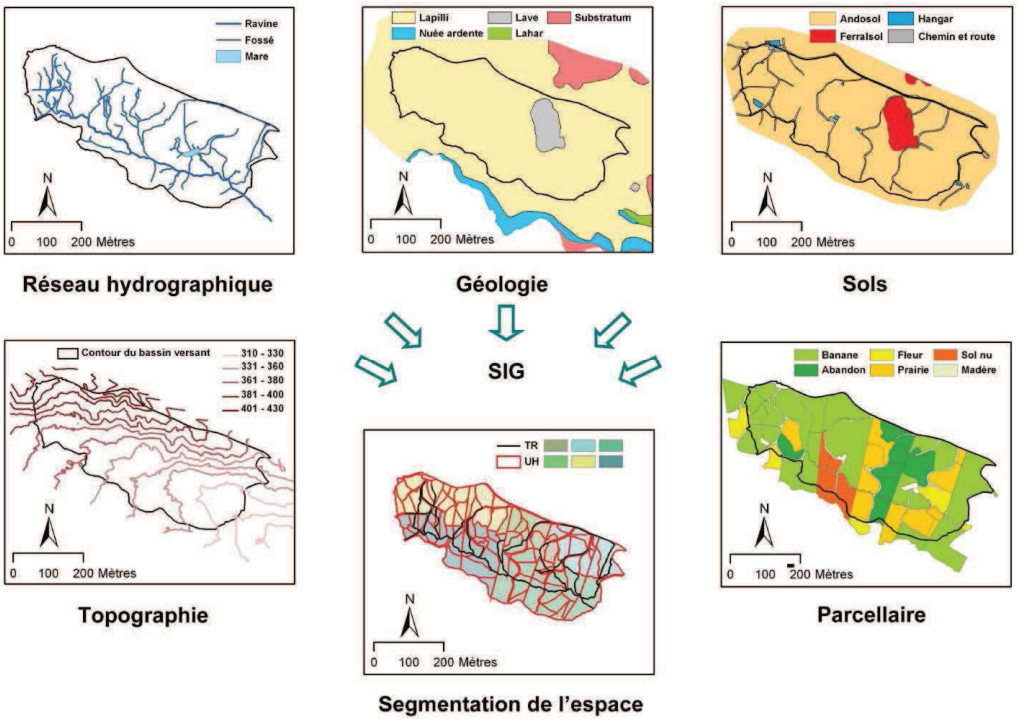

Figure 4-12 : Segmentation du bassin versant de surface de Féfé (d'après Charlier (2007))

Objet	Paramètre	Gamme de valeurs		
		Minimum	Moyenne	Maximum
UH	Surface [m^2]	209	1299	4 554
	Pente moyenne [m m^{-1}]	0.07	0.20	0.34
	Longueur entre le centre de gravité de l'UH et l'objet aval [m]	1.6	30.8	101.7
TR	Longueur [m]	4.7	49.9	148.7
	Largeur [m]	0.3	0.9	2.5
	Profondeur [m]	0.2	0.7	1.5
	Pente moyenne [m m^{-1}]	0.01	0.16	0.41

Tableau 4-1 : Caractéristiques des objets de la segmentation de l'espace

Les Tableaux 4-2 et 4-3 présentent l'ensemble des paramètres nécessaires à l'utilisation de MHYDAS, ainsi que les différentes sources de données utilisées pour les estimer, des variables d'entrée et de sortie.

Symbole	Dimension	Description	Stratégie de paramétrisation
		Paramètres topologiques	
pcsorder	-	Ordre de traitement des unités hydrologiques de l'amont jusqu'au réseau hydrographique	Extraits d'observations des chemins de l'eau
class	-	Type d'objet dans lequel se déverse l'UH : • class = UH, si l'UH se déverse à l'aval dans une autre unité hydrologique • class = TR, si l'UH se déverse à l'aval dans un tronçon	
ID	-	Numéro de l'unité hydrologique ou du tronçon à l'aval dans lequel se déverse l'UH	
		Paramètres géométriques	
A	L^2	Surface de l'UH	Extraits du MNT, de la géométrie des UH et d'analyses SIG
p_u	$L\ L^{-1}$	Pente moyenne de l'UH	
L_u	L	Distance entre le centre de gravité de l'UH et : • le centre de gravité de l'unité hydrologique à l'aval dans lequel se déverse l'UH, si class = UH • l'extrémité amont du tronçon dans lequel se déverse l'UH, si class = TR	
		Paramètres agro-pédologiques	
soil	-	Type de sol de l'UH (paramètre informatif)	Observations de terrain
culture	-	Occupation du sol de l'UH (paramètre informatif)	
		Paramètres de redistribution de la pluie (bananier)	
A_{Sf}	L^2	Surface basale de la plante où se concentre le stemflow	A_{Sf} est donnée pour une parcelle de bananiers plantés selon un maillage carré de 2.35 m (Cattan *et al.*, 2007a)
P_{Sf}/P	-	Ratio stemflow au pied de la plante sur pluie incidente	Relation expérimentale établie entre P_{Sf}/P et le LAI à l'échelle de la plante (Cattan *et al.*, 2007a)
β	-	Coefficient de stemflow	Calé (Section 3.5.1.3)

Tableau 4-2 (partie 1/3) : Propriétés sur chaque unité hydrologique (UH)

Symbole	Dimension	Description	Stratégie de paramétrisation
		Paramètres hydrodynamiques du modèle de bilan hydrique	
f_c	$L\ T^{-1}$	Conductivité hydraulique à saturation	Calée pour un andosol (Section 3.5.1.3) ; fixée pour un ferralsol
f_0	$L\ T^{-1}$	Conductivité hydraulique maximale	Calée pour un andosol (Section 3.5.1.3) ; fixée pour un ferralsol
S_m	L	Stock maximal du réservoir de sol	Calé pour un andosol (Section 3.5.1.3) ; fixé pour un ferralsol
S_{fc}	L	Stock du réservoir de sol à la capacité au champ	Calé pour un andosol (Section 3.5.1.3) ; fixé pour un ferralsol
κ	-	Coefficient de percolation	Calé pour un andosol (Section 3.5.1.3) ; fixé pour un ferralsol
A_{root}	L^2	Surface d'un bloc de sol centré sur le pseudostem du bananier	Fixée (Section 2.3.1)
γ_{root}	-	Densité racinaire dans le bloc de sol de surface A_{root}	Fixée (Section 2.3.3.1)
		Paramètres hydrauliques de la fonction de transfert	
n_u	$T\ L^{-1/3}$	Coefficient de rugosité de la surface (de Manning)	Fixé (Knisel, 1980)
C_{um}	$L\ T^{-1}$	Célérité moyenne sur toutes les unités hydrologiques	Fixée (Charlier, 2007)
D_{um}	$L^2\ T^{-1}$	Diffusivité moyenne sur toutes les unités hydrologiques	Fixée (Charlier, 2007)
		Condition initiale	
S_{ini}	L	Stock initial du réservoir de sol	Fixé (*cf.* Section 4.5.1.7)
		Variables d'entrée	
$P(t)$	$L\ T^{-1}$	Pluie incidente affectée à l'UH	Moyenne mesurée sur le bassin versant de Féfé
$ET_0(t)$	$L\ T^{-1}$	Evapotranspiration de référence affectée à l'UH	Mesurée sur la station de Neufchâteau, à 2 km au nord-est de Féfé
$LAI(t)$	T^{-1}	Indice foliaire des bananiers de l'UH	Déduit des observations de terrain

Tableau 4-2 (partie 2/3) : Propriétés sur chaque unité hydrologique (UH)

Symbole	Dimension	Description	Stratégie de paramétrisation
		Variables de sortie	
$P_R(t)$, $P_{NR}(t)$	$L\ T^{-1}$	Pluie simulée sur les compartiments « Runoff » et « No Runoff »	
$R(t)$, $R_R(t)$, $R_{NR}(t)$	$L\ T^{-1}$	Ruissellement simulé sur l'UH et sur les compartiments « Runoff » et « No Runoff »	
$I(t)$, $I_R(t)$, $I_{NR}(t)$	$L\ T^{-1}$	Infiltration simulée sur l'UH et sur les compartiments « Runoff » et « No Runoff »	
$E(t)$, $E_R(t)$, $E_{NR}(t)$	$L\ T^{-1}$	Evapotranspiration simulée sur l'UH et sur les compartiments « Runoff » et « No Runoff »	
$g(t)$, $g_R(t)$, $g_{NR}(t)$	$L\ T^{-1}$	Percolation simulée sur l'UH et sur les compartiments « Runoff » et « No Runoff »	
$S_R(t)$, $S_{NR}(t)$	$L\ T^{-1}$	Stock simulé dans le réservoir sol sur les compartiments « Runoff » et « No Runoff »	
$f_R(t)$, $f_{NR}(t)$	$L\ T^{-1}$	Capacité d'infiltration simulée dans le réservoir sol sur les compartiments « Runoff » et « No Runoff »	
$Q_U(t)$	$L^3\ T^{-1}$	Débit en sortie de l'UH	

Tableau 4-2 (partie 3/3) : Propriétés sur chaque unité hydrologique (UH)

Symbole	Dimension	Description	Stratégie de paramétrisation
		Paramètres topologiques	
Pcsorder	-	Ordre de traitement des tronçons de l'amont à l'aval jusqu'à l'exutoire	Extraits d'observations des chemins de l'eau
ID	-	Numéro du tronçon à l'aval dans lequel se déverse le TR	
		Paramètres géométriques	
L_r	L	Longueur du TR	Extraite de la géométrie des TR
W_r	L	Largeur du TR	Mesurée sur le terrain
H_r	L	Profondeur du TR	Mesurée sur le terrain
p_r	$L\ L^{-1}$	Pente du TR	Extraite du MNT et d'analyses SIG
		Paramètre hydrodynamique de réinfiltration	
Ks_{TR}	$L\ T^{-1}$	Conductivité hydraulique à saturation du fond du TR	Mesurée sur le terrain (Charlier *et al.*, 2008)
		Paramètres hydrauliques de la fonction de transfert	
n_r	$T\ L^{-1/3}$	Coefficient de rugosité du fond du TR (de Manning)	Fixé (Chow, 1959)
C_{rm}	$L\ T^{-1}$	Célérité moyenne sur tous les tronçons	Fixée (*cf.* Section 4.5.1.5)
D_{rm}	$L^2\ T^{-1}$	Diffusivité moyenne sur tous les tronçons	Fixée (*cf.* Section 4.5.1.5)
		Variables d'entrée	
$Q_U(t)$	$L^3\ T^{-1}$	Débit en sortie de l'UH	Calculé par MHYDAS appliqué aux versants
$Q_{exfil}(t)$	$L^3\ T^{-1}$	Débit d'exfiltration par TR	Calculé par MODFLOW
		Variables de sortie	
$Q_{exutoire}(t)$	$L^3\ T^{-1}$	Débit à l'exutoire du bassin versant	
$Q_R(t)$	$L^3\ T^{-1}$	Débit en sortie du TR	
$h_R(t)$	L	Hauteur d'eau dans le TR	
$Q_{réinf}(t)$	$L^3\ T^{-1}$	Débit de réinfiltration du TR vers la nappe	

Tableau 4-3 : Propriétés sur chaque tronçon (TR)

4.5.1.2 Paramètres de redistribution de la pluie

Ces paramètres ne sont calculés que pour les parcelles cultivées en banane. Les autres occupations du sol du bassin versant (ananas, madères, fleurs, prairie, jachère) ne présentant pas de couvert végétal à propriétés d'interception de la pluie reconnues, nous supposons que le processus de redistribution ne s'y produit pas et donc que la pluie parvenant à la surface du sol est la pluie incidente répartie uniformément sur l'UH. Les trois paramètres de la fonction de redistribution de la pluie ont été estimés suivant les démarches explicitées dans la Section 2.3.1, à savoir à partir de données expérimentales pour A_{Sf} et P_{Sf}/P (voir aussi Cattan *et al.*, (2007a)) et par calage pour β.

4.5.1.3 Paramètres hydrodynamiques du sol

Pour une UH plantée en bananes, la simulation de l'évapotranspiration est compartimentée et dépend de deux paramètres, A_{root} et γ_{root}, dont les valeurs sont prises égales à celles fixées au Chapitre 2. Pour les UH non plantées en bananes, l'évapotranspiration simulée est répartie uniformément sur l'UH.

Les autres paramètres hydrodynamiques du modèle de bilan hydrique dépendent de la nature du sol de l'UH.

1. Ils ont été calés pour une UH sur andosol à la Section 3.5.1.3 pour les deux parcelles de Moïse-Haut et sont conservés ici pour l'ensemble des UH à andosols. Notons que la conductivité hydraulique à saturation (f_c) a été estimée à 65 mm h^{-1} et est en cohérence avec les valeurs moyennes mesurées sur les andosols en Guadeloupe qui varient entre 67 mm h^{-1} (Cattan *et al.*, 2006) et 75 mm h^{-1} (Charlier *et al.*, 2008).

2. Pour les UH sur ferralsol, par défaut d'observations spécifiques, les dimensions du réservoir de sol (S_m et S_{fc}/S_m), le paramètre de percolation (κ) et le ratio f_0/f_c sont fixés aux mêmes valeurs que celles de l'andosol. Par contre, la conductivité hydraulique à saturation est estimée à 490 mm h^{-1}, valeur moyenne mesurée au double anneau par Charlier (2007).

3. Les UH correspondant aux surfaces anthropisées (bâtiments agricoles, traces et routes) sont considérées comme imperméables donc les paramètres hydrodynamiques sont estimés nuls.

4.5.1.4 Paramètres hydrauliques de la fonction de transfert sur les UH

Les paramètres hydrauliques de la fonction de transfert sont difficiles à mesurer. Une valeur de coefficient de rugosité de 0.035 s $m^{-1/3}$ issue de la littérature (Knisel, 1980) est attribuée à toutes les UH, aussi bien les sols que les traces et routes. La célérité moyenne et la

diffusivité moyenne sont fixées aux valeurs calées (C_{um} = 0.086 m s^{-1} et D_{um} = 2 m^2 s^{-1}) avec MHYDAS sur la parcelle bananière d'Espérance Haut (Charlier, 2007) du domaine de Neufchâteau, dont l'andosol est similaire à ceux de Féfé.

4.5.1.5 Paramètres hydrodynamiques des tronçons de fossés

La conductivité hydraulique à saturation du fond du tronçon (Ks_{TR}) est fixée d'après les mesures d'infiltration dans l'horizon B de l'andosol situé à 40 cm de profondeur, soit 39 mm h^{-1} (Charlier *et al.*, 2008). Des valeurs de coefficient de rugosité issues de la littérature de 0,03 à 0,05 s $m^{-1/3}$ (Chow, 1959) ont été attribuées aux TR composant le réseau de fossés. La célérité moyenne et la diffusivité moyenne sont fixées arbitrairement : C_{rm} = 0.57 m s^{-1} et D_{rm} = 2 m^2 s^{-1}.

4.5.1.6 Variables d'entrée : pluviométrie, évapotranspiration et indice foliaire

Les intensités de pluie comme la moyenne arithmétique issue des quatre pluviomètres à augets implémentés sur le bassin versant sont utilisées comme variable de forçage pluviométrique. L'évapotranspiration de référence Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) déduite des mesures climatiques de la station de Neufchâteau située à 2 km au nord-est du bassin versant est appliquée au bassin de Féfé (comme expliqué dans la Section 1.2.2.1). Enfin, en l'absence d'observations de l'évolution de l'indice foliaire des bananiers sur le bassin de Féfé, nous avons estimé que l'indice foliaire était constant et uniforme sur l'ensemble des parcelles bananières au cours des simulations et égal à 3.2, cette valeur correspond à celle d'un bananier adulte.

4.5.1.7 Condition initiale de stock en eau du réservoir sol

L'unique condition initiale requise par MHYDAS est la teneur en eau du réservoir du sol. Une valeur $S_{ini} = 0.80 \times S_m$ est fixée arbitrairement. Néanmoins, nous choisissons de faire fonctionner le modèle sur une période d'initialisation afin d'atteindre un état d'équilibre des écoulements dans le domaine. Pour cela, nous faisons tourner le modèle sur une période suffisamment longue avec des variables d'entrée moyennes calculées sur la période de simulation étudiée. Ainsi, S_{ini} n'aura aucune influence sur l'état initial de la simulation qui dépendra uniquement des valeurs des paramètres du domaine.

4.5.1.8 Synthèse

L'ensemble des valeurs des paramètres et variables d'entrée de MHYDAS a pu être estimé à partir de valeurs tirées de la littérature et de travaux antérieurs (expérimentaux et de modélisation), réalisés notamment sur le sous-bassin versant de Moïse-Haut. Aussi, aucun paramètre de MHYDAS n'est retenu pour le calage de l'ensemble de la modélisation.

4.5.2 Paramétrisation de MODFLOW

Le Tableau 4-4 résume les variables de sortie de MODFLOW et les données d'entrée à estimer pour son fonctionnement.

4.5.2.1 Définition et segmentation du domaine souterrain

i. L'extension et la segmentation latérale du domaine

Les limites d'un bassin versant topographique, qui sera appelé « bassin versant » par la suite, ne sont pas les mêmes que celles du bassin versant souterrain, qui sera appelé « domaine souterrain » par la suite. Dans le cadre d'une modélisation chaînée surface-souterrain, ce sont les conditions aux limites hydrogéologiques qui déterminent l'extension du système. D'après l'étude hydrogéologique de Charlier *et al.* (2011) les limites du domaine souterrain de Féfé sont plus étendues que celles de surface (Figure 4-13). Les limites hydrogéologiques nord semblent peu étendues au-delà des limites du bassin versant de surface à l'exception de l'extension des nuées ardentes sur plusieurs kilomètres vers le nord-ouest en amont de Féfé. Cependant, les auteurs ont estimé que le domaine souterrain est beaucoup plus restreint que ne peut le suggérer la structure géologique générale de Féfé. Les limites hydrogéologiques sud sont fixées par le réseau hydrographique du bassin versant de la rivière Pérou. La limite sud-est semble s'étendre jusqu'au glissement de terrain situé en aval du domaine où la ravine principale se jette sous forme de cascade dans un affluent de la rivière Pérou. La limite hydrogéologique sud de Féfé est matérialisée par une falaise située tout le long de la rivière Pérou qui recoupe les formations géologiques superficielle (lapillis ponceux) et profonde (nuées ardentes) du domaine d'étude. Les auteurs ont émis l'hypothèse que des pertes significatives de la rivière Pérou alimentent la partie aval de l'aquifère des nuées ardentes.

La démarche de segmentation du domaine souterrain de Féfé est la suivante (Figure 4-14). Nous faisons l'hypothèse que les limites nord et nord-ouest du domaine souterrain sont les mêmes que celles du bassin versant topographique. Le domaine souterrain comprend évidemment le bassin versant, auquel s'ajoutent deux extensions, une extension aval, au sud-est du bassin versant de surface jusqu'au glissement de terrain et la cascade, et une extension sud, qui s'étend jusqu'à la rivière Pérou. Les trois sous-domaines souterrains définis dans cette section sont utilisés dans la suite du mémoire.

La définition du maillage du domaine est réalisée en définissant une grille régulière de 10 m × 10 m recouvrant l'ensemble des trois sous-domaines précédemment définis. Une grille de 70 lignes par 90 colonnes est ainsi construite. Seules les cellules incluses dans un des sous-domaines sont actives. Les autres cellules sont inactives. Les trois sous-domaines, c'est-à-dire le bassin versant, l'extension aval et l'extension sud, s'étendent sur 18.0, 4.3 et 7.6 ha, respectivement.

Symbole	Dimension	Description	Stratégie de paramétrisation
		Paramètres topographiques	
Top	L	Altitude du toit de l'aquifère	Estimée à partir des relevés GPS et des courbes de niveau IGN pour l'aquifère superficiel (= surface du sol)
Bot	L	Altitude du fond de l'aquifère	Déduite de l'épaisseur moyenne de l'aquifère
		Paramètres hydrodynamiques	
K_{xy}	$L\ T^{-1}$	Conductivité hydraulique horizontale isotrope	Calée
VCONT	T^{-1}	Coefficient de drainance	Calé
S_y	-	Porosité de drainage (aquifère à nappe libre)	Calée
		Conditions aux limites	
HCH_{aval}	L	Altitude de la condition de charge constante	Fixée (*cf.* Section 4.5.2.3)
		Réseau hydrographique	
HD_{RH}	L	Altitude de la condition de drain	Calculée à partir d'une profondeur moyenne par section de réseau hydrographique
L_{DRH}	L	Longueur de la condition de drain	Extraite du croisement du réseau hydrographique et du maillage
W_{DRH}	L	Largeur de la condition de drain	Mesurée sur le terrain
M_{DRH}	L	Epaisseur de la condition de drain	Fixée
K_{DRH}	$L\ T^{-1}$	Conductivité hydraulique de la condition de drain	Mesurée sur le terrain ou calée
		Falaise au sud de la couche superficielle	
$HD_{falaise}$	L	Altitude de la condition de drain	Fixée à l'altitude du fond de la cellule adjacente nord
$CD_{falaise}$	$L^2\ T^{-1}$	Conductance de la condition de drain	Calée
		Terme de fuite à la base de la couche profonde	
HD_{fuite}	L	Altitude de la condition de drain	Fixée à l'altitude du fond de la cellule
CD_{fuite}	$L^2\ T^{-1}$	Conductance de la condition de drain	Calée

Tableau 4-4 (partie 1/2) : Propriétés sur chaque cellule (excepté les conditions aux limites qui ne sont appliquées que sur les cellules sélectionnées)

Symbole	Dimension	Description	Stratégie de paramétrisation
		Condition initiale	
h_{ini}	L	Altitude initiale du niveau de nappe	Fixée
		Variable d'entrée	
$Rech_{UH}$(t)	L T^{-1}	Recharge affectée à la cellule provenant d'un UH	Flux de percolation de versant simulé par MHYDAS
$Rech_{TR}$(t)	L T^{-1}	Recharge affectée à la cellule provenant d'un TR	Flux de réinfiltration de fossé simulé par MHYDAS
		Variables de sortie	
h_{sup}(t)	L	Altitude du niveau de la nappe superficielle simulée dans la cellule	
Q_{aval}(t)	L^3 T^{-1}	Débit sortant de la cellule à charge constante	
Q_{RH}(t)	L^3 T^{-1}	Débit sortant de la cellule-drain du réseau hydrographique	
$Q_{falaise}$ (t)	L^3 T^{-1}	Débit sortant de la cellule- drain de la falaise	
Q_{perc}(t)	L^3 T^{-1}	Débit de drainage profond sortant de la cellule superficielle	
h_{prof}(t)	L	Altitude du niveau de la nappe profonde simulée dans la cellule	
Q_{fuite}(t)	L^3 T^{-1}	Débit de drainage profond sortant de la cellule profonde	

Tableau 4-4 (partie 2/2) : Propriétés sur chaque cellule (excepté les conditions aux limites qui ne sont appliquées que sur les cellules sélectionnées)

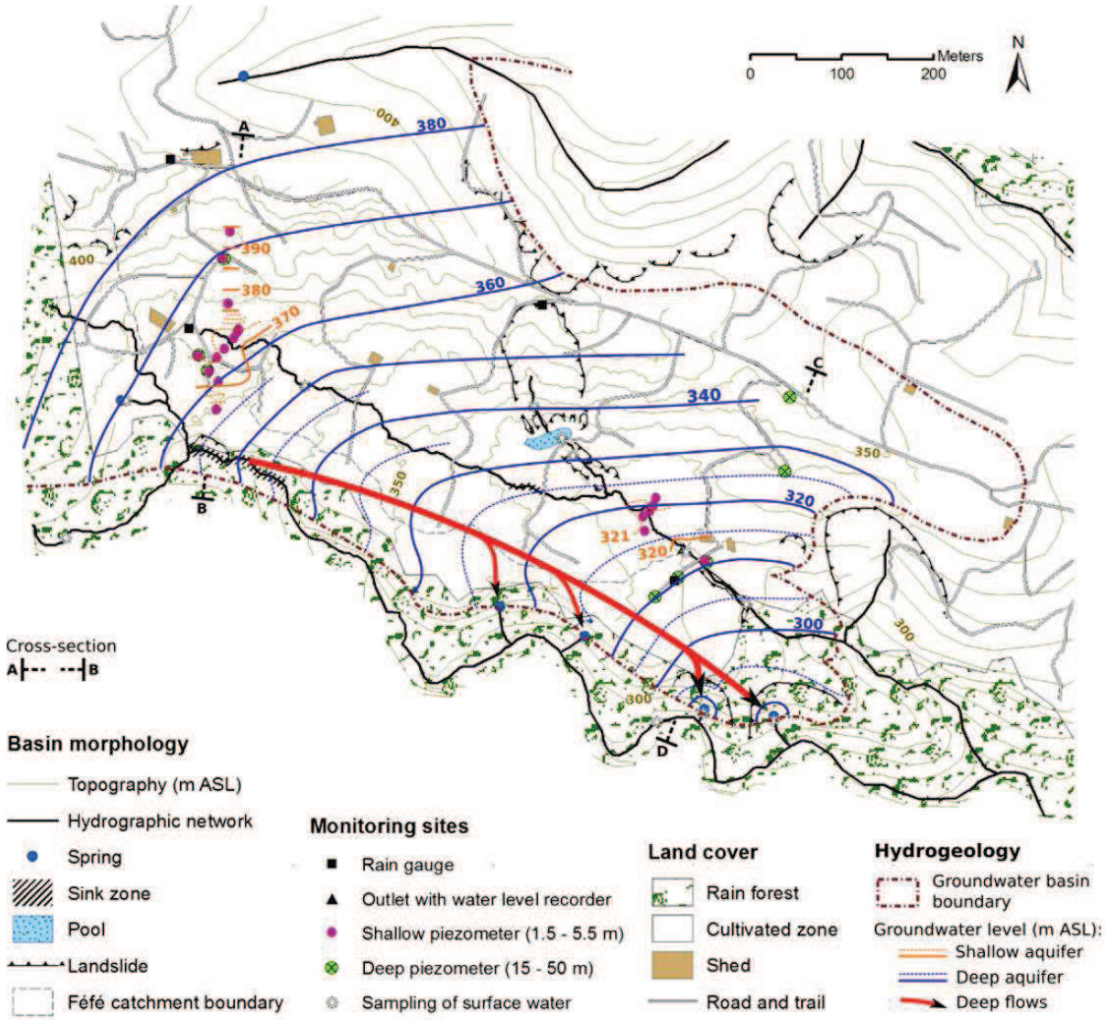

Figure 4-13 : Carte des écoulements hydrogéologiques des aquifères superficiel et profond (Charlier *et al.*, 2011)

ii. Discrétisation multi-couches du domaine souterrain

Deux principaux aquifères superposés ont été identifiés sur le domaine de Féfé. Nous avons donc choisi de construire un domaine de modélisation multi-couches avec les trois formations géologiques identifiées (Figure 4-15). Ce choix permet de tenir compte des connexions spatialisées entre ces aquifères (*cf.* Section 4.3.2). L'acquisition des données de base pose problème en hydrogéologie : répéter des mesures en chaque point du domaine est coûteux en temps et en matériel. Nous choisissons donc de paramétrer comme un ensemble homogène chacune des trois formations géologiques donc nous pouvons modéliser chaque aquifère par une seule couche. La première couche de cellules recouvre la totalité du domaine de modélisation et décrit l'aquifère superficiel correspondant à la formation géologique des lapillis ponceux. La deuxième couche décrit les aquifères profonds formés de laves andésitiques (au nord) et de nuées ardentes (au sud). L'extension spatiale des deux formations géologiques de la couche profonde est définie selon les reconnaissances géologiques (observations de terrain, levé géologique sur carottes et cutting de forages) effectuées sur le secteur de Féfé par Charlier *et al.* (2011). Aucune couche supplémentaire n'est placée au niveau de la limite inférieure de la deuxième couche du système.

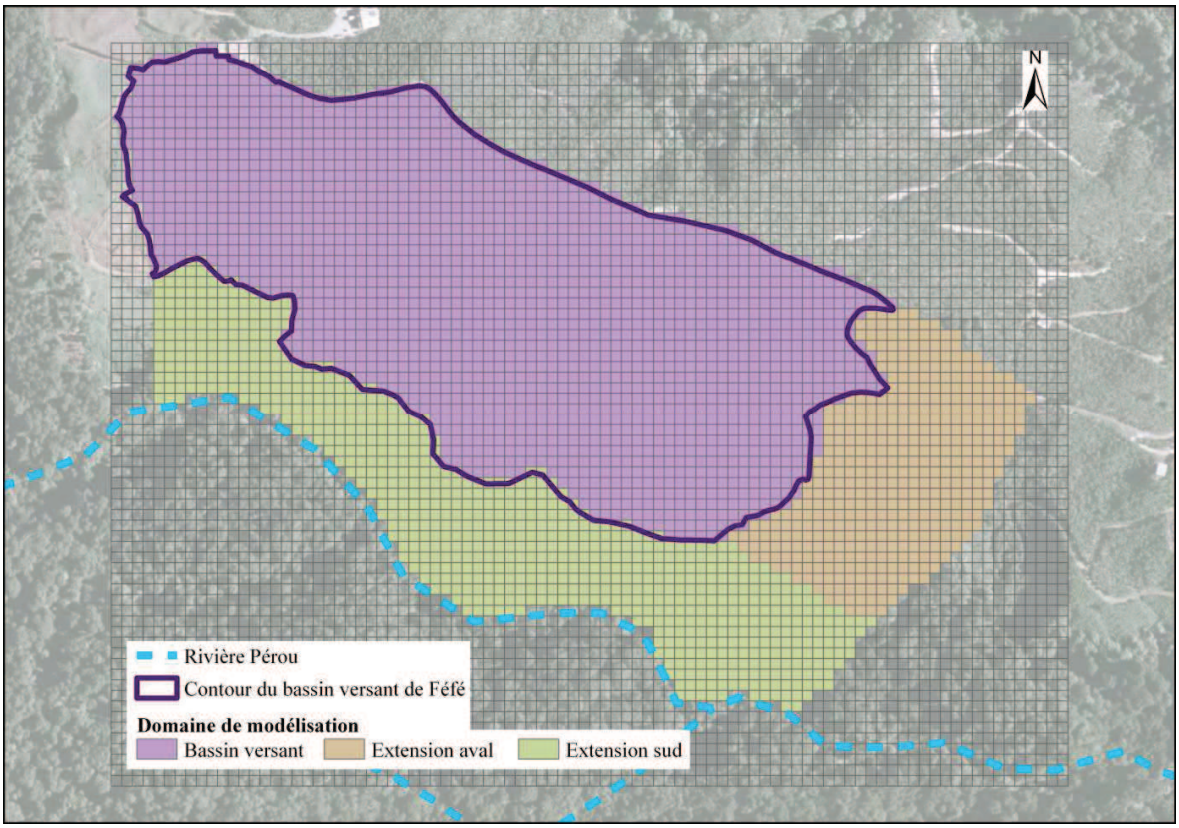

Figure 4-14 : Délimitation et maillage du domaine souterrain du bassin versant de Féfé

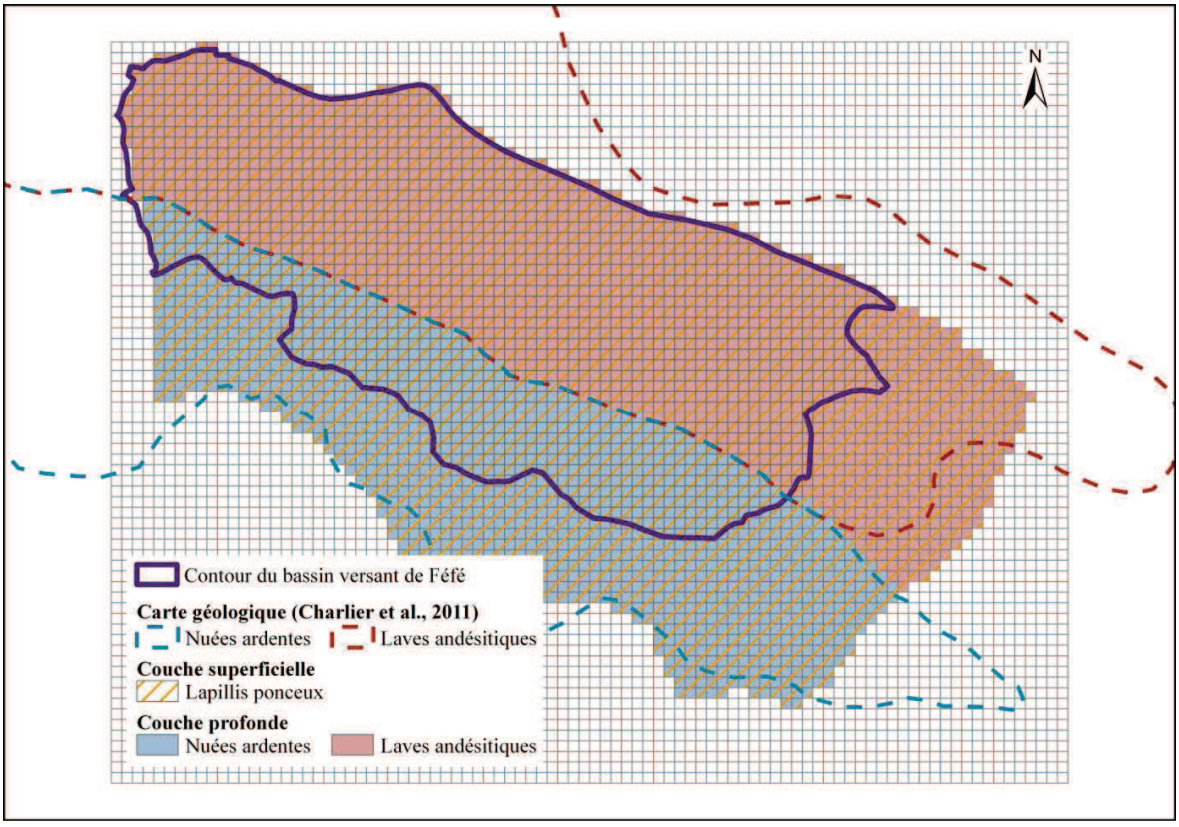

Figure 4-15 : Délimitation des formations géologiques du domaine

Pour renseigner les altitudes du toit (*Top*) de la couche superficielle (*i.e.* les altitudes de surface du domaine), nous construisons un MNT qui résulte uniquement des 75 400 observations localisées sur les versants (hors réseau hydrographique) parmi les 86 100 relevés altimétriques mesurés par GPS sur le secteur de Féfé. Ce MNT permet de rendre compte de l'encaissement des fossés par rapport aux versants qui conditionne fortement la simulation du drainage de nappe par le réseau hydrographique.

Le MNT est issu de l'interpolation par krigeage des relevés sélectionnés sur une grille de points correspondant aux centroïdes du maillage du domaine précédemment défini. Le module de traitement géostatistique gstat (Pebesma, 2004) est utilisé. Les étapes de construction du modèle de covariance spatiale sont les suivantes.

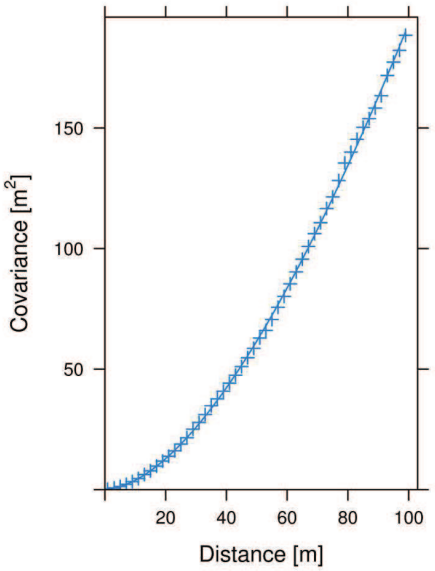

Figure 4-16 : Variogramme expérimental (croix) et modèle de variogramme ajusté (trait)

1. Le variogramme expérimental est tracé avec l'ensemble des observations sélectionnées (Figure 4-16). La distance maximale de séparation entre deux relevés est définie à 100 m.

2. Un modèle de variogramme est ajusté mais celui-ci ne converge pas vers un plateau. La pépite ajustée est proche de zéro donc la variabilité résiduelle entre deux mesures faites au même endroit est quasi-nulle. Les valeurs ajustées de la portée et du palier sont très grandes.

3. Nous faisons une estimation par krigeage par bloc de l'altitude moyenne de chaque centroïde du maillage du domaine. Seules les observations étant à une distance inférieure à 50 m du point à prédire sont utilisées pour l'estimation. Si le nombre d'observations étant à une distance inférieure à 50 m du point à prédire est inférieur à cinq, une valeur manquante est attribuée au point. Enfin, un échantillonnage régulier de 100 points d'estimations intermédiaires est utilisé pour calculer l'altitude moyenne de chaque centroïde.

La Figure 4-17 montre les 75 400 observations qui sont principalement localisées au sein du bassin versant topographique de Féfé. Les estimations par krigeage sont utilisées pour paramétrer les altitudes de surface des sous-domaines « bassin versant » et « extension aval ». Afin de paramétrer le sous-domaine « extension sud », le relief de ce sous-domaine est extrait des courbes de niveau du fond de carte SCAN25 de l'IGN 1 : 25 000. Le relief de l'extension sud est ensuite fusionné aux deux autres sous-domaines pour obtenir une couche complète d'altitudes de surface du domaine (Figure 4-17).

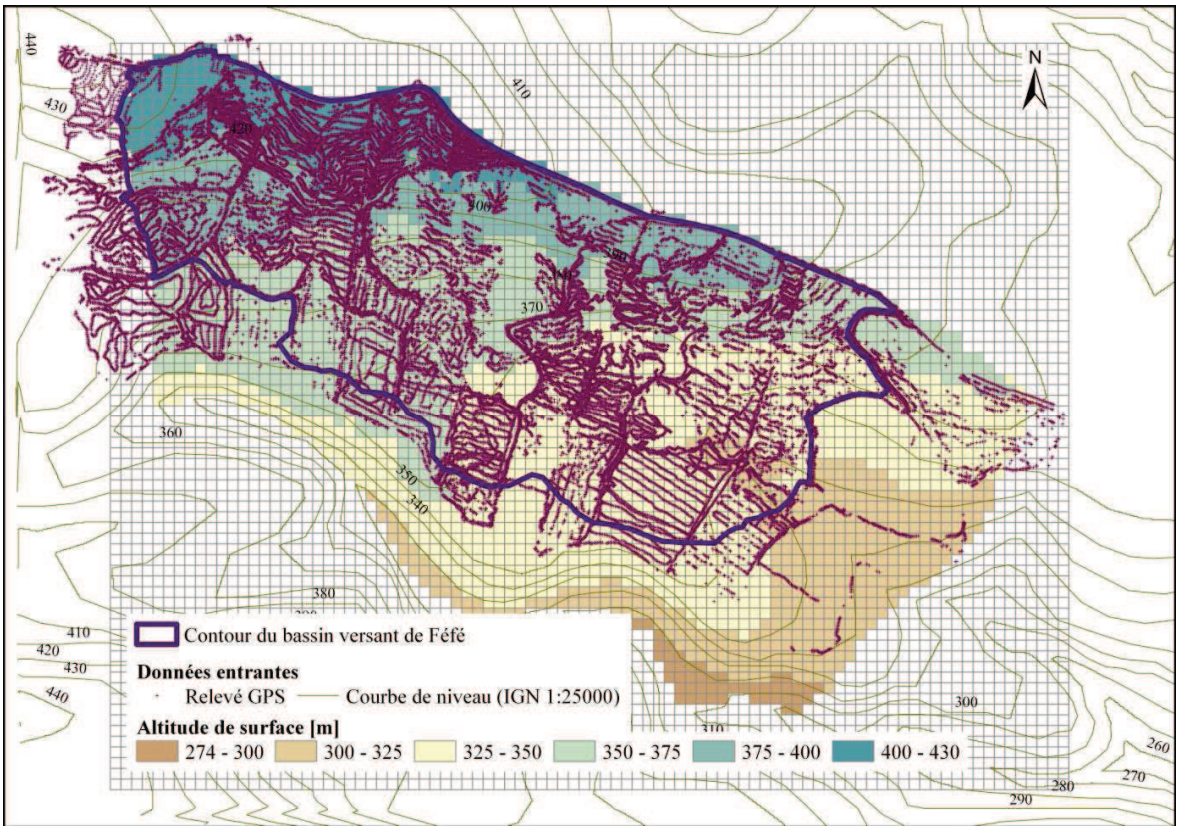

Figure 4-17 : Paramétrisation des altitudes de surface du domaine souterrain

Les altitudes du fond (*Bot*) de la couche superficielle sont calculées en retranchant une couche d'épaisseur, qui peut être constante ou variable depuis les altitudes de surface du sol calculées précédemment. Nous utilisons les épaisseurs moyennes des lapillis observées à partir des sondages de forages. Nous mesurons sur trois forages recoupant les lapillis et les laves sous-jacentes une épaisseur de 10 m des lapillis. Alors que sur cinq forages recoupant les lapillis et les nuées ardentes sous-jacentes une épaisseur moyenne plus faible de 5 m (qui varie entre 3 et 7 m) des lapillis est observée. L'épaisseur de la couche superficielle est donc fixée à une constante de 10 m pour une cellule reposant sur une cellule de laves alors qu'elle est fixée à 5 m pour une cellule reposant sur une cellule de nuées ardentes comme l'illustre la coupe transversale de la colonne 50 du domaine (Figure 4-18).

Le toit de la couche profonde correspond au fond de la couche sus-jacente. Paramétrer les altitudes du fond de la couche profonde est plus difficile. Sur les trois forages recoupant les laves, seul un forage recoupe la totalité de la formation jusqu'au substratum de brèches argilisées. L'épaisseur des laves est de 18 m. L'épaisseur de la couche profonde pour une cellule de laves est donc fixée à 18 m selon les observations. Aucun des cinq forages recoupant les nuées ardentes ne recoupe la totalité de la formation profonde. Charlier (2007) estime que l'épaisseur de cette formation peut atteindre au moins 20 m. L'épaisseur de la couche profonde pour une cellule de nuées ardentes est fixée à 25 m. L'épaisseur variable de la couche profonde est illustrée par la coupe transversale de la colonne 50 du domaine (Figure 4-18).

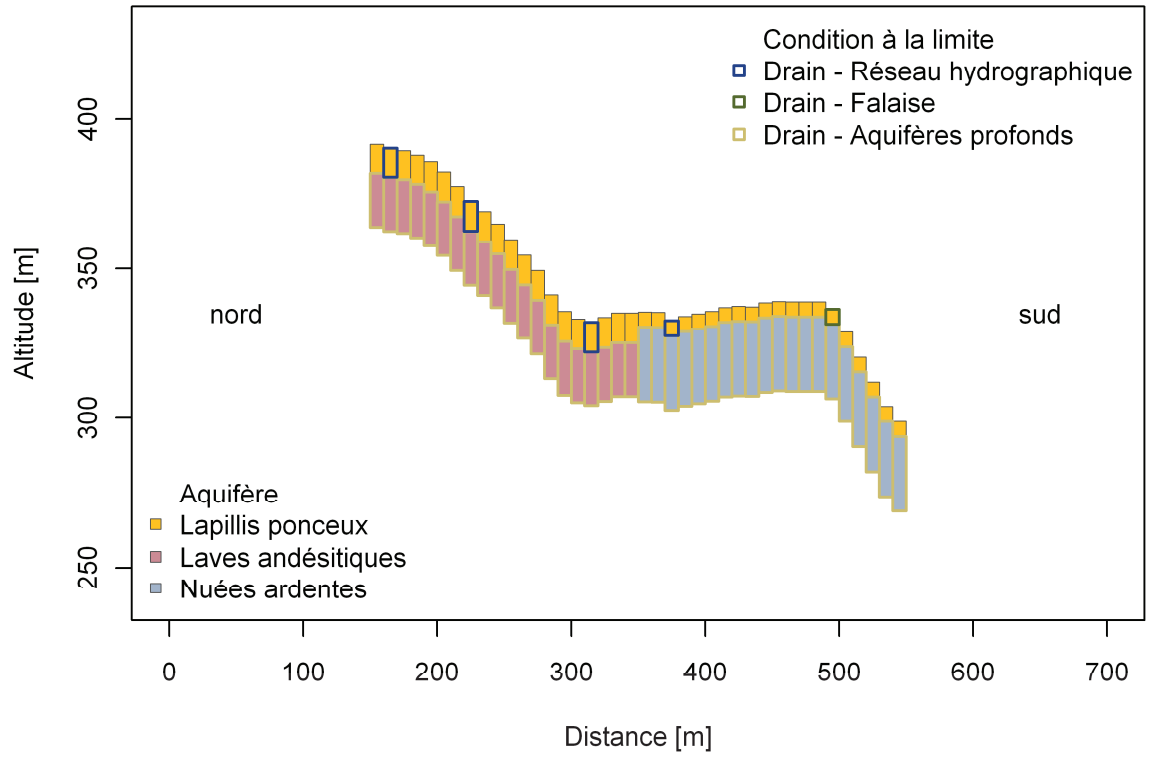

Figure 4-18 : Coupe transversale de la colonne 50 du domaine souterrain de Féfé

iii. Représentation du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est découpé en segments en croisant les 65 tronçons de MHYDAS et le maillage de MODFLOW. Les 278 segments obtenus sont contenus dans un même nombre de cellules définies avec une condition de drain. Chaque segment du réseau est identifié par trois coordonnées : les numéros de ligne et de colonne dans MODFLOW et le numéro de tronçon dans MHYDAS. Pour chaque segment, l'altitude du drain (HD_{RH}) est calculée par la différence entre l'altitude du toit de la cellule contenant la condition de drain et l'altitude moyenne des relevés GPS « réseau hydrographique » de cette cellule, ce qui correspond à la profondeur du segment de fossé contenu dans la cellule. Les relevés GPS « réseau hydrographique » ne sont pas disponibles pour chaque cellule avec drain, aussi pour déterminer une altitude pour chaque segment, une profondeur moyenne de segment est calculée par section du réseau hydrographique d'amont en aval à partir des profondeurs de segment disponibles calculées sur les cellules contenant des relevés GPS « réseau hydrographique ». Les profondeurs de segment varient entre 0.3 m et 2.0 m avec une moyenne de 1.3 m. La longueur de chaque segment (L_{DRH}) est calculée par le croisement des tronçons de MHYDAS et le maillage de MODFLOW. La largeur de chaque segment (W_{DRH}) est issue des mesures de largeur de tronçons auquel il appartient.

4.5.2.2 Paramètres hydrodynamiques des matériaux géologiques

Par souci de parcimonie, nous faisons l'hypothèse forte que chaque matériau géologique du domaine de Féfé est homogène. Nous définissons donc un tenseur moyen de conductivité hydraulique pour chaque matériau géologique et attribuons ce tenseur à chaque cellule du matériau. L'existence d'une stratification interne des matériaux volcaniques et de probables fracturations suggère la possibilité d'anisotropie des propriétés de ces matériaux. Nous considérons donc une différence de conductivité dans les directions verticale et horizontale. Cependant les observations dont nous disposons ne nous permettent pas d'estimer une possible anisotropie horizontale. Nous considérons donc une unique conductivité hydraulique horizontale, notée K_{xy}. Charlier *et al.* (2011) ont effectué une série de slug tests et tests d'injection sur les trois formations géologiques identifiées sur Féfé. Les valeurs de conductivité hydraulique issues de ces tests sont mesurées à l'échelle locale et sont donc susceptibles de réévaluation durant le processus de calage. Considérer les conductivités hydrauliques horizontales comme paramètres de calage est recommandé. Néanmoins, les mesures nous renseignent sur la hiérarchie des conductivités hydrauliques entre matériaux qu'il serait pertinent de préserver lors du calage de ces paramètres.

Nous faisons également l'hypothèse que le coefficient de drainance, qui représente le terme de fuite entre la couche superficielle et la couche profonde, est homogène pour chaque « couple » de matériaux géologiques lapillis-laves et lapillis-nuées ardentes. Le coefficient de drainance est un paramètre de calage qui nous permettra de simuler le système de deux nappes superposées sur l'ensemble du domaine comme présenté dans la Section 4.3.2.1 sans pour autant empêcher les échanges verticaux ascendants du profond au superficiel qui pourraient se produire à l'aval du bassin versant.

Le dernier paramètre hydrodynamique requis par MODFLOW est la porosité de drainage (S_y) de chaque formation géologique. Aucune mesure n'est disponible sur les matériaux de Féfé donc ce paramètre n'est pas connu pour le domaine souterrain. Par conséquent, la porosité de drainage des deux couches constitue un paramètre de calage du modèle.

4.5.2.3 Conditions aux limites

Les conditions aux limites hydrogéologiques sur Féfé sont de quatre types.

i. Des conditions de flux variable : la recharge

Cette condition est appliquée à toutes les cellules de la couche superficielle du modèle. Le flux de recharge est déterminé à partir des flux de percolation de versant (g) et des débits de réinfiltration de fossé ($Q_{réinf}$) calculés par MHYDAS au pas de temps de deux minutes et agrégés au pas de temps horaire. Il est spatialisé en cohérence avec le découpage de la surface en unités hydrologiques par MHYDAS. Ainsi chaque cellule de la couche superficielle est incluse dans une zone de recharge provenant d'une unité hydrologique de MHYDAS (Figure

4-19). Chaque UH étant un objet homogène, les cellules souterraines de cette UH reçoivent une même chronique de recharge. Dans le cas particulier des cellules des sous-domaines « extension aval » et « extension sud » qui n'ont pas de correspondant en UH dans MHYDAS, on estime à chaque pas de temps une recharge moyenne calculée à partir des recharges du sous-domaine « bassin versant ».

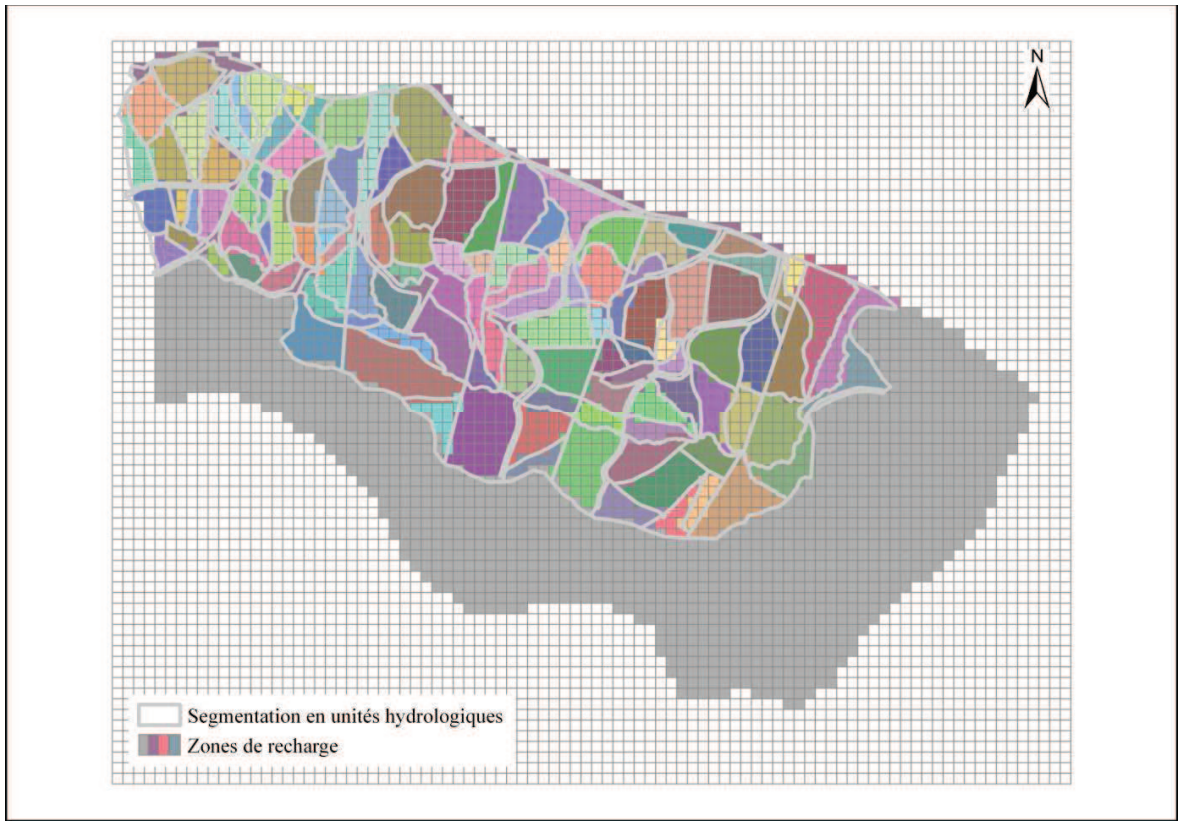

Figure 4-19 : Spatialisation de la recharge du domaine souterrain

ii. Des conditions de charge constante

Elles sont fixées à l'aval de la couche superficielle (Figure 4-20) pour simuler les sorties du domaine selon l'axe principal d'écoulement souterrain du nord-ouest vers le sud-est. Cette condition ne concerne que la couche superficielle. L'altitude de la charge constante (HCH_{aval}) doit être assez élevée. Une faible charge va engendrer une faible section de flux (une transmissivité faible) donc un débit latéral limité qui sous-estimera la vidange aval de la couche superficielle.

iii. Des conditions de drain

Elles sont appliquées aux segments du réseau hydrographique, à la falaise au sud du domaine et à la base de la couche profonde. La Figure 4-20 permet de visualiser les différentes conditions aux limites de la couche superficielle.

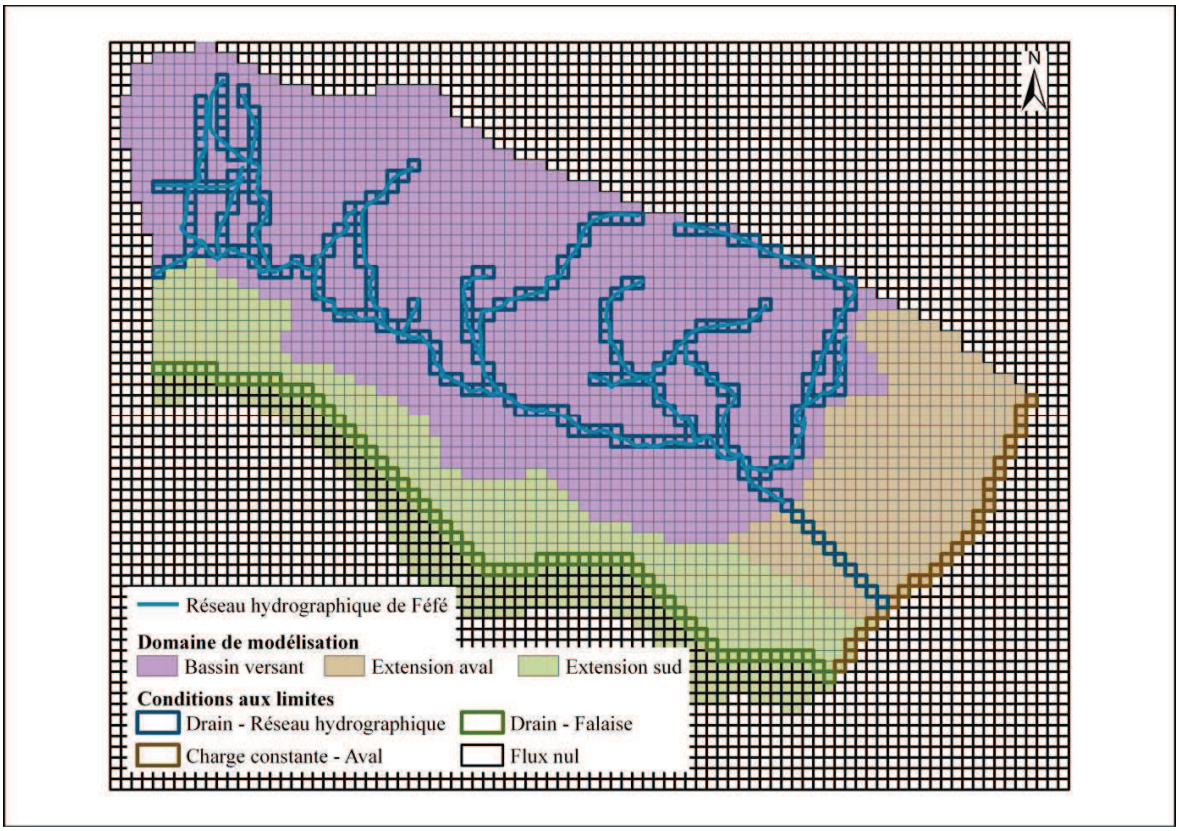

Figure 4-20 : Localisation des conditions aux limites de la couche superficielle

Pour les segments du réseau hydrographique, l'épaisseur du lit du drain (M_{DRH}) est fixée à 1 m, uniformément sur l'ensemble du réseau. La conductivité hydraulique du segment (K_{DRH}) est également définie uniformément pour l'ensemble des segments. Elle peut être fixée à la conductivité hydraulique à saturation du fond du tronçon (Ks_{TR}) ou calée. En résumé, M_{DRH} et K_{DRH} ont la même valeur pour tous les segments mais les dimensions du fond de fossé (L_{DRH} et W_{DRH}) étant variables selon le segment, la conductance est également variable selon le segment.

Les conditions à la limite de la falaise au sud du domaine sont définies comme des conditions de drain car la falaise est le lieu de sources drainant l'aquifère superficiel comme indiqué en conclusion de la Section 4.3.2.3. L'altitude du drain ($HD_{falaise}$) est prise égale à l'altitude du fond de la cellule adjacente nord et la conductance du drain ($CD_{falaise}$) est directement calée sans décomposition du terme ($L_D \times W_D$ et K_D, selon l'Équation (4-13)) contrairement aux conditions de drain représentant le réseau hydrographique.

Une dernière condition aux limites de la couche superficielle simule le drainage vertical profond. Cette condition ne constitue pas une condition de drain mais fonctionne suivant un principe similaire. Les débits calculés dépendent de la hauteur d'eau de la couche superficielle et d'un coefficient de drainance (*VCONT*). La Figure 4-21 présente l'ensemble des conditions aux limites de la couche superficielle ainsi que celles de la couche profonde, qui sont détaillées dans le paragraphe suivant.

Nous considérons un terme de fuite à la base de la couche profonde, une vidange des aquifères profonds vers une formation géologique (brèches argilisées) plus profonde non simulée. Pour cela, l'ensemble des cellules de la couche profonde est paramétrée avec une condition de drain, comme le montre la Figure 4-21. L'altitude du drain (HD_{fuite}) est fixée à l'altitude du fond de la cellule et la conductance du drain (CD_{fuite}) est calée séparément pour chaque formation géologique. Le débit drainé est alors calculé en fonction de la charge dans la cellule et de la conductance (Équations (4-12a) et (4-12b)).

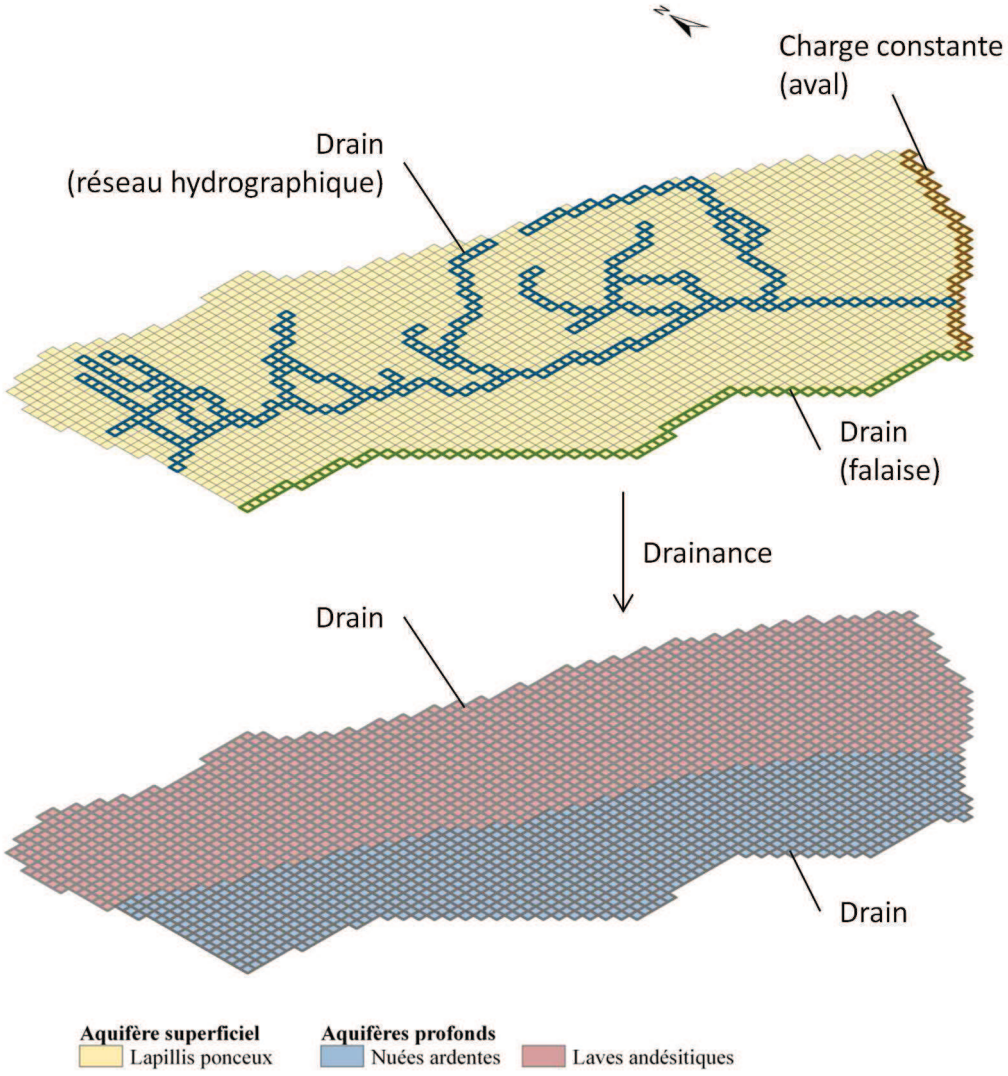

Figure 4-21 : Nature et localisation des conditions aux limites des couches superficielle et profonde

iv. Des conditions de flux nul

Elles sont choisies pour toutes les autres limites. Les limites nord et au nord-ouest de la couche superficielle correspondent aux limites du bassin versant topographique car nous faisons l'hypothèse que le bassin d'alimentation de l'aquifère superficiel est faible hors bassin versant, en amont.

4.5.2.4 Condition initiale

L'unique condition initiale requise par MODFLOW est l'altitude de charge initiale (h_{ini}) dans chaque cellule. Cette valeur est fixée mais comme pour MHYDAS, nous choisissons de faire tourner le modèle sur une période d'initialisation avec une recharge moyenne calculée sur la période de simulation. La période d'initialisation doit concerner une durée assez longue afin d'atteindre l'état d'équilibre du modèle.

4.6 Discussion

Dans cette section nous abordons plusieurs limites ou points de vigilance que nous pouvons d'ors et déjà apercevoir dans la modélisation développée pour l'analyse des voies de transfert depuis les parcelles vers l'exutoire du bassin versant de Féfé. Elles seront importantes pour la compréhension des résultats de calage et de validation que nous présenterons dans le chapitre suivant. Les sujets de discussion sont classés en fonction du domaine concerné : de surface (MHYDAS), souterrain (MODFLOW) et du couplage surface-souterrain.

4.6.1 Compartiment de surface

MHYDAS néglige la présence d'une zone non saturée sous le réseau hydrographique. Le climat humide tropical confère aux sols un état proche de la saturation toute l'année, même en cas de pluviométrie faible par rapport à la moyenne. Cette humidité du sol constamment proche de la saturation assurerait un rapide transfert vertical et un faible stockage dans le sol donc cette zone non saturée sous le réseau hydrographique peut être a priori négligée. Brunner *et al.* (2010) ont montré que modéliser la zone non saturée sous le fond du réseau hydrographique en négligeant les gradients de pression négative conduit à sous-estimer les flux d'infiltration à travers le réseau. Par contre, les auteurs indiquent qu'une condition nécessaire mais pas suffisante pour obtenir un flux d'infiltration en conditions non saturées est une conductivité hydraulique de lit du réseau hydrographique significativement inférieure à celle de l'aquifère sous-jacent. Or ce n'est pas le cas concernant le réseau hydrographique de Féfé qui est composé de fossés creusés dans le sol donc la conductivité hydraulique du fond des fossés doit être proche de celle de l'aquifère. Malgré cela, il est probable que MHYDAS sous-estime systématiquement la réinfiltration en fossé car il ne tient pas compte des gradients de pression négative sous les fossés. Cette sous-estimation est aggravée par le mode de calcul de l'exfiltration de l'approche de modélisation. En effet, lorsque le niveau de nappe est au-dessus du fond de fossé mais en-dessous de la hauteur d'eau dans le fossé, de l'eau de surface doit s'infiltrer mais notre approche de modélisation ne simule pas cela. En effet, dès que le niveau de nappe simulé par MODFLOW dépasse l'altitude du fond de fossé, un débit d'exfiltration est calculé. Dans ce cas, même si le niveau de nappe est inférieur au niveau de la hauteur d'eau dans le fossé aucun débit de réinfiltration n'est calculé.

Néanmoins, la sous-estimation systématique du débit de réinfiltration causée par sa formulation dans MHYDAS suivant la dynamique souterraine peut être rectifiée en moyenne sur l'ensemble de la période de simulation avec le calage de la conductivité hydraulique du fond des fossés.

Il y a une indétermination forte sur le calcul des débits de réinfiltration dans le fossé. Ce calcul dépend de la hauteur d'eau dans le fossé or le niveau d'eau dans le tronçon est converti à partir du débit dans le tronçon. La conversion du débit à une hauteur d'eau dépend des dimensions du fossé, de la rugosité fixée du fond de tronçon et de la pente de la ligne d'eau. Des valeurs aberrantes de hauteur d'eau peuvent être simulées. Par conséquent, il faut vérifier la fiabilité des niveaux d'eau calculés dans le tronçon qui peut impacter fortement le calcul des débits de réinfiltration.

4.6.2 Compartiment souterrain

4.6.2.1 Géométrie et discrétisation du domaine

La définition du maillage dans MODFLOW doit se faire en accord avec les processus hydrologiques à simuler. Elle constitue une étape importante de la stratégie de modélisation. Nous devons nous demander si le maillage défini permet de modéliser finement les échanges nappe-fossé, si les cellules à condition de drain permettent de bien identifier les tronçons et les confluences du réseau hydrographique. MODFLOW simule une charge à équilibre hydrostatique dans chaque cellule : donc les dimensions de celle-ci vont conditionner la variation de niveaux de nappe dans la cellule. Il faudra tenir compte de ce facteur lors de la comparaison des niveaux de nappe simulés aux niveaux de nappe observés en un point à une certaine profondeur crépinée. Enfin, une différence importante entre la largeur des fossés et la taille d'une cellule conduit à une sous-estimation des flux de réinfiltration dans une cellule qui sont calculés à partir du débit de réinfiltration à travers les fossés.

La discrétisation du domaine doit rendre compte du relief montagneux du bassin versant de Féfé (avec de fortes pentes de 25 à 60% sur le morne). Les altitudes du toit de la couche superficielle et les pentes associées conditionnent majoritairement le sens des écoulements souterrains dans les deux couches du domaine souterrain. En effet, c'est d'elle dont dépend l'estimation des altitudes du fond des couches superficielle et profonde.

La discrétisation verticale de l'aquifère est grossière dans MODFLOW. Chacune des trois formations géologiques est paramétrée comme un ensemble homogène. Nous admettons que ce choix de paramétrisation constitue une hypothèse simplificatrice forte particulièrement en milieu volcanique. En effet, les formations géologiques sont issues de coulées ou de dépôts successifs de matériaux qui engendrent une stratification interne et donc une anisotropie des propriétés hydrodynamiques. Néanmoins, une discrétisation plus fine nécessiterait une base de données très détaillée, qu'il n'est pas envisageable de constituer du fait du coût

d'investigation consécutif, pour renseigner les propriétés hydrodynamiques des couches. Par ailleurs, nous avons pu constater que pour une discrétisation verticale très fine, les cellules des couches les plus superficielles présentent un risque d'être complètement asséchées lors du rabattement de nappe, c'est-à-dire que le niveau de la nappe passe en-dessous du fond de la cellule. Cela les rendrait inactives de manière permanente pour la suite de la simulation. Ces cellules seront alors dans l'incapacité de se réactiver malgré une remontée potentielle de la nappe au-dessus du fond de la cellule, ce qui pose des problèmes numériques importants.

4.6.2.2 Conditions aux limites

Lors de la paramétrisation des conditions aux limites du domaine souterrain, l'hypothèse d'alimentation hors bassin versant topographique provenant de la rivière Pérou n'est pas modélisée car supposée négligeable. Cette hypothèse pourra être revue ultérieurement en modifiant les conditions aux limites si les résultats de modélisation montrent la nécessité de tenir compte d'une alimentation amont.

La formulation actuelle de l'exfiltration dans MODFLOW suppose l'absence d'augmentation de la surface d'échange à l'interface nappe-fossé pendant la crue, la conductance d'une condition de drain étant constante. Cette hypothèse est approximativement vérifiée pour une majorité de crues où les hauteurs d'eau dans le ruisseau ne changent pas trop fortement, notamment en amont du réseau hydrographique. Par contre, elle pose certainement problème pour les crues importantes et en aval du réseau hydrographique.

4.6.3 Couplage surface-souterrain

La modélisation des échanges couplés entre nappe et fossés représente sans doute le premier enjeu de notre travail de modélisation. En principe, les échanges doivent être calculés en fonction du niveau de nappe et de la hauteur d'eau dans le fossé sur des pas de temps courts puisque ces deux dernières variables sont susceptibles de varier rapidement. Il est clair que le choix effectué d'adopter une approche par chainage des modèles de surface et souterrain avec un processus d'itération à l'échelle de toute la période hydrologique simulée ne permet pas de tenir compte de dynamiques rapides d'évolution des échanges et des hauteurs de nappe et d'eau dans les fossés. La pertinence du chainage est donc dépendante de l'amplitude temporelle et de la variabilité spatiale de la dynamique des échanges. Si celles-ci sont modérées, comme nous en faisons l'hypothèse dans le cas d'un bassin volcanique tropical, toujours proche de la saturation, l'approche adoptée est une approximation acceptable et évite d'avoir à recourir à des modélisations couplées, très délicates de mise en œuvre à l'échelle de petits bassins versant fortement hétérogènes.

Dans la paramétrisation actuelle, lorsque le niveau de nappe passe au-dessus de la surface du sol, MODFLOW ne simule pas d'exfiltration sur les versants. En s'inspirant de l'exfiltration dans le réseau hydrographique, un moyen simple pour simuler ce processus

serait de paramétrer des drains aux mêmes altitudes que les toits des cellules de la couche superficielle. Ainsi, lorsque le niveau de nappe passe au-dessus de la surface du sol, *i.e.* au-dessus du toit de la couche superficielle, un débit sortant du domaine souterrain est calculé. La difficulté réside à faire assimiler ce débit en entrée de MHYDAS et à tenir compte également des fluctuations du niveau de la nappe superficielle par MHYDAS. Dans ce cas, il serait plus judicieux de recourir à une méthode de modélisation couplée.

4.7 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté l'ensemble des hypothèses de fonctionnement du bassin versant de Féfé et les contraintes de modélisation qui en découlent. La nouvelle approche de modélisation proposée a pour objectif de dresser un fonctionnement hydrologique complet du bassin versant de Féfé qui représente les mécanismes de transfert à l'intérieur du système à modéliser. Nous avons fait le choix de développer un chaînage de modèles qui soit capable de traiter plusieurs problématiques dans les différents compartiments de surface et souterrains du système. Ainsi, le chaînage de modèles simule les écoulements de surface et souterrains ainsi que l'hydrodynamie en réseau hydrographique. La principale hypothèse qui justifie l'utilisation d'un chaînage de modèles repose sur le processus de drainage qui est supposé dominant dans la contribution à l'écoulement dans le réseau hydrographique et sur un fonctionnement hydrologique de bassin toujours assez proche d'un état saturé. Dans ces conditions, le chaînage de modèles itératif qui permet des rétroactions peut être suffisant pour représenter le fonctionnement du système hydrologique.

Une stratégie de paramétrisation est proposée comme outil d'aide à la construction du modèle. Après avoir présenté la construction de la structure du modèle, l'ensemble des paramètres utiles ont été définis. Notons que les paramètres de MHYDAS ont tous été déterminés suivant les procédures détaillées dans les Chapitres 2 et 3. La procédure de calage du chaînage de modèles se concentre donc dans la suite sur les paramètres de MODFLOW. Ce travail de calage suivi d'une validation fait l'objet du chapitre suivant.

Références bibliographiques

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Papers. Rome.

Boy, J., Valarezo, C., Wilcke, W., 2008. Water flow paths in soil control element exports in an Andean tropical montane forest. European Journal of Soil Science 59, 1209–1227.

Brunner, P., Simmons, C.T., Cook, P.G., Therrien, R., 2010. Modeling surface water-groundwater interaction with MODFLOW: some considerations. Ground Water 48, 174–180.

Cattan, P., Cabidoche, Y., Lacas, J., Voltz, M., 2006. Effects of tillage and mulching on runoff under banana (*Musa* spp.) on a tropical Andosol. Soil and Tillage Research 86, 38–51.

Cattan, P., Bussière, F., Nouvellon, A., 2007a. Evidence of large rainfall partitioning patterns by banana and impact on surface runoff generation. Hydrological Processes 21, 2196–2205.

Cattan, P., Voltz, M., Cabidoche, Y.-M., Lacas, J.-G., Sansoulet, J., 2007b. Spatial and temporal variations in percolation fluxes in a tropical Andosol influenced by banana cropping patterns. Journal of Hydrology 335, 157–169.

Cattan, P., Ruy, S.M., Cabidoche, Y.-M., Findeling, A., Desbois, P., Charlier, J.B., 2009. Effect on runoff of rainfall redistribution by the impluvium-shaped canopy of banana cultivated on an Andosol with a high infiltration rate. Journal of Hydrology 368, 251–261.

Charlier, J.B., 2007. Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical. Université de Montpellier II, Montpellier, France.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2008. Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. Hydrological Processes 22, 4355–4370.

Charlier, J.-B., Moussa, R., Cattan, P., Cabidoche, Y.-M., Voltz, M., 2009a. Modelling runoff at the plot scale taking into account rainfall partitioning by vegetation: application to stemflow of banana (*Musa* spp.) plant. Hydrology and Earth System Sciences 13, 2151–2168.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Voltz, M., Moussa, R., 2009b. Transport of a nematicide in surface and groundwaters in a tropical volcanic catchment. Journal of Environment Quality 38, 1031–1041.

Charlier, J.-B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2011. Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: A multi-disciplinary experimental approach. Journal of Hydrology 398, 155–170.

Cho, J., Mostaghimi, S., 2009. Dynamic agricultural non-point source assessment tool (DANSAT): Model development. Biosystems Engineering 102, 486–499.

Cho, J., Mostaghimi, S., Kang, M.S., 2010. Development and application of a modeling approach for surface water and groundwater interaction. Agricultural Water Management 97, 123–130.

Chow, V.T., 1959. Open-channel Hydraulics. McGraw-Hill International Editions. New York.

Diersch, H.-J., 1998. FEFLOW Reference Manual. WASY Institute of Water Resources Planning and System Research. Berlin, Germany.

Fabre, J.C., Louchart, X., Moussa, R., Dagès, C., Colin, F., Rabotin, M., Raclot, D., Lagacherie, P., Voltz, M., 2010. OpenFLUID: a software environment for modelling fluxes in landscapes, in: LandMod 2010: International Conference on Integrative Landscape Modelling. Symposcience. Montpellier, France.

Fujieda, M., Kudoh, T., deCicco, V., deCalvarcho, J.L., 1997. Hydrological processes at two subtropical forest catchments: The Serra do Mar, Sao Paulo, Brazil. Journal of Hydrology 196, 26–46.

Harbaugh, A.W., 2005. MODFLOW-2005: the U.S. Geological Survey modular ground-water model - the ground-water flow process. United States Geological Survey.

Hill, M.C., 1990. Preconditioned Conjugate-Gradient 2 (PCG2), a computer program for solving ground-water flow equations. Departement of the Interior, U.S. Geological Survey. Denver, Colorado.

Izbicki, J.A., Radyk, J., Michel, R.L., 2000. Water movement through st thick unsaturated zone underlying an intermittent stream in the western Mojave Desert, southern California, USA. Journal of Hydrology 238, 194–217.

Knisel, W.G., 1980. CREAMS: A field-scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems. USDA Conservation Research Report.

Lagacherie, P., Rabotin, M., Colin, F., Moussa, R., Voltz, M., 2010. Geo-MHYDAS: A landscape discretization tool for distributed hydrological modeling of cultivated areas. Computers & Geosciences 36, 1021–1032.

McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, in: U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations. p. 586.

Moussa, R., Voltz, M., Andrieux, P., 2002. Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. Hydrological Processes 16, 393–412.

Moussa, R., 2005. MHYDAS - Modélisation HYdrologique Distribuée des AgroSystèmes - Notice d'utilisation.

Niswonger, D.E., Prudic, D.E., 2010. Documentation of the Streamflow-Routing (SFR2) Package to Include Unsaturated Flow Beneath Streams - A Modification to SFR1, in: U.S. Geological Survey, Techniques and Methods. p. 50.

Pebesma, E.J., 2004. Multivariable geostatistics in S: the gstat package. Computers & Geosciences 30, 683–691.

Prudic, D.E., 1989. Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite-difference, ground-water flow model. United States Geological Survey.

Prudic, D.E., Konikow, L.F., Banta, E.R., 2004. A new Streamflow- Routing (SFR1) Package to simulate stream-aquifer interaction with MODFLOW-2000, in: U.S. Geological Survey, Open-File Report. p. 95.

Ragab, R., Bromley, J., 2010. IHMS-Integrated Hydrological Modelling System. Part 1. Hydrological processes and general structure. Hydrological Processes 24, 2663–2680.

Ragab, R., Bromley, J., Doerflinger, G., Katsikides, S., 2010. IHMS-Integrated Hydrological Modelling System. Part 2. Application of linked unsaturated, DiCaSM and saturated zone, MODFLOW models on Kouris and Akrotiri catchments in Cyprus. Hydrological Processes 24, 2681–2692.

Schroeder, P.R., Dozier, T.S., Zappi, P.A., McEnroe, B.M., Sjostrom, J., 1994. The Hydrological Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model. U.S. Environmental Protection Agency. Washington, DC.

Weinstein, H.G., Stone, H.L., Kwan, T.V., 1969. Iterative procedure for solution of systems of parabolic and elliptic equations in three dimensions. Industrial & Engineering Chemistry Fundamentals 8, 281–287.

Chapitre 5

Application de l'approche de modélisation à un petit bassin versant agricole volcanique à deux aquifères superposés, sous climat tropical humide

Sommaire

5.1 Introduction 171
5.2 Présentation des données hydrologiques utilisées 171
5.2.1 Période considérée 171
5.2.2 Caractéristiques climatiques de la période 173
5.2.3 Écoulements à l'exutoire du bassin versant 174
5.2.4 Hauteurs piézométriques 174
5.3 Calage du modèle 175
5.3.1 Calage de MHYDAS 175
5.3.2 Calage de MODFLOW et de la réinfiltration dans le réseau hydrographique 176
5.3.3 Analyse de cohérence des simulations de calage 181
5.3.4 Analyse des valeurs des paramètres calés 186
5.3.5 Résultats globaux de simulation 187
5.4 Interprétation des simulations et analyse des processus associés 193
5.4.1 Les écoulements de surface 193
5.4.2 Les écoulements souterrains 197
5.4.3 Échanges surface-souterrain dans le réseau hydrographique 207
5.4.4 Écoulement à l'exutoire du bassin versant 207
5.5 Discussion et conclusion 209
Références bibliographiques 212

Chapitre 5

Application de l'approche de modélisation à un petit bassin versant agricole volcanique à deux aquifères superposés, sous climat tropical humide

5.1 Introduction

Dans ce chapitre nous présentons l'application de l'approche de modélisation décrite dans le chapitre précédent. L'objectif principal des travaux présentés ici est d'appliquer et tester l'approche de modélisation surface-souterrain pour la simulation du débit à l'exutoire du bassin tropical de Féfé et de la piézométrie dans les nappes superficielle et profonde. Le chapitre précédent a montré que de nombreux paramètres ont pu être fixés à partir de relevés de terrain. Cependant, tous les paramètres ne peuvent être renseignés, ce qui implique de procéder à une phase de calage du modèle avant une phase de validation. Nous décrirons dans une première section, les données hydrologiques utilisées pour le calage et la validation du modèle, et la stratégie de calage du chaînage itératif dans une deuxième section. Enfin, nous présenterons les résultats de la phase de calage et leur validation dans une troisième section, puis discuterons des résultats obtenus dans une dernière section.

5.2 Présentation des données hydrologiques utilisées

Cette section présente les chroniques observées des variables qui serviront au calage et à la validation de la modélisation développée pour simuler les transferts hydrologiques sur le bassin versant de Féfé.

5.2.1 Période considérée

Les données sont issues des travaux de thèse de Charlier (2007). La période de mesures disponibles s'étend de janvier 2004 à janvier 2005 (Figure 5-1). Elle est partagée en deux séries pour le calage et la validation de l'approche de modélisation. Pour différencier les jeux d'observations utilisés pour les deux séries, nous choisissons un partage en liaison avec les choix de Charlier *et al.* (2008), qui reposaient en priorité sur la continuité de chaque série (calage du 01/08/2004 au 31/01/2005, et validation du 01/01/2004 au 31/07/2005) puis sur les volumes cumulés de pluie, d'évapotranspiration et d'écoulement à l'exutoire comparables entre les six mois de calage et les sept mois de validation.

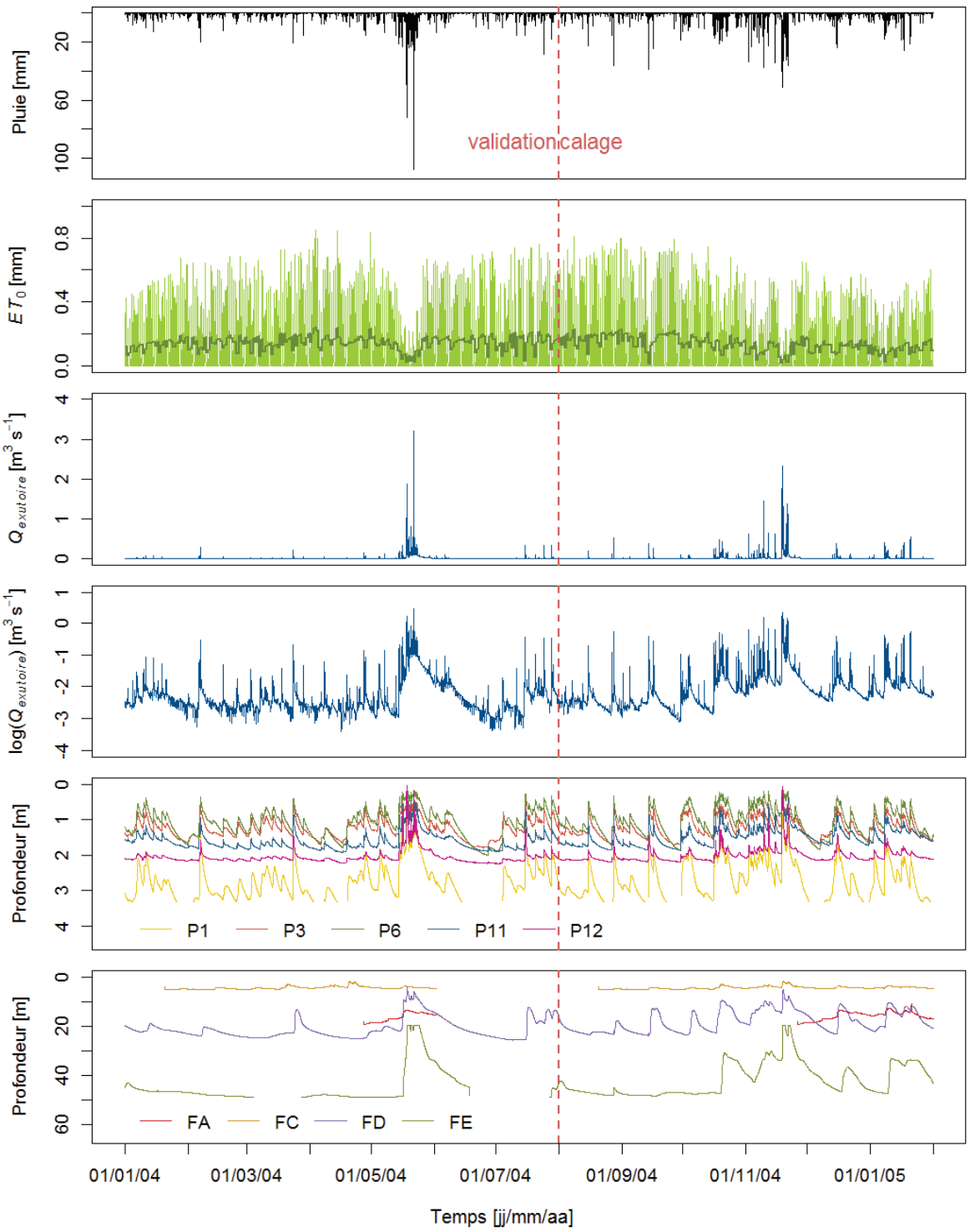

Figure 5-1 : Chroniques observées horaires de pluie, d'évapotranspiration de référence (ET_0) (lames journalières en vert foncé), de débit à l'exutoire du bassin versant ($Q_{exutoire}$) et des profondeurs piézométriques superficielles et profondes (dont la localisation est présentée dans les Figures 1-8 et 5-2)

5.2.2 Caractéristiques climatiques de la période

L'année 2004, humide, présente 60% de pluie supplémentaire par rapport à 2003 qui est proche d'une année moyenne (Charlier *et al.*, 2008). Les précipitations mesurées totalisent 7 338 mm sur la période d'étude. La saison sèche est peu marquée avec un mois de mai humide ainsi qu'un mois de novembre exceptionnellement humide (correspondant à une période de retour cinquantennale). Les deux séries considérées pour le calage et la validation ont des pluviométries cumulées proches, de 3 868 et 3 470 mm, respectivement (Tableau 5-1).

	Série	Pluie [mm]	ET_0 [mm]	Écoulement [mm]
Validation	Jan. 2004	307	96	86
	Fév. 2004	283	97	61
	Mars 2004	353	108	76
	Avr. 2004	307	117	47
	Mai 2004	1557	85	920
	Juin 2004	171	110	93
	Juil. 2004	492	106	120
	Sous-total	*3470*	*719*	*1403*
Calage	Août 2004	339	126	91
	Sep. 2004	371	119	84
	Oct. 2004	640	105	243
	Nov. 2004	1487	73	1135
	Déc. 2004	403	87	162
	Jan. 2005	628	77	292
	Sous-total	*3868*	*587*	*2007*
	Total	*7338*	*1306*	*3410*

Tableau 5-1 : Caractéristiques mensuelles mesurées des deux séries de calage et de validation ; avec la pluie, l'évapotranspiration de référence (ET_0) et l'écoulement à l'exutoire du bassin versant

Sur la période d'étude, l'évapotranspiration de référence (ET_0), dont la procédure de mesure est détaillée dans la Section 1.2.2.1, présente un cumul de 1 306 mm équivalent à 18% de la pluviométrie. Ceci est caractéristique d'un système tropical humide avec un excédent net de la pluie par rapport à l'évapotranspiration. D'après les données mensuelles du Tableau 5-1, ET_0 varie entre 22 à 38% de la pluviométrie à l'échelle mensuelle. Exception faite du mois de juin très sec et des mois de mai et novembre 2004 exceptionnellement humides où ET_0 représente 64, 5 et 5% de la pluviométrie, respectivement.

5.2.3 Écoulements à l'exutoire du bassin versant

L'écoulement mesuré à l'exutoire du bassin versant a été de 3 410 mm sur la période d'étude correspondant à 46% de la pluviométrie. Les coefficients d'écoulement varient entre 15 et 76% de la pluie mensuelle. Les plus forts coefficients d'écoulement ont été observés pour les mois les plus pluvieux de mai et novembre, 59 et 76% de la pluie, respectivement.

5.2.4 Hauteurs piézométriques

La Figure 5-2 montre la localisation des installations de suivi des eaux de nappes au sein du bassin versant de Féfé. Cinq piézomètres superficiels (P1, P3, P6, P11 et P12) sont fonctionnels durant la période. Le matériau géologique recoupé par la crépine correspond aux lapillis (Charlier *et al.*, 2011) donc ces piézomètres constituent des stations d'observation des eaux de l'aquifère superficiel. Le niveau piézométrique de la nappe superficielle ne passe jamais au-dessus de la surface du sol (profondeur positive) même durant les mois de mai et novembre 2004 à pluviométries exceptionnelles. Les montées du niveau piézométrique coïncident avec les débuts de crues à l'exutoire, ce qui indique un transfert d'eau vertical rapide de la surface au toit de la nappe superficielle. Notons que la chronique de P1 est discontinue (Figure 5-1) car le niveau piézométrique passe en-dessous de la crépine du piézomètre.

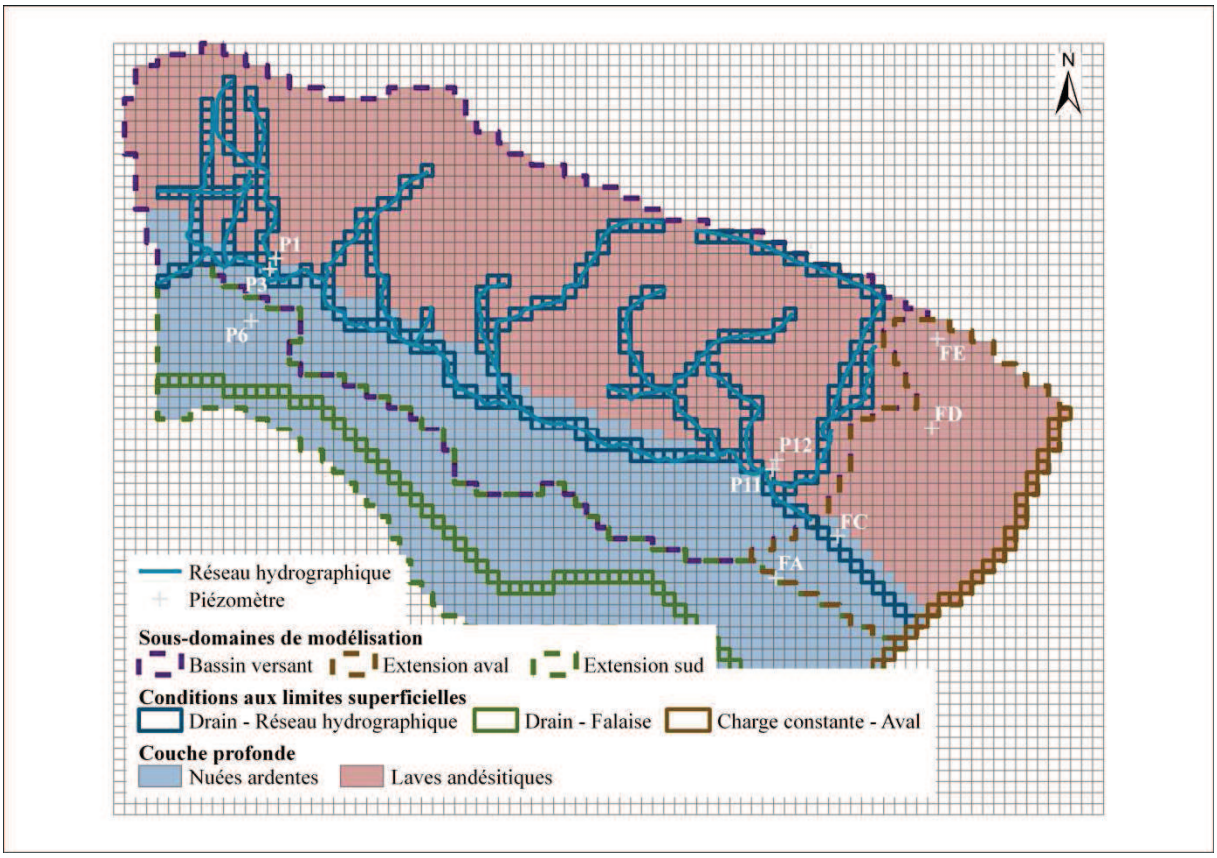

Figure 5-2 : Positionnement des stations de mesure piézométrique dans le domaine de simulation

Quatre forages profonds (FA, FC, FD et FE) sont fonctionnels durant la période d'étude. Le matériau géologique recoupé par la crépine correspond aux nuées ardentes pour FA, et aux laves andésitiques pour FD et FE (Charlier *et al.*, 2011). Ces forages constituent des stations d'observation des eaux souterraines des deux formations de l'aquifère profond. L'installation FC est forée dans une troisième formation géologique, les lahars, qui recouvre une surface très restreinte du domaine de simulation. Par conséquent, cette dernière n'a pas été représentée dans le domaine de modélisation. La dynamique de FC pourra toutefois être étudiée à titre indicatif.

5.3 Calage du modèle

Le premier objectif de cette section est de décrire la procédure de calage des deux modèles MODFLOW et MHYDAS. Ensuite, nous présentons les critères de calage selon les objectifs à atteindre. Enfin, nous proposons une interprétation des valeurs de paramètres obtenues.

La procédure de calage vise à déterminer les valeurs optimales des paramètres des deux modèles chaînés. Nous calons uniquement les paramètres hydrologiques des modèles car les paramètres géométriques et topographiques ont pu être renseignés à partir de mesures de terrain.

5.3.1 Calage de MHYDAS

MHYDAS a déjà fait l'objet d'une paramétrisation directe à l'échelle parcellaire pour une parcelle bananière sur andosol dans les Chapitres 3 et 4. Ainsi, les paramètres hydrodynamiques des andosols ainsi que ceux de la redistribution de la pluie incidente et de la répartition de l'évapotranspiration d'une unité hydrologique (UH) ont été calés et sont repris ici. Le passage à l'échelle du bassin versant de Féfé implique de compléter la paramétrisation pour d'autres sols ou surfaces, pour des parcelles non bananières et pour le réseau hydrographique.

Pour les autres types de substrats rencontrés sur le bassin versant de Féfé, les paramètres hydrodynamiques sont fixés suivant les valeurs indiquées en Section 4.5.1.3.

Pour les parcelles non bananières, nous avons considéré que le processus de redistribution de la pluie est inexistant et qu'en conséquence les flux d'évapotranspiration, de ruissellement et de percolation sont uniformes à l'échelle de l'UH.

Enfin, les paramètres des fonctions de transfert sur les UH et sur les tronçons (TR) sont fixés suivant les valeurs présentées dans les Sections 4.5.1.4 et 4.5.1.5, respectivement.

La conductivité hydraulique des fonds de fossés, Ks_{TR}, est fixée à la valeur moyenne mesurée dans les fossés de Féfé de 39 mm h^{-1}. Le choix de fixer Ks_{TR} permet de limiter le

problème d'équifinalité qui pourrait mener à une grande variété de paramétrisations donnant les mêmes résultats de dynamique d'écoulement à l'exutoire de Féfé. Notons que cette valeur de Ks_{TR} est inférieure à la conductivité hydraulique à saturation (f_c) calée pour une UH en andosol. Cette différence est en cohérence avec le phénomène de réduction de la conductivité du fond des fossés par colmatage, en andosol également.

Le Tableau 5-2 synthétise les valeurs des paramètres MHYDAS.

Durant l'Étape 1 du chaînage de modèles (Figure 5-3), MHYDAS tourne de manière autonome une première fois, au pas de temps de 2 min, sur toute la série de calage pour générer les chroniques de flux hydrologiques sur les versants. Le transfert du ruissellement de surface dans le réseau hydrographique est simulé mais pas la réinfiltration dans les fossés du réseau.

Des vérifications sont toutefois réalisées sur les résultats de simulation selon deux types de critères :

1. quantitatifs (coefficient de ruissellement)
2. dynamiques (décalage et forme des chroniques de ruissellement observée et simulée, débit de pointe)

L'unique condition initiale requise par MHYDAS est la teneur en eau du réservoir du sol sur les UH, que nous avons fixée à 80% du stock maximal (S_m) afin de représenter le degré de saturation généralement élevé des sols du bassin versant. Nous avons fait le choix de faire tourner MHYDAS sur une période d'initialisation d'une quinzaine de jours avec des variables de forçage observées afin d'obtenir un stock initial à l'équilibre en début de simulation de la série de calage.

5.3.2 Calage de MODFLOW et de la réinfiltration dans le réseau hydrographique

5.3.2.1 Stratégie globale

La stratégie globale de MODFLOW consiste en un calage séquentiel en fonction des quatre étapes de modélisation présentées dans la Section 4.4.3.2. A partir de l'organigramme du chaînage itératif des deux modèles (Figure 4-10), la Figure 5-3 présente les paramètres utilisés dans chacune des fonctions de modélisation. Les paramètres qui font l'objet d'un calage sont en gras et seront présentés dans les sections suivantes. Pour ne pas charger la figure, les paramètres géométriques et topographiques non calés, ne sont pas représentés. Ils sont en revanche décrits ci-dessous.

	Paramètre [unité]	Valeur	
Paramètres géométriques	A [m^2] : surface de l'UH	-	
	$A_{2.35}$ [m^2] : surface élémentaire d'un bananier planté selon un maillage carré d'écartement moyen de 2.35 m	2.35 × 2.35	
Paramètres hydrodynamiques des sols	f_c [10^{-6} m s^{-1}] : conductivité hydraulique à saturation	Andosol Ferralsol Surface anthropisée	18.0 136.0 0
	f_0/f_c [-] : ratio entre les conductivités hydrauliques maximale (f_0) et à saturation	Andosol Ferralsol Surface anthropisée	4.7 5.0 0
	S_m [m] : stock maximal en eau du réservoir de sol	Andosol et Ferralsol Surface anthropisée	0.20 0
	S_{fc}/S_m [-] : ratio entre les stocks en eau à la capacité au champ (S_{fc}) et maximal	Andosol et Ferralsol Surface anthropisée	0.21 0
	κ [-] : coefficient de percolation	Andosol et Ferralsol Surface anthropisée	0.76 0
Paramètres de redistribution de la pluie	$A_{Sf_bananier}$ [m^2] : surface basale d'un bananier adulte	0.047	
	A_{Sf} [m^2] : surface basale des bananiers où se concentre le stemflow pour l'UH	$\frac{A_{Sf_bananier}}{A_{2.35}} \times A$	
	P_{Sf}/P [-] : ratio stemflow au pied de la plante sur pluie incidente	$11.2 \times LAI$	
Paramètres de répartition de l'évapotranspiration	β [-] : coefficient de stemflow	0.05	
	$A_{root_2.35}$ [m^2] : surface d'un bloc de sol centré sur le pseudostem des bananiers pour $A_{2.35}$	1.20 × 2.35	
	A_{root} [m^2] : surface d'un bloc de sol centré sur le pseudostem des bananiers pour l'UH	$\frac{A_{root_2.35}}{A_{2.35}} \times A$	
	γ_{root} [-] : la densité racinaire dans le bloc de sol de surface A_{root}	0.80	
Paramètres hydrauliques des unités hydrologiques	n_u [s m$^{-1/3}$] : coefficient de rugosité de la surface	0.035	
	C_{um} [m s^{-1}] : célérité moyenne sur toutes les unités hydrologiques	0.086	
	D_{um} [m^2 s^{-1}] : diffusivité moyenne sur toutes les unités hydrologiques	2	
Paramètres hydrauliques des tronçons	Ks_{TR} [10^{-6} m s^{-1}] : conductivité hydraulique à saturation du fond de tronçon	10.9	
	n_r [s m$^{-1/3}$] : coefficient de rugosité du fond de tronçon	0.03 – 0.05	
	C_{rm} [m s^{-1}] : célérité moyenne sur tous les tronçons	0.570	
	D_{rm} [m^2 s^{-1}] : diffusivité moyenne sur tous les tronçons	2	

Tableau 5-2 : Paramètres de MHYDAS et leur valeur déterminée au Chapitre 4

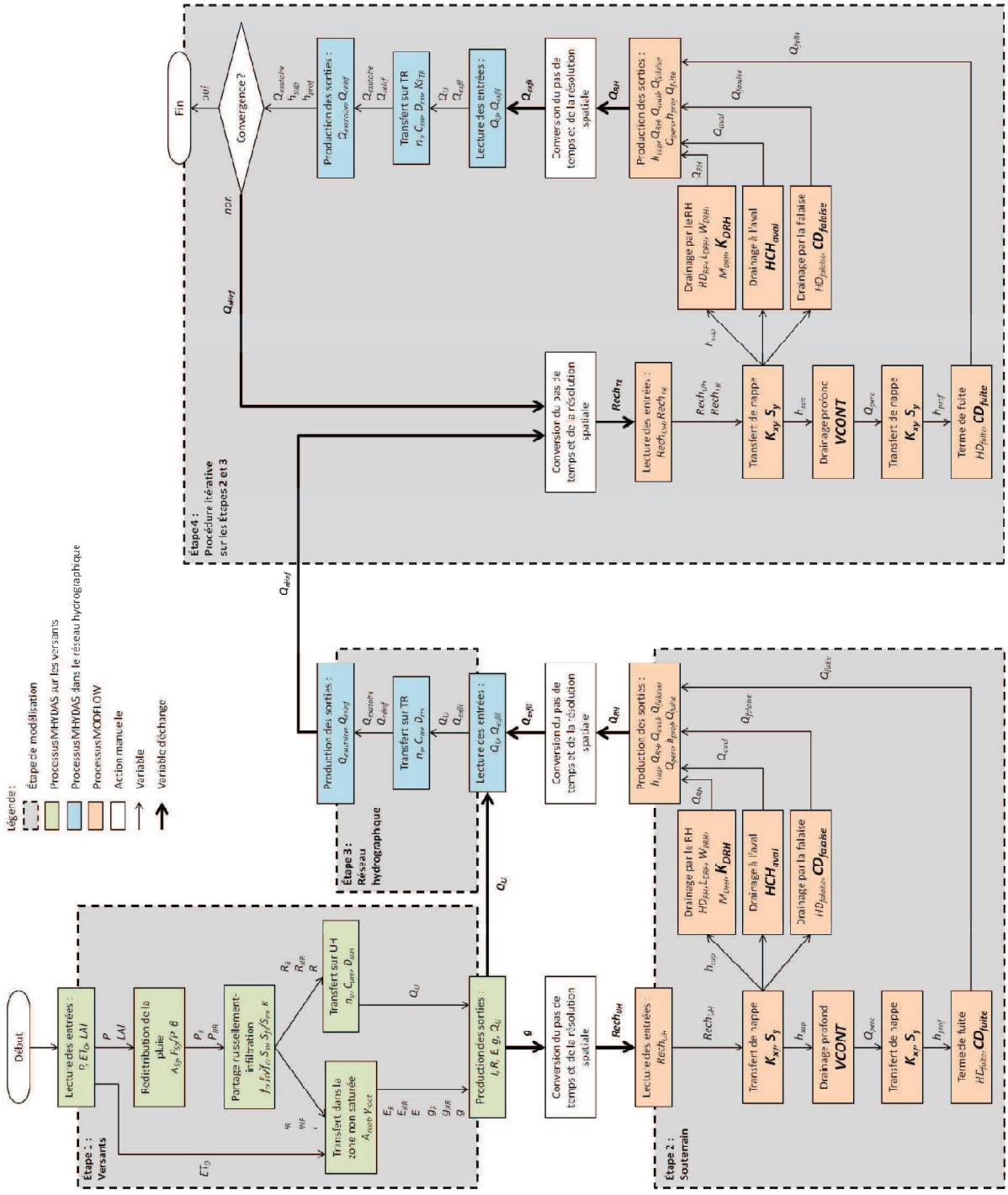

Figure 5-3 : Organigramme du chaînage itératif des deux modèles et de leurs paramètres (en gras, les paramètres calés dans ce chapitre) (*cf.* Tableaux 4-2, 4-3 et 4-4 pour la signification des paramètres)

Les paramètres topographiques des mailles sont présentés pour les couches superficielle et profonde du domaine de modélisation dans le Tableau 5-3. Un unique matériau géologique, les lapillis, constitue la couche superficielle mais son épaisseur (*Top – Bot*) est différenciée au sein de la formation. En effet, l'observation des carottages indique une épaisseur moyenne des lapillis surmontant des laves supérieure à celle des lapillis surmontant des nuées ardentes. De la même manière que pour les lapillis, les épaisseurs moyennes des laves andésitiques et des nuées ardentes sont définies à partir de l'observation des carottages disponibles.

Paramètre	Matériau géologique (aquifère)			
	Lapillis (sur laves)	**Lapillis (sur nuées)**	**Laves andésitiques**	**Nuées ardentes**
Top - *Bot* (m)	10	5	18	25
K_{xy}* (m h^{-1})	2.5 10^{-2}	2.5 10^{-2}	3.0 10^{-3}	1.6 10^{-2}
*VCONT** (h^{-1})	7.5 10^{-5}	4.8 10^{-5}	-	-
S_y* (-)	1.0 10^{-2}	1.0 10^{-2}	3.0 10^{-4}	8.0 10^{-3}
Top - h_{ini} (m)	2	2	10	2

Tableau 5-3 : Paramètres topographiques estimés et hydrodynamiques calés et condition initiale des mailles ; avec l'altitude du toit de l'aquifère *Top*, l'altitude du fond de l'aquifère *Bot*, la conductivité hydraulique horizontale K_{xy}, le coefficient de drainance *VCONT*, la porosité de drainage S_y et l'altitude initiale du niveau piézométrique h_{ini} (* : paramètre calé)

Les paramètres géométriques non calés des quatre types de conditions aux limites du modèle souterrain sont présentés dans le Tableau 5-4.

Paramètre	Condition à la limite	
	Charge constante à l'aval du domaine	
HCH_{aval}* - *Bot* (m)	3	
	Drain du réseau hydrographique de la couche superficielle	
Top - HD_{RH} (m)	1.3 [0.3 – 2.0]	
L_{DRH} (m)	0.9 [0.3 – 2.5]	
W_{DRH} (m)	12.0 [2.0 – 28.5]	
M_{DRH} (m)	1.0	
K_{DRH}* (m h^{-1})	9.0 10^{-2}	
	Drain de la falaise de la couche superficielle	
$HD_{falaise}$ (m)	*Bot* de la cellule adjacente nord	
$CD_{falaise}$* (m^2 h^{-1})	25.0	
	Drain à la base de la couche profonde	
	Laves andésitiques	*Nuées ardentes*
HD_{fuite} (m)	*Bot*	*Bot*
CD_{fuite}* (m^2 h^{-1})	3.0 10^{-1}	1.0 10^{-2}

Tableau 5-4 : Paramètres des conditions aux limites ; avec l'altitude du toit de l'aquifère *Top*, l'altitude du fond de l'aquifère *Bot*, l'altitude de la charge constante *HCH*, l'altitude du drain *HD*, la longueur du segment de fossé L_D, la largeur du segment de fossé W_D, l'épaisseur du segment de fossé W_D, la conductivité hydraulique du drain K_D et la conductance du drain *CD* (* : paramètre calé) (gamme entre [])

1. Cinq paramètres sont nécessaires pour chacun des 278 segments du réseau hydrographique matérialisés par une condition de drain. Quatre d'entre eux (HD_{RH}, W_{DRH}, L_{DRH} et M_{DRH}) sont des paramètres géométriques qui ne font pas l'objet d'un calage. Leur paramétrisation est détaillée dans la Section 4.5.2.3.

2. L'altitude $HD_{falaise}$ des 64 cellules à condition de drain représentant la falaise au sud du domaine de modélisation est fixée selon couche superficielle (*Bot*) de la cellule adjacente nord.

3. La couche profonde ne contient qu'un type de condition à la limite à la base de la formation pour représenter le terme de fuite de cet aquifère. L'altitude des drains est fixée à la même altitude que le fond de la couche profonde (*Bot*) de la cellule.

Dans la suite nous décrivons chaque étape du calage séquentiel.

5.3.2.2 Premier calage des paramètres de MODFLOW

Le modèle souterrain fonctionne au pas de temps horaire. La procédure de calage de l'Étape 2 du chaînage de modèles se concentre alors sur les paramètres :

1. Hydrodynamiques des trois matériaux géologiques (K_{xy}, S_y et *VCONT*)

2. Des conditions aux limites de l'aquifère superficiel (K_{DRH}, HCH_{aval} et $CD_{falaise}$) et des deux matériaux géologiques de l'aquifère profond (CD_{fuite})

Le calage est réalisé manuellement et est basé sur la comparaison :

1. Du volume exfiltré par le réseau de drains simulé par rapport aux autres termes du bilan du réseau hydrographique ;

2. Des dynamiques de nappes moyennes mesurées et simulées (h_{sup} et h_{prof}).

Deux critères sont définis :

1. Le volume écoulé à l'exutoire ($V_{exutoire}$) comprend le volume ruisselé issu des versants ($V_{ruisselé}$) plus le volume drainé par le réseau hydrographique ($V_{exfiltré}$) auquel on soustrait le volume réinfiltré ($V_{réinfiltré}$) :

(5-1*) $$V_{exutoire} = V_{ruisselé} + V_{exfiltré} - V_{réinfiltré} \qquad \text{en } [L^3]$$

Sachant que $V_{exutoire}$ est mesuré, $V_{ruisselé}$ est simulé par MHYDAS dans l'Étape 1 et $V_{réinfiltré}$ est supposé négligeable, l'équation précédente peut s'écrire :

(5-1) $$V_{exfiltré} = V_{exutoire} - V_{ruisselé} \qquad \text{en } [L^3]$$

2. Un deuxième critère de calage visuel est défini pour caler les dynamiques moyennes simulées et observées de la nappe superficielle.

L'unique condition initiale requise pour MODFLOW lors de cette deuxième étape de modélisation est le niveau piézométrique pour les deux couches du domaine (h_{sup} et h_{prof}). Elle

est définie de manière homogène pour chaque couche selon les profondeurs de nappes moyennes observées (Tableau 5-3). De la même façon que pour le modèle de surface, une période d'initialisation, fixée à 950 h (soit environ 40 j), précède la série de calage. Durant l'initialisation, une recharge ($Rech_{UH}$) correspondant à la moyenne de la recharge simulée sur l'ensemble de la période de simulation et spatialisée, spécifique à chaque UH, est calculée et distribuée sur chaque UH du domaine. Nous vérifions qu'au démarrage de la période de calage le régime permanent du système est atteint.

5.3.2.3 Calage de la fonction de réinfiltration dans le réseau hydrographique

Cette procédure de calage concerne l'Étape 3 de l'approche de modélisation. Le calage manuel de la simulation de la réinfiltration dans le réseau hydrographique est basé sur un unique paramètre (Ks_{TR}) et une unique variable, le débit d'écoulement (qui allie contributions de surface et souterraine) à l'exutoire du bassin versant ($Q_{exutoire}$).

Deux critères de calage sont définis pour caler la dynamique d'écoulement à l'exutoire de Féfé ($Q_{exutoire}$) : le volume total écoulé et le coefficient de Nash et Sutcliffe (1970).

5.3.2.4 Première itération des Étapes 2 et 3

L'Étape 4 correspond au démarrage de la procédure itérative. La première itération de l'approche de modélisation consiste à faire tourner de nouveau le modèle souterrain avec une nouvelle recharge spatialisée qui combine la recharge diffuse des versants ($Rech_{UH}$) et la recharge concentrée de réinfiltration des tronçons du réseau hydrographique ($Rech_{TR}$) ainsi qu'une simulation ajustée du drainage de nappe (MODFLOW) en fonction des tronçons réinfiltrants (MHYDAS). Si $Rech_{TR}$ est assez importante pour modifier les résultats de simulation obtenus avec la paramétrisation de l'Étape 2 alors une procédure de recalage doit être réalisée sur les écoulements souterrains. Elle suit la même procédure que celle décrite en Section 5.3.2.2. La procédure itérative prend fin lorsque les niveaux piézométriques moyens (h_{sup} et h_{prof}) et le débit d'écoulement à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) deviennent inférieurs au critère de convergence défini à 5% de différence entre itérations.

5.3.3 Analyse de cohérence des simulations de calage

5.3.3.1 Application de la procédure de calage

La série de calage se déroule du 01/08/2004 au 31/01/2005. La procédure de calage converge dès la première itération. Nous constatons une erreur sur le bilan de masse global de 1%.

La recharge totale de 2 907 mm ($Rech_{UH}$ + $Rech_{TR}$) à la suite de la première itération est supérieure à celle préalable à l'itération de 2 884 mm ($Rech_{UH}$) (Tableau 5-5). Bien que la recharge concentrée soit localisée dans les cellules contenant un segment de drain qui favoriserait leur drainage, les résultats de drainage par le réseau hydrographique des deux chroniques sont quasi-identiques (R^2 = 0.99) (Figure 5-4). La régression linéaire indique une correspondance quasi-parfaite entre les deux chroniques horaires. Par conséquent, cette première itération marque potentiellement la fin de la procédure itérative mais il faut encore la vérifier avec les résultats de simulation à l'exutoire du bassin versant.

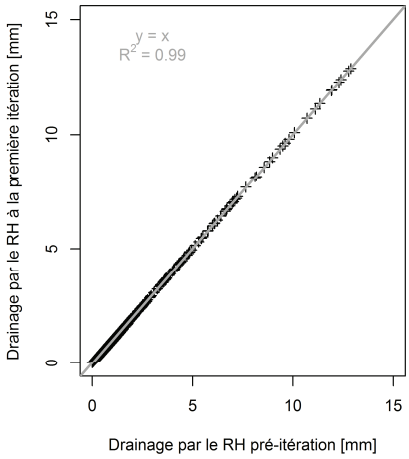

Figure 5-4 : Graphique des lames horaires drainées par le réseau hydrographique (RH) pré-itération vs. à la première itération sur la série de calage

Les résultats de drainage par le réseau hydrographique issu de la première itération du modèle souterrain ont été renseignés dans MHYDAS pour simuler à nouveau l'écoulement à l'exutoire du bassin versant. La chronique de débit à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) est proche des simulations pré-itération et le volume total écoulé diffère de 1% du volume pré-itération. Par conséquent, nous estimons que la convergence du modèle est atteinte.

5.3.3.2 Dynamiques simulées par MHYDAS

Dans le chaînage des modèles, MHYDAS ne simule que la contribution du ruissellement de surface à l'écoulement à l'exutoire du bassin ainsi que les flux de recharge sur les UH. Nous ne disposons pas de données observées pour ces deux types de flux. Toutefois les données d'écoulement aux exutoires de la parcelle d'Espérance Haut (de septembre à novembre 2001 et de décembre 2001 à avril 2002) et du bassin versant de Féfé permettent de vérifier la cohérence de trois caractéristiques des flux simulés de ruissellement de surface.

Le coefficient de ruissellement : les données d'Espérance Haut, station de Neufchâteau, montrent des coefficients de ruissellement (Cr) entre 3.5 et 7.0% (Cattan *et al.*, 2006) pour une bananeraie sur andosol. Pour des conditions culturales similaires, le sous-bassin versant de Moïse Haut à Féfé présente un Cr de 5.7% sur une période de mesures de 80 jours, de juillet à septembre 2006 (Charlier *et al.*, 2009). Les Cr mesurés à ces deux échelles plus petites constituent une gamme de valeurs maximales de Cr simulé à l'échelle du bassin versant de Féfé. Les Cr mensuels simulés à l'échelle de Féfé varient entre 7 et 11%. Bien que ces résultats soient légèrement supérieurs aux Cr observés aux échelles parcellaires, ils semblent cohérents. En effet, ces Cr légèrement supérieurs peuvent s'expliquer par la présence de surfaces anthropisées imperméables au sein du bassin versant (absentes à l'échelle parcellaire, à Espérance Haut et Moïse Haut) qui favorisent la production de ruissellement de surface.

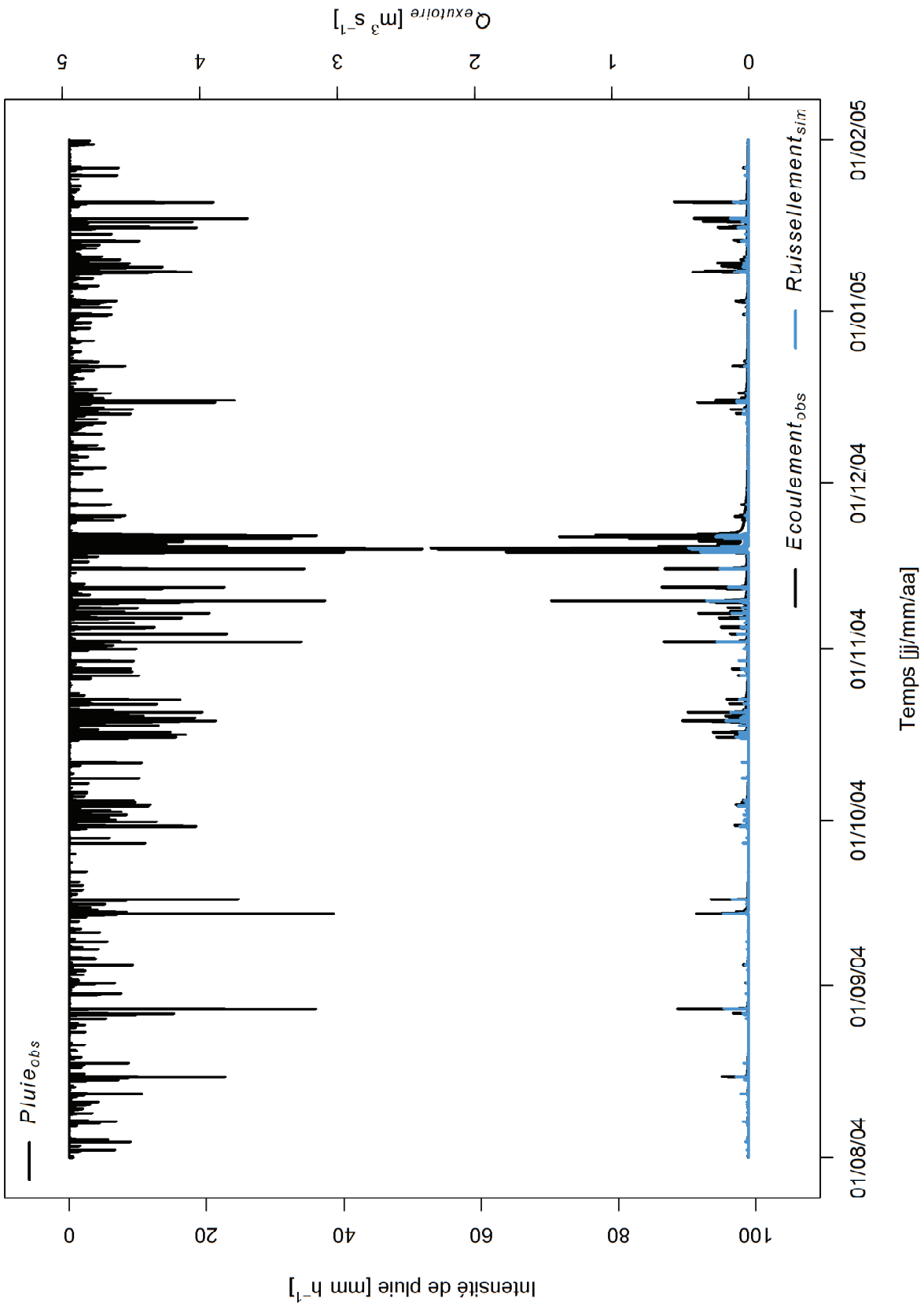

Figure 5-5 : Résultats de simulation horaires de ruissellement sur la série de calage ; les intensités de pluie observée ($Pluie_{obs}$) sont représentées sur l'axe des ordonnées gauche, les débits à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) d'écoulement observé ($Ecoulement_{obs}$) et de ruissellement simulé ($Ruissellement_{sim}$) sont représentés sur l'axe des ordonnées droit

Le décalage entre les pics de crue de ruissellement simulés et les pics de crue d'écoulement observé à l'exutoire du bassin versant comme le suggèrent Ragab *et al.* (2010) : la Figure 5-5 représente au pas de temps horaire les chroniques observées de pluie et d'écoulement à l'exutoire et la chronique simulée de ruissellement à l'exutoire. Une analyse visuelle indique que les pics simulés de ruissellement (en bleu) sont bien concomitants aux pics observés d'écoulement (en gris), ce qui est vérifié dans la Figure 5-6a.

Le débit de pointe simulé des crues de ruissellement. Il doit être est inférieur au débit de pointe observé des crues d'écoulement, qui résulte du cumul du ruissellement de surface et du drainage de nappe. Ceci est bien vérifié sur la série de calage (Figure 5-6b). Pour les plus petits événements, l'écoulement mesuré serait principalement dû au ruissellement de surface simulé alors que pour les grands événements, la contribution souterraine est croissante avec l'intensité des événements.

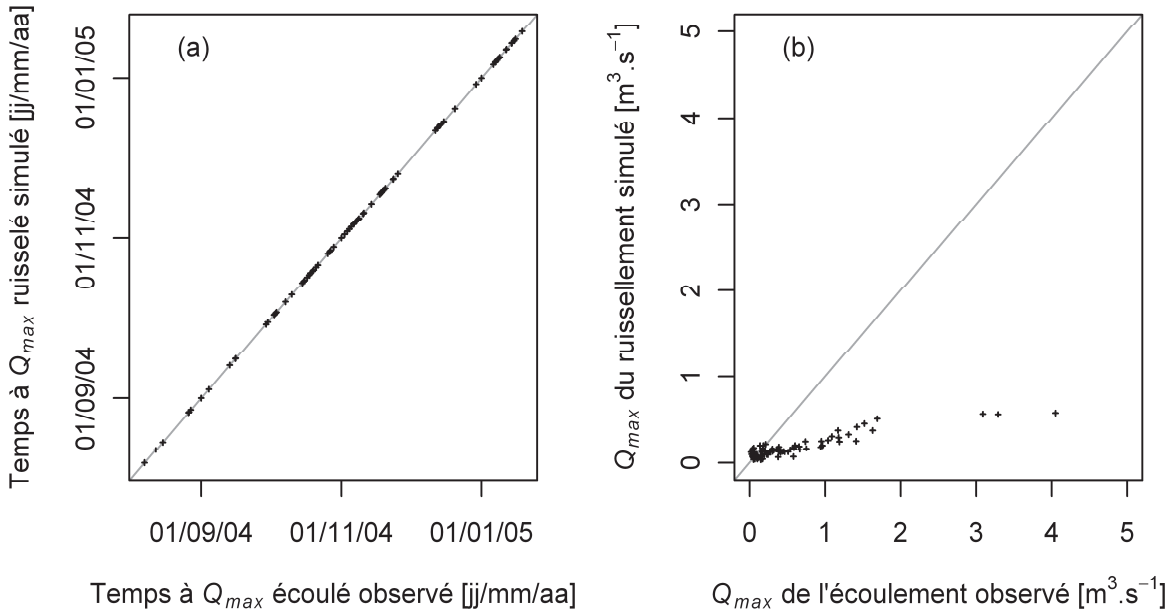

Figure 5-6 : Graphique des (a) instants et (b) débits de pointe (Q_{max}) à l'exutoire au pas de temps de 2min de l'écoulement observé vs. ruissellement simulé sur la série de calage

5.3.3.3 Dynamiques simulées par MODFLOW

Les niveaux piézométriques et le terme global de drainage par l'ensemble du réseau hydrographique simulés sont utilisés pour caler le modèle. Le **terme global de drainage par le réseau hydrographique est correctement simulé**. La lame simulée de 1 695 mm est proche de celle souhaitée de 1 655 mm, qui correspond à la différence entre l'écoulement global observé à l'exutoire (de 2 007 mm) et le ruissellement global simulé (de 352 mm). Notons que cette correcte simulation du drainage par le réseau hydrographique s'accompagne d'une surestimation de l'amplitude des dynamiques de la nappe superficielle.

La Figure 5-7 montre les chroniques de profondeurs moyennes relatives (profondeur à l'instant *t* divisée par l'amplitude de la chronique, i. e. profondeur maximale moins la profondeur minimale) observée et simulée. Nous constatons une **bonne corrélation des dynamiques observées et simulées de la nappe superficielle sur l'ensemble de la série de calage**. Nous remarquons un décalage vertical constant entre les deux chroniques, en effet, la nappe simulée est surestimée de manière générale et elle est plus particulièrement forte en novembre, ce qui conduit à des valeurs aberrantes de niveaux piézométriques.

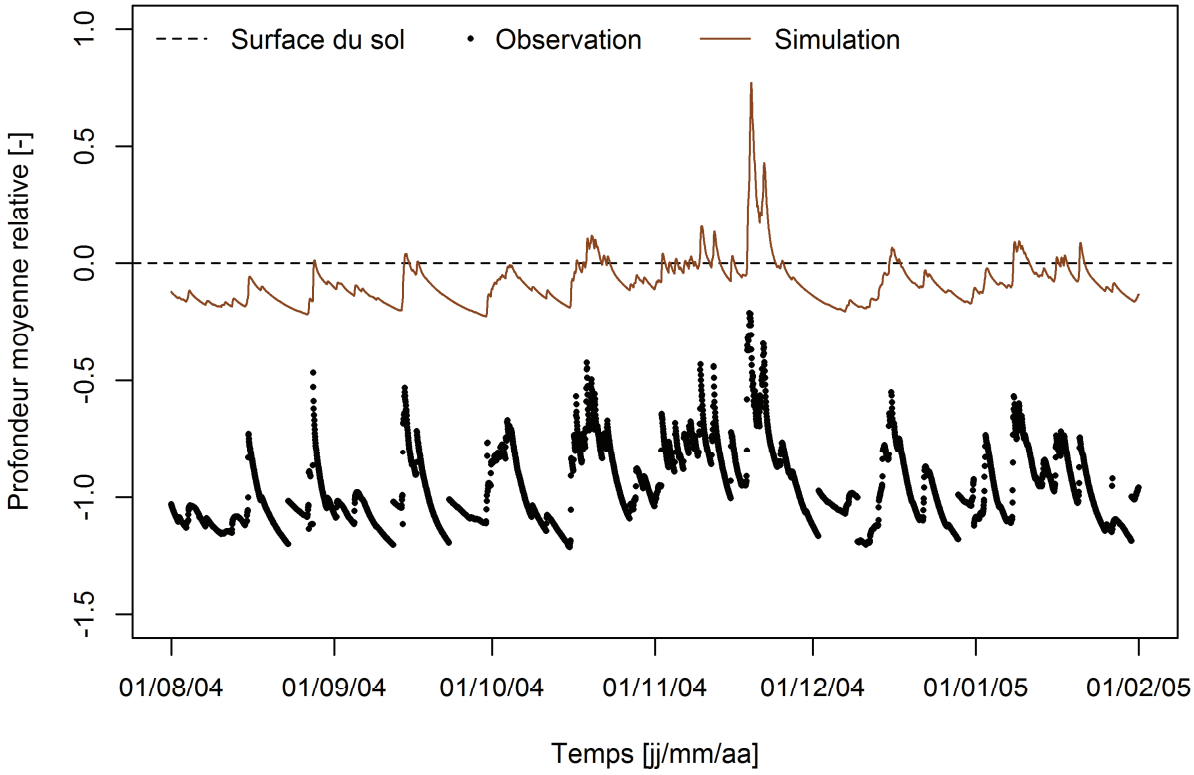

Figure 5-7 : Graphique des chroniques observée et simulée de profondeurs moyennes relatives horaires de la nappe superficielle sur la série de calage

5.3.3.4 Résultats à l'exutoire du réseau hydrographique

Les **volumes écoulés à l'exutoire du bassin versant sont correctement reproduits**. La lame totale simulée de 2 027 mm est proche de celle observée de 2 007 mm. Néanmoins, les débits de pointe sont sous-estimés (Figure 5-8). En conséquence, les performances dynamiques globales sont de qualité moyenne sur la série de calage avec un coefficient de Nash et Sutcliffe de 0.57. Les coefficients de Nash et Sutcliffe horaires mensuels sont globalement constants et varient entre 0.46 et 0.61.

5.3.4 Analyse des valeurs des paramètres calés

Cette section se focalise sur les paramètres calés du modèle souterrain MODFLOW. Les résultats ont été optimisés en faisant varier principalement les paramètres hydrodynamiques (Tableau 5-3). Les autres paramètres ont été présentés (Tableaux 5-3 et 5-4) et discutés dans la Section 5.3.2.1.

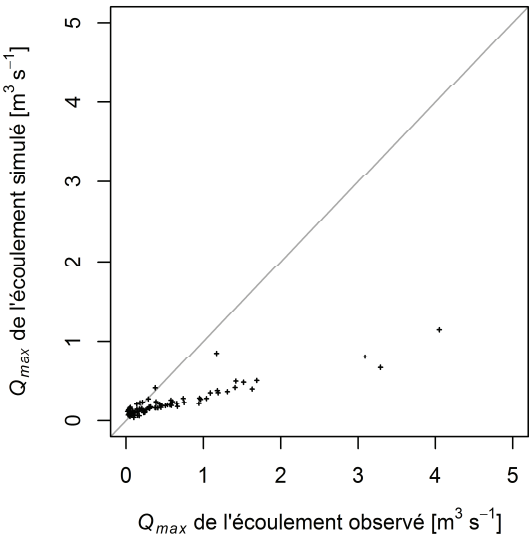

Figure 5-8 : Graphique des débits de pointe (Q_{max}) à l'exutoire au pas de temps de 2min de l'écoulement observé vs. simulé sur la série de calage

5.3.4.1 Analyse des valeurs calées des propriétés hydrodynamiques des mailles

Des valeurs mesurées de conductivité hydraulique sont disponibles. Néanmoins, ces mesures sont effectuées à l'échelle locale et sont donc, pour une utilisation dans un modèle, susceptibles de réévaluation durant le processus de calage. Nous avons fait le choix de considérer les conductivités hydrauliques horizontales comme paramètres de calage.

Les paramètres hydrodynamiques des mailles ont été calés et sont présentés pour les couches superficielle et profonde du domaine de modélisation dans le Tableau 5-3. Les paramètres intrinsèques (conductivité hydraulique horizontale K_{xy} et porosité de drainage S_y) sont considérés homogènes au sein de chaque formation superficielle. Les formations géologiques profondes sont également paramétrées de manière homogène. La cohérence des valeurs des paramètres calés peut être comparée à la hiérarchie des K_{xy} observés. Charlier *et al.* (2011) ont effectué une série de slug tests et tests d'injection sur les trois formations géologiques identifiées sur Féfé. Les auteurs ont évalué une conductivité hydraulique des lapillis variant entre 2.4 10^{-6} et 4.6 10^{-5} m s^{-1} (écart-type de 1.2 10^{-5} m s^{-1}), celle des nuées ardentes variant entre 8.6 10^{-7} et 2.2 10^{-6} m s^{-1} (écart-type de 6.7 10^{-7} m s^{-1}) et celle des laves variant entre 7.2 10^{-7} et 5.9 10^{-6} m s^{-1} (écart-type de 2.9 10^{-6} m s^{-1}). Ces mesures indiquent une hiérarchie des conductivités hydrauliques entre matériaux que nous retrouvons à l'issue du calage :

1. La valeur de K_{xy} calée des lapillis est la plus élevée des trois formations ;
2. Les observations indiquent des K_{xy} du même ordre de grandeur pour les laves et les nuées ce qui se retrouve pour les paramètres calés.

Comme pour la détermination de l'épaisseur des lapillis, la nature de la formation sous-jacente à la couche superficielle conditionne une différenciation du coefficient de drainance (*VCONT*) au sein des lapillis. Ce paramètre est sans grande signification physique mais les

valeurs calées assez faibles permettent de simuler des écoulements limités de la nappe superficielle vers la nappe profonde, ce qui est cohérent avec la représentation du système observé de deux nappes superposées.

Les valeurs de porosités de drainage (S_y) des trois matériaux du domaine sont difficiles à interpréter sans mesures de terrain. Le calage a abouti à une superposition de couches aux porosités contrastées. Ce cas est fréquent dans les formations géologiques verticalement hétérogènes comme en contexte volcanique.

5.3.4.2 Analyse des valeurs des paramètres de conditions aux limites

Les paramètres calés des quatre types de conditions aux limites du modèle souterrain sont présentés dans le Tableau 5-4. Nous présentons d'abord les trois types de la couche superficielle.

1. Un seul paramètre correspondant à l'altitude de la charge constante est requis à l'aval du domaine. Cette altitude est définie indépendamment pour chacune des 27 conditions de charge constante en calant une hauteur de 3 m au-dessus du fond de la cellule ($HCH_{aval} - Bot$). L'altitude de la charge constante doit être assez élevée. Une faible charge engendre une faible section de flux (une transmissivité faible) et donc un flux latéral limité sous-estimant la vidange aval de la couche superficielle.

2. La conductivité hydraulique des segments de drain K_{DRH} est le seul paramètre calé pour le réseau hydrographique, d'une valeur de 2.5 10^{-5} m s^{-1}. Celle-ci est du même ordre de grandeur que la conductivité hydraulique à saturation du fond de tronçon Ks_{TR} utilisée dans MHYDAS et issue de mesures de terrain.

3. La conductance $CD_{falaise}$ de ces drains est calée à une valeur 25.0 m^2 h^{-1}. Ce paramètre est sans grande signification physique donc difficile à interpréter.

4. La conductance des drains CD_{fuite} est calée à 3.0 10^{-1} m^2 h^{-1} et 1.0 10^{-2} m^2 h^{-1} à la base des laves andésitiques et des nuées ardentes, respectivement.

5.3.5 Résultats globaux de simulation

5.3.5.1 Résultats globaux de la série de calage

Les termes simulés du bilan de surface sur la série de calage (d'août 2004 à janvier 2005) se partagent globalement entre la percolation en profondeur (71% de la pluie totale), l'évapotranspiration (20%) et le ruissellement de surface (9%). Le Tableau 5-5 montre les valeurs mensuelles du bilan hydrique simulé.

		Surface				Souterrain					Réseau hydrographique	
		Pluie [mm]	**Ruis. [mm]**	**ET [mm]**	**Percolation [mm]**	**Recharge [mm]**	**Drainage par le RH [mm]**	**Drainage profond [mm]**	**$\Delta S_{superficiel}$ [mm]**	**Terme de fuite [mm]**	**Réinfiltration [mm]**	**Écoul. [mm]**
Validation	Jan. 04	307	19	90	195	191	58	146	-23	146	10	68
	Fév. 04	283	20	92	179	175	43	114	9	114	10	54
	Mars 04	353	24	102	225	220	63	143	4	142	11	78
	Avril 04	307	20	110	165	160	34	105	15	105	11	44
	Mai 04	1557	170	81	1309	1287	996	312	1	320	7	1176
	Juin 04	171	12	104	70	67	20	75	-33	80	6	26
	Juil. 04	492	40	100	336	319	136	138	35	143	16	163
	Sous-total	*3470*	*305*	*679*	*2479*	*2419*	*1350*	*1033*	*8*	*1050*	*71*	*1609*
Calage	Août 04	339	28	120	190	185	46	125	6	124	10	65
	Sep. 04	371	28	113	224	218	80	130	-1	132	10	100
	Oct. 04	640	53	99	486	475	256	208	-1	210	8	306
	Nov. 04	1487	166	69	1261	1236	931	325	-8	336	4	1110
	Déc. 04	403	28	82	285	277	113	147	8	151	10	132
	Jan. 05	628	49	73	505	493	269	219	-7	222	9	314
	Sous-total	*3868*	*352*	*556*	*2951*	*2884*	*1695*	*1154*	*-3*	*1175*	*51*	*2027*
	Total	*7338*	*657*	*1235*	*5430*	*5303*	*3045*	*2187*	*5*	*2225*	*122*	*3636*

Tableau 5-5 : Bilans hydrologiques mensuels simulés du bassin versant, avec comme abréviations : ruissellement (Ruis.), évapotranspiration (ET), réseau hydrographique (RH) et différence de stock de l'aquifère superficiel $\Delta S_{superficiel}$

La lame écoulée simulée totale est de 2 027 mm (Tableau 5-5) proche de l'observée de 2 007 mm (Tableau 5-1). Les lames écoulées mensuelles simulées rapportées à celles observées varient entre -29% et + 26%. Les contributions simulées de surface (obtenue à partir de la somme des flux de ruissellement des versants) et souterraine (notamment au débit de base issu de la somme des flux de drainage des segments de fossé), représentent respectivement 17 et 84% des écoulements totaux qui alimentent le réseau hydrographique (Figure 5-9a). La simulation aboutit globalement à une surestimation des écoulements par rapport à l'observation durant les mois les plus pluvieux alors que nous constatons une sous-estimation durant les autres mois. Au final, ces deux types de résultats se compensent pour aboutir un résultat global simulé proche de l'observation.

La Figure 5-10 présente les résultats spatialisés de drainage par le réseau hydrographique simulés à l'issue de l'Étape 2 par MODFLOW pour chaque tronçon (selon le découpage MHYDAS). Nous constatons naturellement que les tronçons les moins drainants sont situés en amont du bassin versant alors que les plus drainants sont en aval et concernent plus particulièrement les tronçons de la ravine principale. Cet important drainage par la ravine est justifié par sa localisation en fond de vallée qui maximise le gradient entre le niveau du drain et le niveau piézométrique et par les conductances de drain les plus élevées en raison de la grande surface ($L_{DRH} \times W_{DRH}$) du fond de la ravine principale.

La lame réinfiltrée à travers le réseau hydrographique correspond au volume réinfiltré rapporté à la surface du bassin versant. Le calage simule un cumul de 51 mm de réinfiltration, ce qui est anecdotique comparé aux 2 951 mm de percolation des versants. Cette faible réinfiltration mène logiquement à de très faibles ajustements de la modélisation souterraine à la première itération de l'Étape 4. La Figure 5-11 présente les résultats spatialisés de réinfiltration simulée par MHYDAS (Étape 3 de l'approche de modélisation). Globalement, les tronçons réinfiltrants sont localisés en haut de versants alors que la lame totale réinfiltrée par les tronçons de la ravine principale est faible.

Le ruissellement de surface produit sur les UH est propagé jusqu'au réseau hydrographique. Ses valeurs cumulées mensuelles à l'échelle de l'ensemble des UH sont données dans le Tableau 5-5 et elles correspondent en moyenne à 8% de la pluviométrie mensuelle. La Figure 5-9b présente les variations mensuelles des proportions de chaque terme du bilan de surface. Comparé aux deux autres flux sortant du réservoir de sol, la proportion mensuelle du ruissellement est relativement stable sur la série de calage.

La percolation en profondeur à la base de la colonne de sol constitue le terme majeur du bilan hydrique de surface. Elle correspond entre 56 et 85% de la pluie mensuelle. Nous remarquons que durant le mois pluvieux de novembre, la percolation est accrue jusqu'à atteindre 85% du total des flux sortant du réservoir de sol (percolation, évapotranspiration et ruissellement). Ce résultat est en cohérence avec la nature très infiltrante des andosols et ferralsols du bassin versant.

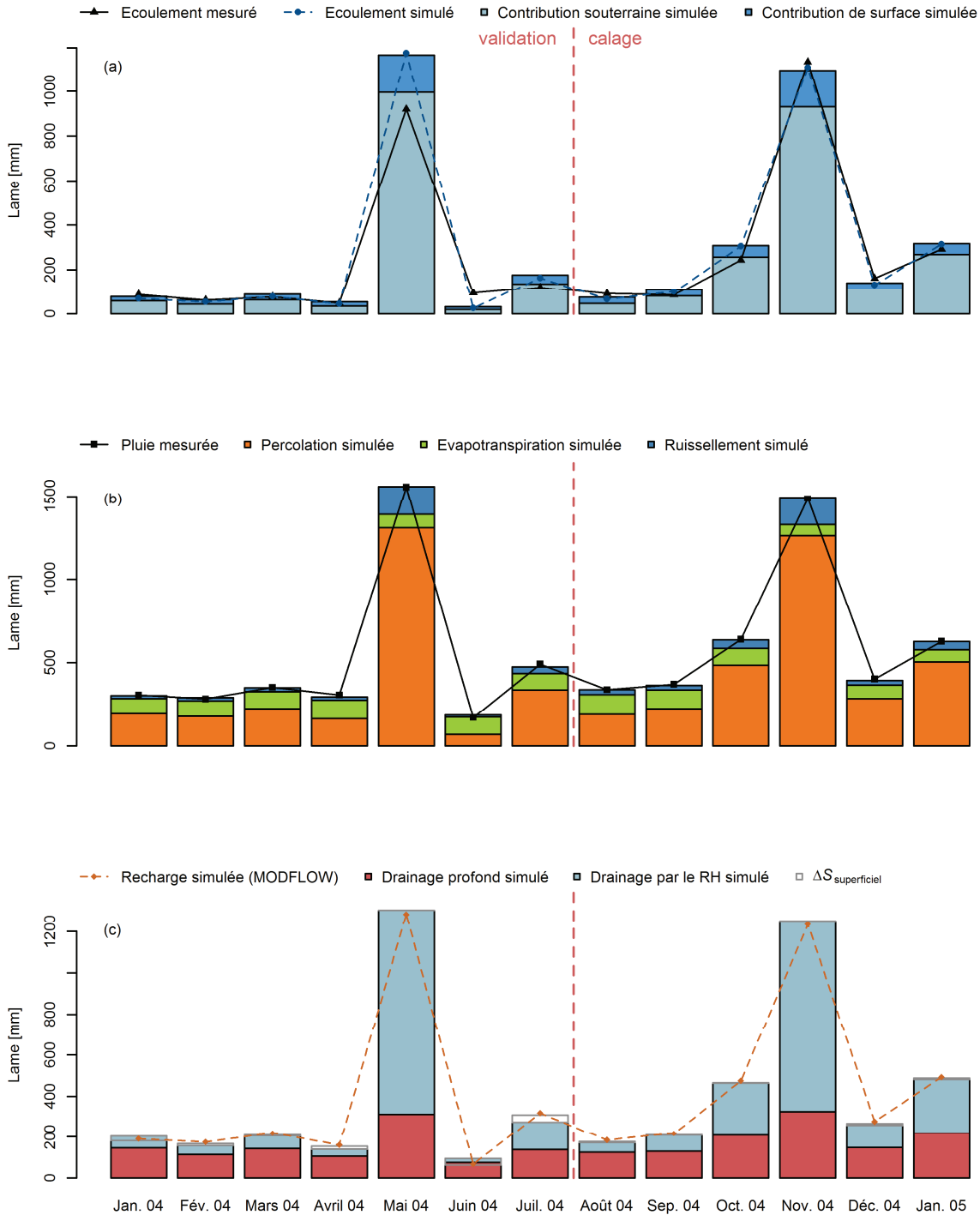

Figure 5-9 : Évolution mensuelle (a) des contributions de surface et souterraine à l'écoulement du réseau hydrographique (b) des termes du bilan hydrique de surface et (c) des drainages profond et par le réseau hydrographique (RH) et du stock de l'aquifère superficiel ($\Delta S_{superficiel}$)

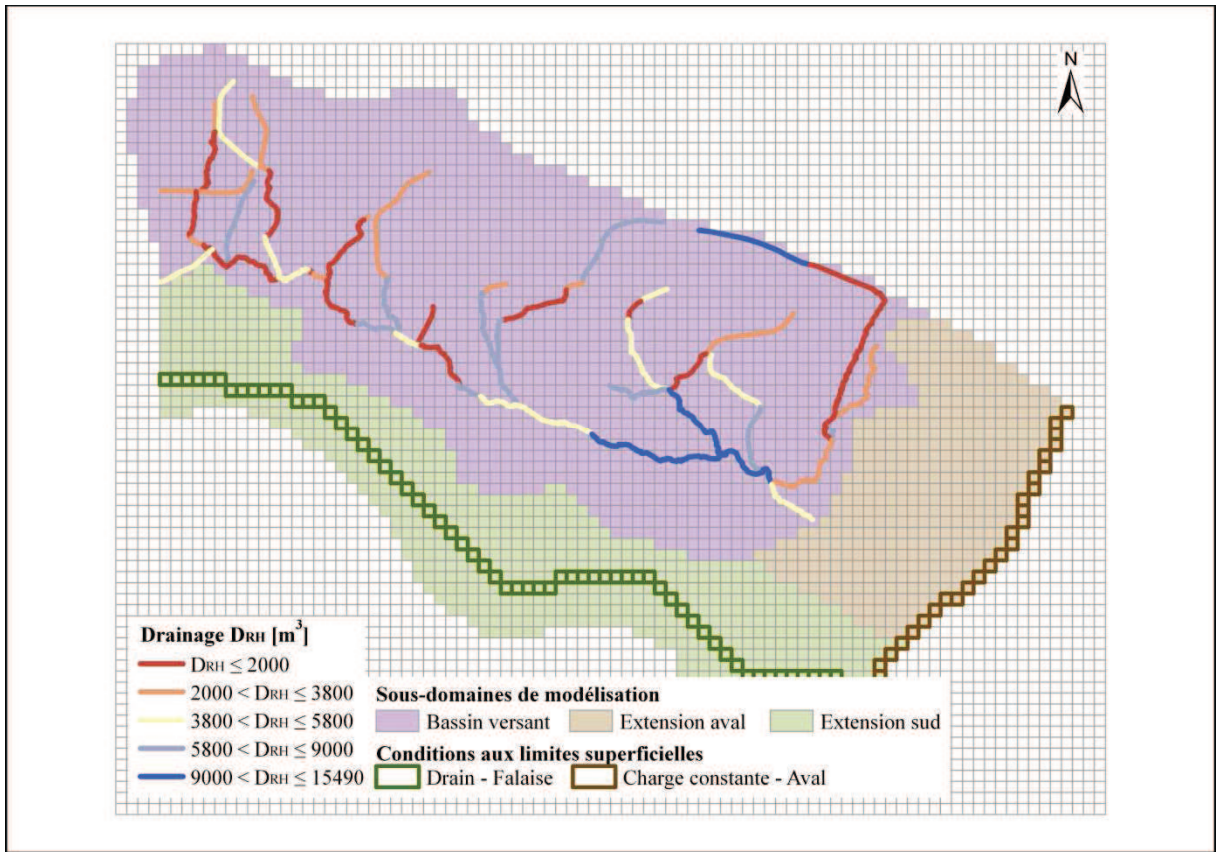

Figure 5-10 : Carte du drainage total par le réseau hydrographique (RH) par tronçon sur la série de calage

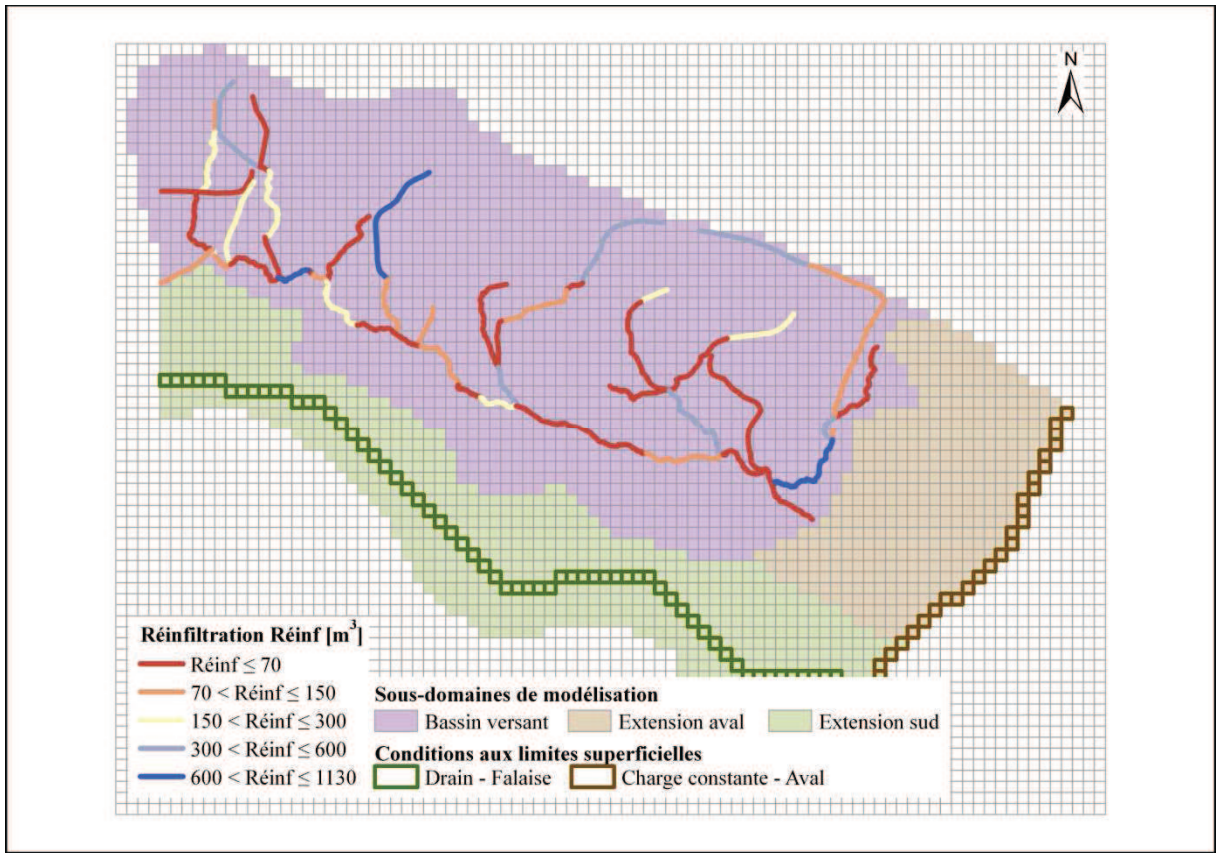

Figure 5-11 : Carte de la réinfiltration totale par le réseau hydrographique par tronçon sur la série de calage

Les deux sorties majoritaires de l'aquifère superficiel sont **le drainage par le réseau hydrographique** et **le drainage en profondeur** à la base de la formation. Globalement sur les six mois du calage, la somme des deux termes représente 99% de la recharge de l'aquifère, ce qui veut dire qu'il n'y a pas de stockage. Les sorties latérales simulées à travers les parois sud et est de l'aquifère superficielle du bassin versant sont négligeables. Globalement les deux sorties comptent pour moitié chacune de la recharge sur l'ensemble du calage mais ce partage n'est pas constant au cours des mois. En effet, durant les mois les moins pluvieux (août et septembre 2004) le drainage par le réseau hydrographique et le drainage profond représentent 31 et 64% de la recharge mensuelle, respectivement. Durant le mois de novembre le plus pluvieux les proportions s'inversent (Figure 5-9c), le drainage par le réseau hydrographique et le drainage profond représentent alors 75 et 26% de la recharge mensuelle, respectivement. Le drainage en profondeur semble être le processus dominant de l'aquifère superficiel en période de pluviométrie moyenne alors que le drainage par le réseau hydrographique domine le bilan hydrologique en période de forte pluie. Néanmoins, ces résultats sont à interpréter en tenant compte d'une surestimation générale du niveau de la nappe superficielle sur la série de calage (Figure 5-7) et plus particulièrement des niveaux aberrants en novembre, présentée dans une section suivante.

Concernant l'aquifère profond, **le terme de fuite** est défini comme étant le flux sortant par la base de la formation. Avec la paramétrisation présentée, la totalité des flux entrant dans l'aquifère profond (*i.e.* le drainage provenant de l'aquifère sus-jacent) en ressort par ce terme de fuite.

5.3.5.2 Résultats globaux de la série de validation

Globalement, les résultats de simulation de la série de validation sont en cohérence avec ceux du calage, exception faite de **juin le mois le moins pluvieux**, sur l'ensemble de la période de simulation**.**

La lame écoulée simulée totale est de 1 609 mm (Tableau 5-5) proche de l'observée de 1 403 mm (Tableau 5-1). Ce résultat global est donc légèrement moins performant que sur la série de calage et cela se retrouve dans la simulation des lames écoulées mensuelles qui, rapportées à celles observées varient entre -72% et + 36%. La plus importante sous-estimation de l'écoulement se passe en juin **(26 mm simulés mais 93 mm observés)**. Les contributions simulées de surface représentent respectivement 19 et 84% des écoulements totaux qui alimentent le réseau hydrographique (Figure 5-9a), ce qui est semblable aux simulations obtenues en calage. De plus, le mois de mai très pluvieux présente un partage en cohérence avec le mois de novembre également très pluvieux.

Néanmoins, on notera que les aberrants niveaux piézométriques engendrent une surestimation du drainage de nappe conduisant à la simulation d'un volume écoulé en mai de 1 176 mm (Tableau 5-5) qui est supérieur à l'observation de 920 mm (Tableau 5-1). Nous notons que ceci ne s'est pas produit en novembre, son appartenance à la série de calage

pourrait expliquer ce résultat alors que le mois de mai fait partie de la série de validation. De plus, cet important drainage de nappe en mai se répercute sur le mois de juin avec un débit de base simulé largement supérieur à celui mesuré.

Le partage du **bilan hydrique de surface** (Figure 5-9b) est également semblable à celui sur la série de calage.

5.4 Interprétation des simulations et analyse des processus associés

Dans cette section, nous analysons de manière détaillée les résultats de simulation sur l'ensemble des séries de calage et de validation afin d'identifier les principaux traits de fonctionnement du bassin versant et les limites de la modélisation proposée. Le choix de ne pas différencier dans l'analyse les séries de calage et de validation se justifie par la similitude de performance des simulations sur les deux périodes et par l'objectif d'une analyse synthétique.

5.4.1 Les écoulements de surface

5.4.1.1 Variabilité spatiale du ruissellement de surface

La Figure 5-12 montre la spatialisation de la production de ruissellement sur les UH sur la série de calage. On distingue plusieurs catégories d'UH en fonction de l'importance de la lame ruisselée. Une première catégorie, est composée des UH agricoles non plantées en bananes, dont la lame totale ruisselée est nulle. Une seconde catégorie correspond aux UH bananières qui présentent une lame ruisselée entre 10 et 500 mm, ce qui équivaut à un Cr inférieur à 13%. On observe donc bien l'effet de **la prise en compte de la redistribution de la pluie**, qui augmente l'intensité de pluie au sol, dans la simulation de la production du ruissellement du bassin versant de Féfé. En effet, sans ce processus, présent uniquement sur les parcelles bananières, la production de ruissellement sur les UH agricoles (94.6% du bassin versant) serait nulle.

Une dernière catégorie regroupe les UH correspondant aux surfaces fortement anthropisées (routes et chemins) qui sont découpées en vingt UH se jetant toutes directement dans le réseau hydrographique. La capacité d'infiltration à saturation (f_c) de ces UH est nulle donc celles-ci présentent au minimum une lame ruisselée de 3 868 mm (correspondant à la lame précipitée). Les surfaces anthropisées comptent pour 5.4% de la surface du bassin versant de Féfé mais leur ruissellement simulé correspond en moyenne à 67% du ruissellement total du système. La contribution de ces UH est toutefois variable selon les saisons. En effet, le ruissellement des UH anthropisées représente entre 73 et 86% du ruissellement total excepté pour le mois de novembre exceptionnellement pluvieux avec une contribution de 57%. En effet, en novembre,

le ruissellement augmente sur les UH agricoles, ce qui diminue la contribution relative des UH anthropisées au ruissellement total. L'importance de la contribution des routes et chemins à l'écoulement global avait déjà été évoquée par d'autres travaux. Ainsi, sur un bassin versant tropical agroforestier, Gomez-Delgado *et al.* (2011) ont émis l'hypothèse que les routes, qui représentent 4.5% du système, peuvent représenter jusqu'à 95% de la genèse du ruissellement de surface mesuré à l'exutoire du bassin versant. Par ailleurs, plusieurs études ont mesuré partiellement l'impact des chemins agricoles (équivalent à 0.5% du bassin versant), formés par la compaction de la surface du sol. La simulation de la contribution du ruissellement produit par les chemins agricoles au ruissellement total du système est apparue nettement disproportionnée par rapport à l'importance de leur surface dans le bassin versant, mais aucune quantification globale à l'échelle du bassin versant et sur le long terme n'est proposée (Ziegler et Giambelluca, 1997 ; Ziegler *et al.*, 2000 ; Ziegler *et al.*, 2004).

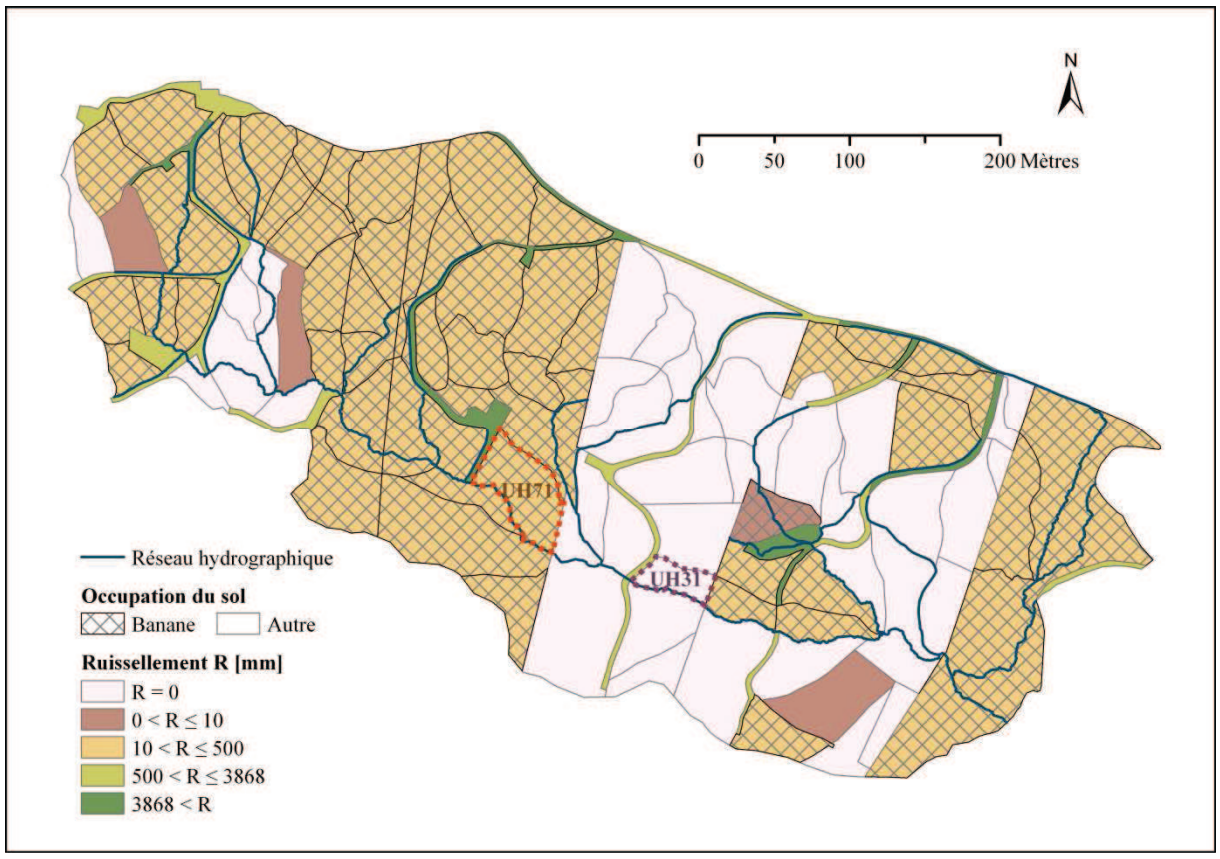

Figure 5-12 : Carte de la production du ruissellement de surface total sur la période de simulation selon l'occupation du sol du bassin versant

5.4.1.2 Nature du ruissellement

La modélisation développée ne simule qu'un ruissellement de type hortonien, pour vérifier la cohérence de cette hypothèse de fonctionnement, il est utile d'examiner si les conditions hydriques des sols au cours de la période de simulation pourraient être propices au déclenchement d'un ruissellement sur surface saturé. Une analyse des chroniques de stock des 136 UH du bassin versant indique que les stocks simulés par MHYDAS n'atteignent que

rarement le stock maximal (S_m), même durant les mois de mai et novembre exceptionnellement pluvieux. Pour illustration, les résultats de simulation de l'UH71 plantée en bananes et de l'UH31 abandonnée, sont présentés dans la Figure 5-12. Ces deux UH ont été choisies, car localisées en bas de versant proches du réseau hydrographique, le plus propice au ruissellement sur surface saturée. L'UH71 est plantée en bananes et présente donc deux compartiments de surface pour le redistribution de la pluie. L'UH31 n'est pas plantée en bananes et donc son réservoir de sol n'est pas compartimenté. Dans les deux parcelles, la Figure 5-13 indique que durant la très grande majorité de la période de simulation, le stock simulé n'atteint pas S_m. Uniquement sur le compartiment de l'UH71 récepteur du stemflow, apparaissent de très courtes périodes où le stock atteint la saturation complète.

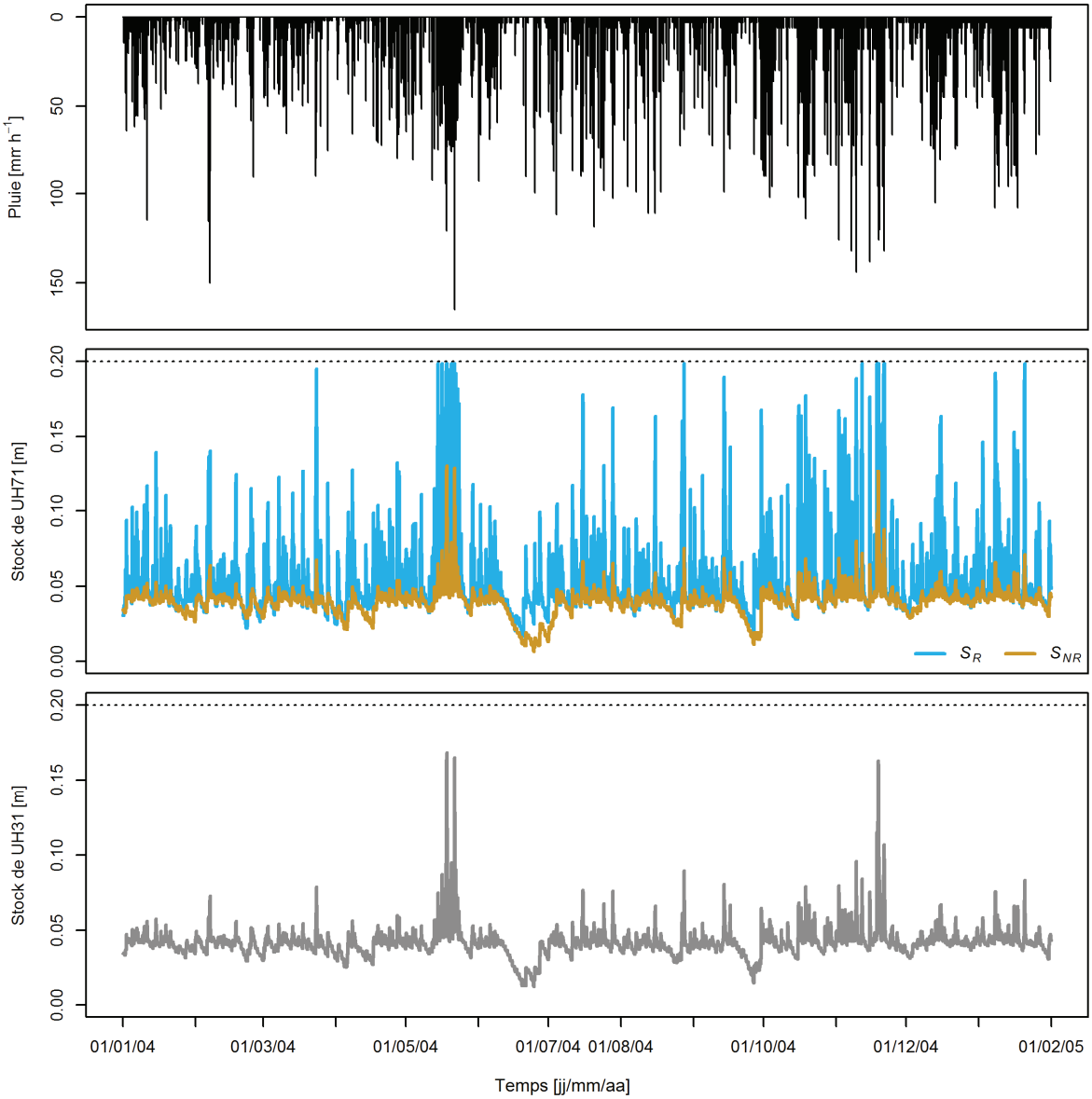

Figure 5-13 : Résultats de simulation au pas de temps de 2min du stock en eau de UH71 (en bananes) et de UH31 (abandonnée) ; pluie observée, stocks en eau des « compartiment ruisselant » S_R et « compartiment non ruisselant » S_{NR} de l'UH71, et stock en eau uniforme de l'UH31 (la ligne en pointillés marque le stock en eau maximal S_{max})

Par ailleurs on rappelle que les mesures de niveaux de la nappe superficielle ne montrent jamais d'affleurement de la nappe jusqu'à la surface du sol (Figure 5-1). Bien que seuls cinq piézomètres permettent l'observation de la nappe superficielle de Féfé, quatre sont situés à quelques mètres du réseau hydrographique, là où la probabilité d'affleurement de la nappe est maximale. Le ruissellement sur surface saturée peut donc être considéré comme un processus mineur.

En conclusion, **l'hypothèse que la genèse du ruissellement est très majoritairement de type hortonien est en cohérence avec les niveaux de saturation simulés du réservoir sol et avec les mesures piézométriques** (Section 4.3.1.1).

5.4.1.3 Contribution de surface dans le réseau hydrographique

La contribution de surface à l'écoulement dans le réseau hydrographique est plus faible comparé au drainage de nappe, ce qui constitue l'hypothèse principale qui justifie notre approche de chaînage itératif des échanges surface-souterrain (Section 4.4.3.2). Sachant que les quantités de ruissellement simulées sont cohérentes mais que les débits de pointe sont trop faibles comparés aux débits de pointe d'écoulement observés (Figure 5-6b), il faut que les flux souterrains contribuent de manière assez forte à l'écoulement pour reproduire les débits de pointe observés.

La contribution de surface est parfois surestimée avec des petites crues simulées mais non observées comme celle du 27/09/2004 (Figure 5-14). La lame précipitée de 6.5 mm a engendré une crue simulée de 83 m^3 (équivalent à une lame de 0.47 mm) dont 82% provient des UH anthropisées. Celles-ci simulées imperméables peuvent constituer un défaut de simulation alors qu'en réalité le revêtement de ces UH, de plusieurs types (bitume, béton, calcaire concassé, ou simple décapage du sol et tassement par le passage d'engins), peut présenter une zone non saturée sous-jacente.

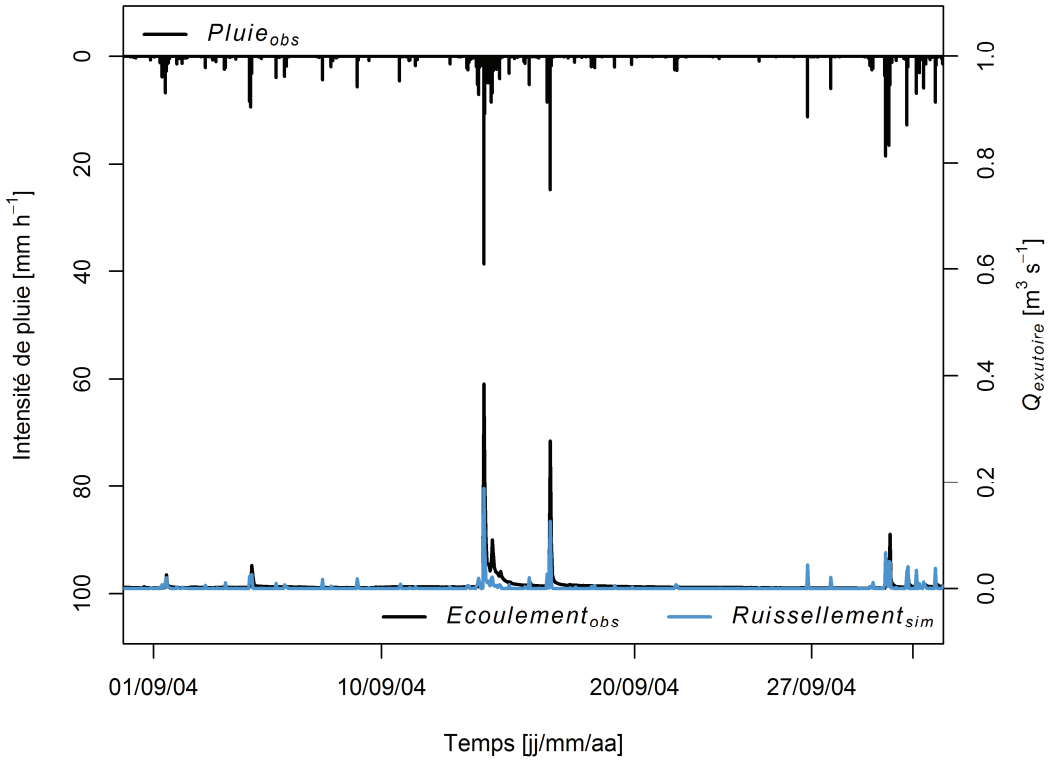

Figure 5-14 : Résultats de simulation horaires du ruissellement de septembre 2004 ; les intensités de pluie observée ($Pluie_{obs}$) sont représentées sur l'axe des ordonnées gauche, les débits à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) d'écoulement observé ($Ecoulement_{obs}$) et de ruissellement simulé ($Ruissellement_{sim}$) sont représentés sur l'axe des ordonnées droit

5.4.2 Les écoulements souterrains

5.4.2.1 Spatialisation de la recharge

La Figure 5-15 présente la spatialisation de la recharge des versants ($Rech_{UH}$) sur le domaine de modélisation. Au sein du sous-domaine « bassin versant », la distribution de la recharge est logiquement opposée à celle du ruissellement de surface (Figure 5-12). Les surfaces imperméables présentent une recharge nulle. Les surfaces non ruisselantes totalisent une recharge entre 85 et 100% (en vert clair) de la pluie incidente, qui correspond globalement à la lame de pluie incidente moins la valeur d'évapotranspiration simulée. La recharge de trois unités de surface est supérieure à la pluie incidente totale de 3 868 mm (en vert foncé). Ces trois unités reçoivent le ruissellement de surface de plusieurs unités en amont. Leur recharge cumule donc la percolation de la pluie incidente et du ruissellement provenant de ces unités d'amont. La chronique de recharge des sous-domaines « extension aval » et « extension sud » est la moyenne des chroniques de recharge des 136 unités du sous-domaine « bassin versant ». La recharge de ces deux sous-domaines cumule 2 670 mm.

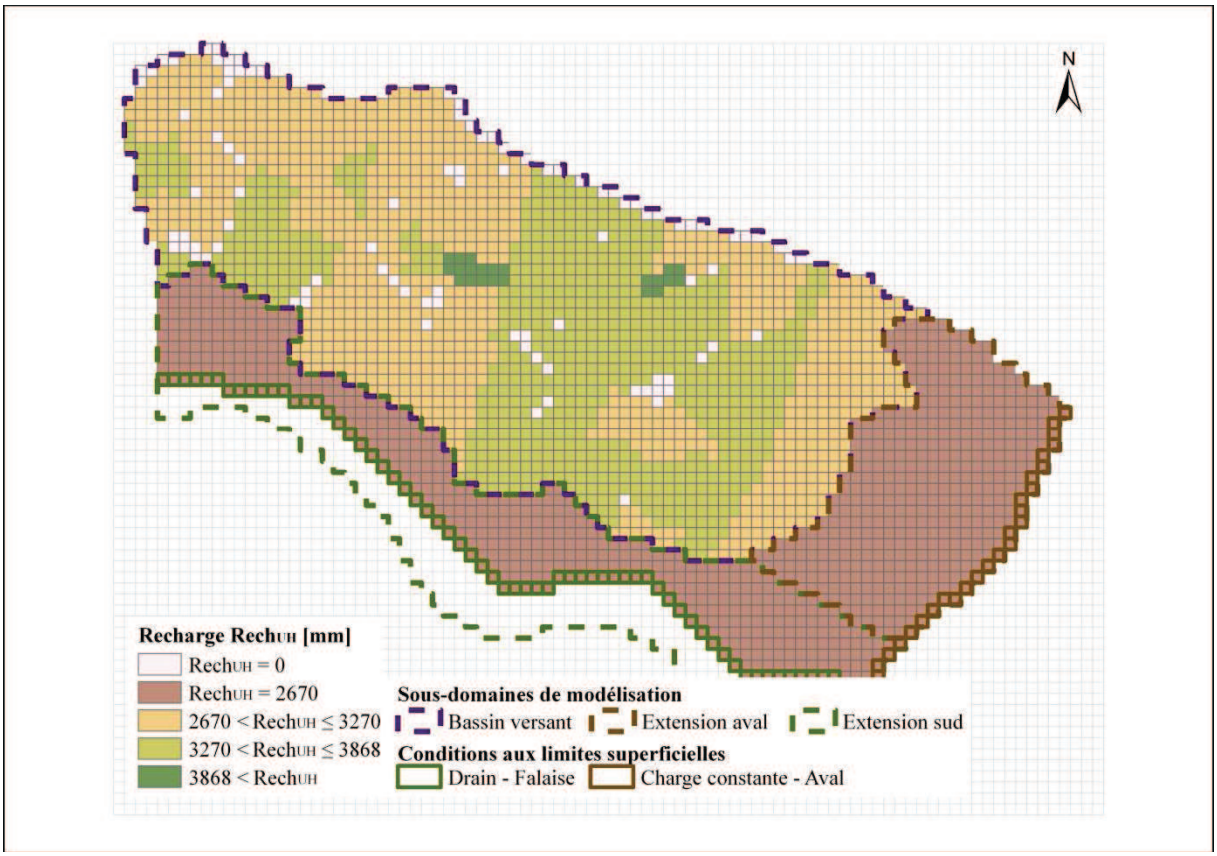

Figure 5-15 : Carte de la recharge totale souterraine pendant la série de calage selon les sous-domaines de modélisation

5.4.2.2 Comportement de l'aquifère superficiel du sous-domaine « bassin versant »

Notons en préalable que les chroniques de percolation simulées par MHYDAS sont directement converties en recharge de l'aquifère superficiel dans MODFLOW sans tenir compte d'un délai de transfert supplémentaire. Il s'agit là d'une hypothèse simplificatrice forte imposée par l'absence d'une représentation des transferts dans la zone non saturée de l'aquifère. Cette recharge rapide est toutefois justifiée *a priori* par la synchronisation observée entre le début de la montée du niveau de la nappe superficielle et le début de la crue en surface à l'exutoire (Figure 5-1).

i. Dynamiques moyennes des flux de drainage et hauteurs piézométriques

La Figure 5-16 montre les chroniques des flux de recharge de la nappe superficielle, de drainage par le réseau hydrographique, de drainage vertical profond et les chroniques comparées d'évolution des profondeurs piézométriques moyennes observée et simulée. La profondeur du P_{moy} observé est la moyenne arithmétique des profondeurs mesurées aux cinq piézomètres superficiels. La profondeur du P_{moy} simulé est la moyenne arithmétique des profondeurs de nappe simulées aux cinq cellules du domaine contenant les piézomètres d'observation. La période d'initialisation est représentée, elle dure 950 h et précède le début de la période de simulation (au 01/01/2004) avec une recharge permanente. Nous constatons

qu'à la fin de cette période, le régime permanent du système est atteint car nous remarquons que le flux de drainage de la nappe superficielle vers la nappe profonde est stabilisé. Cette stabilisation est également notable pour les profondeurs du P_{moy}.

On note tout d'abord que la variabilité du flux simulé de drainage par le réseau hydrographique est importante avec des pointes de flux lors des gros évènements pluviométriques. Ces pointes sont causées par une élévation généralisée de la nappe au-dessus de l'altitude des fonds de réseau hydrographique. Le drainage profond est bien plus amorti. Il présente des ordres de grandeurs de flux similaires à ceux du flux de drainage par le réseau durant les périodes d'activité pluviométrique faible ou modérée, mais un ordre de grandeur inférieur lors des périodes très pluvieuses. Ces différences évolutives entre les deux flux de drainage sont à relier à l'évolution des surfaces d'exfiltration vers le réseau hydrographique de la nappe superficielle en fonction des hauteurs de nappe.

En ce qui concerne la comparaison des dynamiques simulée et observée de P_{moy}, on peut faire trois observations :

1. Les dynamiques de nappes simulées montrent des variations synchrones des dynamiques observées mais avec des amplitudes beaucoup plus fortes.

2. A certaines périodes les niveaux piézométriques simulés passent de manière aberrante au-dessus de la surface du sol, ce qui n'est jamais observé même en période de forte pluie en mai et novembre 2004 (Figure 5-1).

3. En période de pluviométrie moyenne il y a un décalage vertical entre les niveaux moyens piézométriques simulé et observé.

Nous supposons qu'il n'y a pas de décalage temporel car nous comparons une observation horaire moyenne (issue de mesures au pas de temps de 4min) et une simulation horaire moyenne également. Le décalage vertical global peut s'expliquer par la discrétisation en maille carrée de 10 m ×10 m sur des versants pentus. Elle induit, en effet, un décalage i) d'une part entre l'altitude des piézomètres et des cellules du maillage à l'endroit des piézomètres (exemple de P_{moy} avec des altitudes de surface observée et simulée de 353.5 et 352.2 m, respectivement) et ii) d'autre part entre les altitudes réelle et simulée des drains (estimée comme l'altitude de surface moyenne de la cellule moins la profondeur, détails dans la Section 4.5.2.1). Ainsi, le drain à proximité du piézomètre P1 se retrouve dans le maillage à une altitude supérieure à celle du niveau de nappe observé (Figure 5-17). Ces décalages invitent donc à analyser les dynamiques piézométriques plutôt que les profondeurs ou les altitudes absolues.

Les dynamiques de nappes observées indiquent la grande réactivité de la nappe à l'impulsion pluviométrique. La synchronisation de la chronique simulée à l'observée indique probablement une bonne simulation de la hiérarchie des processus mis en jeu.

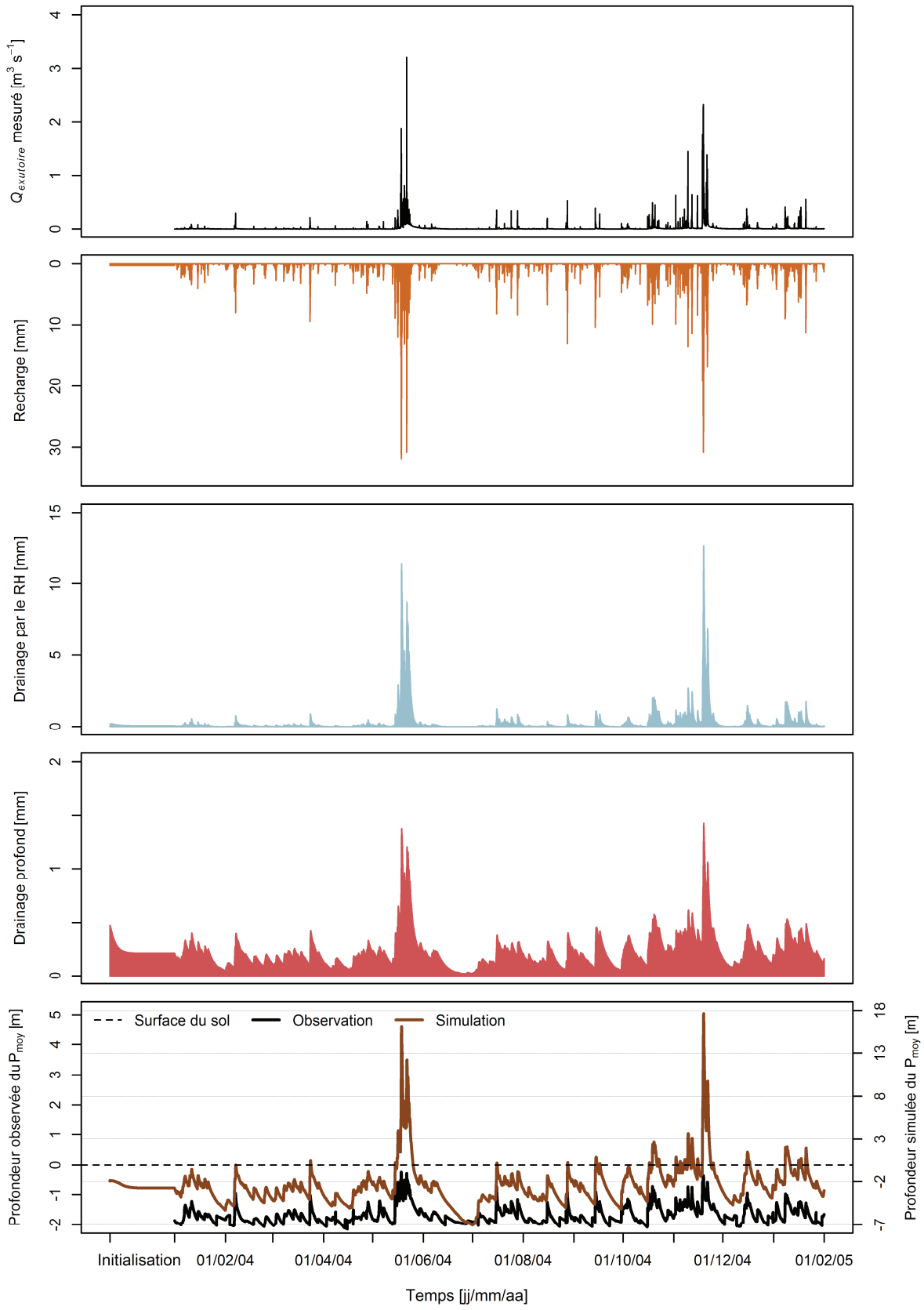

Figure 5-16 : Chroniques horaires mesurées du débit à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) et de la hauteur piézométrique moyenne de la nappe superficielle ; et simulées des flux de recharge, de drainage par le réseau hydrographique (RH) et de drainage profond, et de la hauteur piézométrique moyenne de la nappe superficielle (sur le graphique du bas, l'ordonnée zéro correspond à la surface du sol)

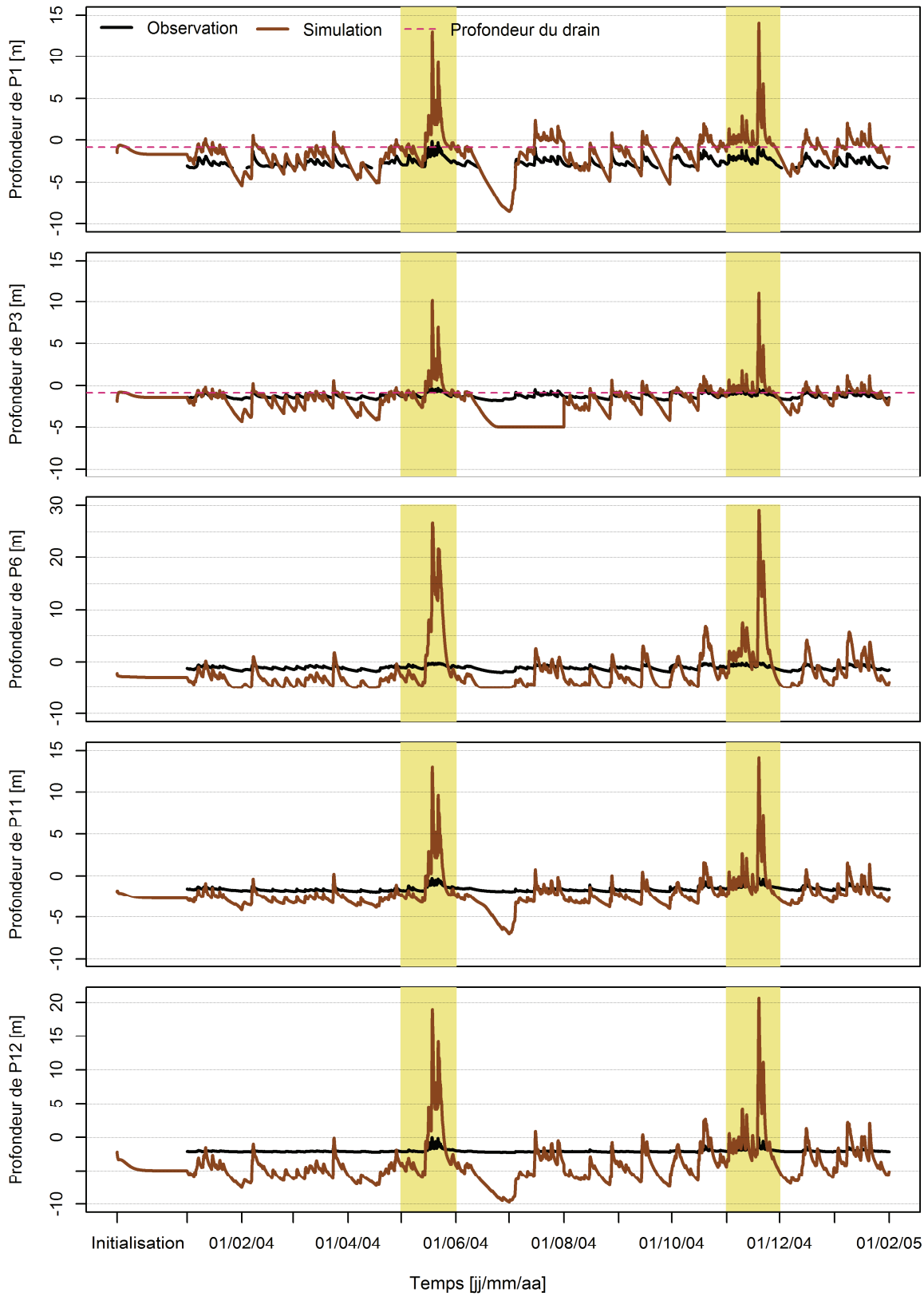

Figure 5-17 : Résultats de simulation horaires de MODFLOW ; avec les profondeurs observées et simulées des cinq stations d'observation de la nappe superficielle

La différence très importante d'amplitude entre les deux chroniques est à relier à l'absence de représentation du transfert en zone non saturée, qui en principe amortit la dynamique du

flux de recharge par rapport à la dynamique de percolation dans la couche de surface du sol. Il s'agit là d'une limite intrinsèque de l'approche de modélisation utilisée.

Pour les périodes à forte pluviométrie de mai et novembre, l'altitude de niveau du P_{moy} simulé atteint 17 m au-dessus de la surface du sol (Figure 5-16). Cette aberration se retrouve dans les simulations de chacune des mailles contenant les cinq piézomètres d'observation (Figure 5-17). Parmi les trois piézomètres situés sur un transect perpendiculaire à la ravine principale à l'amont du bassin versant (P1, P3 et P6), le niveau piézométrique simulé sur le versant sud (au niveau de la maille P6, en dehors du sous-domaine « bassin versant ») atteint 30 m au-dessus de la surface alors que le niveau sur le versant nord (des deux autres mailles P1 et P3) n'atteignent que 14 et 10 m, respectivement. Cette aberrant surestimation des niveaux piézométriques entraine logiquement une forte augmentation du drainage par le réseau hydrographique et du drainage profond (Figure 5-16).

ii. Structures spatiales des dynamiques de nappe

La carte des niveaux piézométriques de la Figure 5-18 indique **les principaux sens d'écoulement de la nappe superficielle** au début de la série de calage. L**es pentes** de la formation géologique superficielle sont respectées. Les niveaux piézométriques les plus élevés sont situés en tête de bassin versant alors que les niveaux les plus bas sont localisés à proximité de l'exutoire du domaine de modélisation. Au sein du sous-domaine « bassin versant », nous constatons un écoulement du nord vers le sud sur le haut du morne (rive gauche de la ravine principale) puis progressivement un écoulement du nord-ouest vers le sud-est en fond de vallée.

La Figure 5-18 montre que la nappe superficielle forme un dôme (au sens spatial) au sud du domaine de modélisation, entre le sud du sous-domaine « bassin versant » et le sous-domaine « extension sud ». Le dôme est également visible sur le tracé du transect piézométrique superficiel simulé de la colonne 60, marquée par le segment AB sur la Figure 5-18, au début de la série de calage (Figure 5-19a).

La topographie du sud du domaine de modélisation dessine un relief convexe représentant la ligne de partage des eaux de surface entre les deux sous-domaines. Une crête piézométrique existe au sein de l' « extension sud » alors qu'elle n'est probablement pas réelle. Comme la délimitation du fond des aquifères dans le domaine de simulation dépend directement de la topographie de surface, la géométrie des couches sous-jacentes dessine également un relief convexe qui engendre la formation d'un dôme des nappes superficielle et profonde. Ainsi, sur le versant nord, la nappe s'écoule vers la ravine principale alors que sur le versant sud, la nappe s'écoule vers la falaise située au sud du sous-domaine « extension sud ».

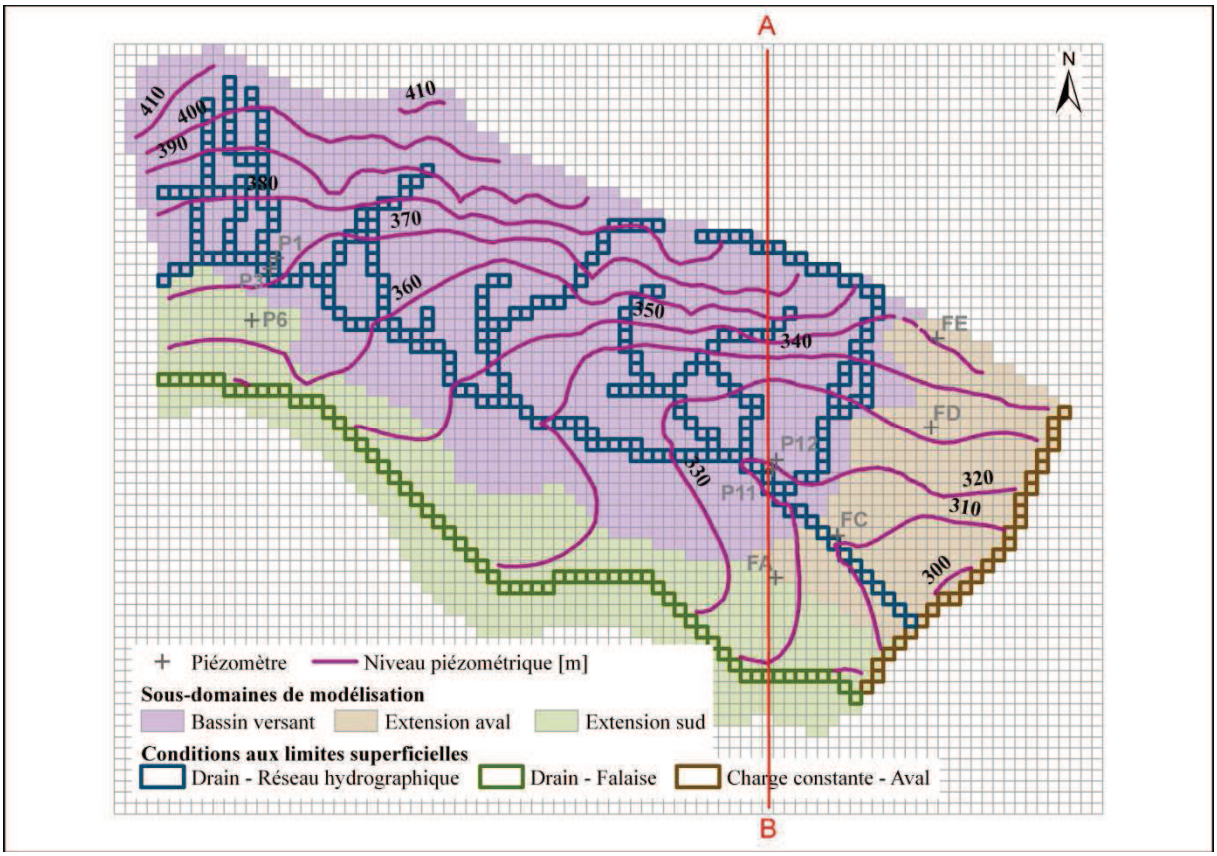

Figure 5-18 : Carte des niveaux piézométriques simulés de la nappe superficielle au début de la série de calage (le 01/08/2004 à 00:00)

Sur la Figure 5-19b, nous remarquons que le drain du segment de fossé (distance égale à 400 m) et le drain « falaise » (extrémité sud) permettent de bien évacuer localement l'eau des cellules mais pas globalement le dôme. Ce sont les transferts en provenance des cellules adjacentes aux drains qui bloquent.

La Figure 5-19c montre qu'au dernier pas de temps de la série de calage, la forme de la nappe superficielle se rapproche de celle simulée au début de la série (Figure 5-19a). Nous pouvons en conclure que le dôme qui se manifeste par une remontée excessive de nappe superficielle aberrante n'est que temporaire et que l'excès d'eau est finalement évacué sur le long terme.

iii. Pistes d'amélioration de la simulation des niveaux piézométriques de l'aquifère superficiel

Il existe deux types d'améliorations à deux endroits de l'approche de modélisation.

Nous présentons ci-dessous une analyse critique de modifications de la paramétrisation de MODFLOW pour résorber le dôme de la nappe superficielle :

1. Une des causes du dôme est la gamme de valeurs de K_{xy} trop faibles de l'aquifère superficiel qui limitent directement les écoulements latéraux au sein de la formation. Le niveau de l'aquifère superficiel n'est pas contraint par le toit de

l'aquifère car libre donc la conductance latérale de l'aquifère superficiel est croissante lorsque la nappe monte (Équation 4-7a). Malgré cela, on constate un cumul excessif d'eau au sein du domaine. Une solution vers l'amélioration de ce phénomène serait d'augmenter K_{xy} mais cette solution est limitée. En effet, le modèle rencontre alors des problèmes d'assèchement de nombreuses cellules, qui se produit durant les mois à pluviométrie moyenne et plus particulièrement sur le relief fort (morne au nord). Ces cellules sont alors inactivées de manière irréversible et posent des problèmes de convergence qui sont probablement associés à la résolution du maillage du domaine et à la finesse du pas de temps de simulation qui sont à ajuster en fonction des valeurs de K_{xy}.

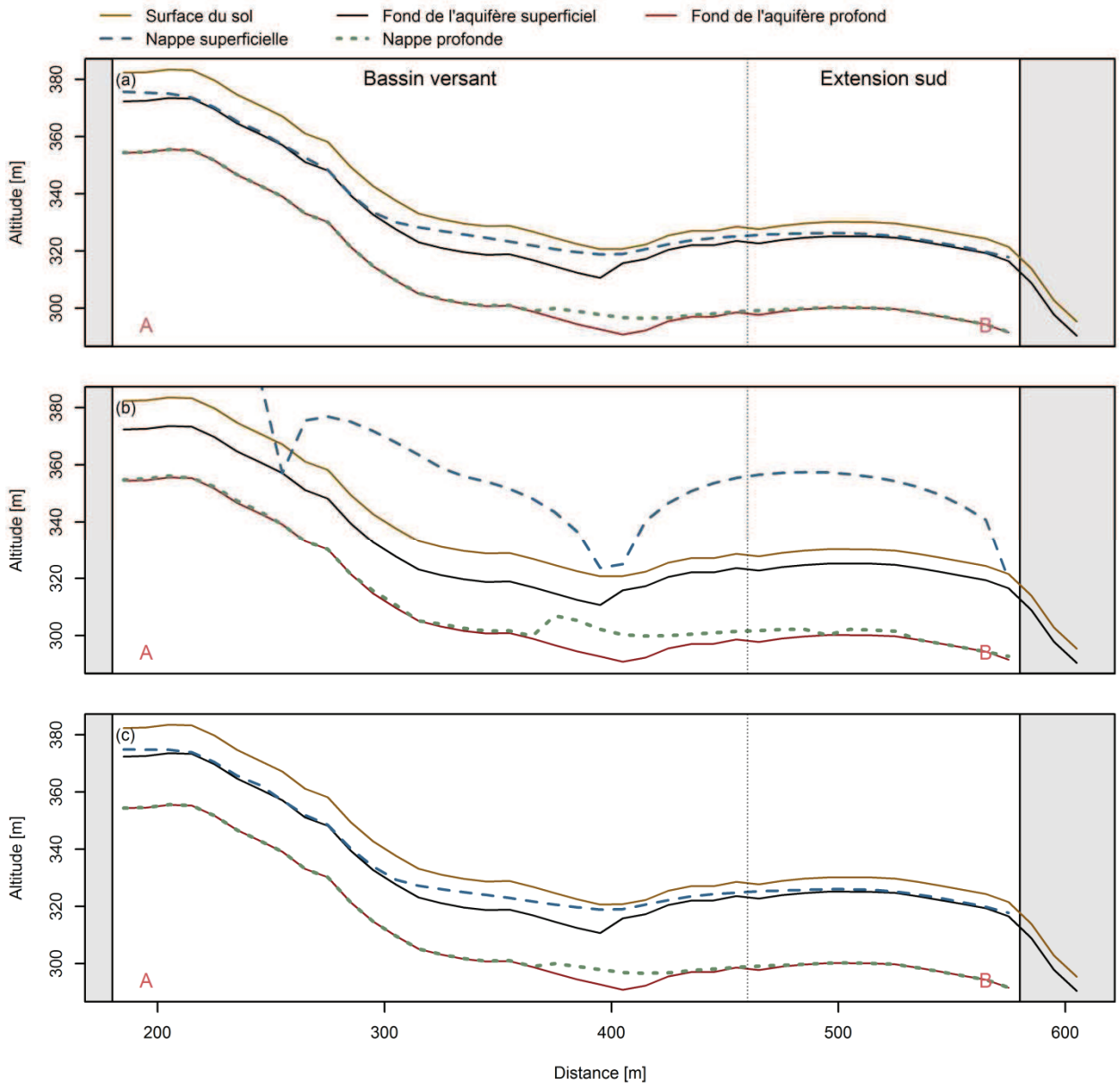

Figure 5-19 : Transects piézométriques modélisés selon la ligne AB tracée dans la Figure 5-18 (a) au début de la série de calage le 01/08/2004 à 00:00, (b) le 19/11/2004 à 06:00 et (c) le 31/01/2005 à 23:00

2. Le modèle est peu sensible à la conductivité hydraulique (K_{DRH}) des drains du réseau hydrographique devant la forte sensibilité à K_{xy}. Augmenter K_{DRH}, qui est

temporairement limitant en période de forte pluie, augmente le drainage et améliore très localement la forme de la nappe, c'est-à-dire uniquement pour les cellules contenant un drain. L'eau cumulée dans ces dernières est alors évacuée mais pas l'eau des cellules adjacentes donc le dôme persisterait confirmant l'hypothèse qu'il est principalement causé par un K_{xy} trop faible.

3. MODFLOW est très sensible au coefficient de drainance *VCONT* de l'aquifère superficiel. Augmenter *VCONT* augmente naturellement le terme de drainage vers la nappe profonde. Comme dans le cas de K_{xy}, nous sommes confrontés à l'assèchement de cellules surtout en haut de versants, uniquement alimentées par la recharge contrairement aux cellules en fond de vallée qui reçoit des entrées latérales. Une diminution de *VCONT* limite le terme de drainage profond et remonte globalement le niveau de la nappe superficielle.

4. MODFLOW est également très sensible à la porosité de drainage S_y. Diminuer S_y augmente naturellement la réactivité de la nappe superficielle mais diminue le volume global drainé par le réseau hydrographique. S_y joue probablement un rôle moins important que les autres paramètres car son effet n'est pas limité aux fortes recharges.

5. En conclusion, K_{xy} semble être le paramètre principal à ajuster pour améliorer les niveaux piézométriques aberrants associés aux fortes pluies mais pose des problèmes de convergence du modèle durant le reste de la période de simulation avec les actuels découpage spatial et résolution temporelle. Les autres paramètres ne sont pas de bonnes pistes d'amélioration. En effet, l'ajustement de K_{DRH} n'a qu'un effet local dans l'espace du domaine alors que *VCONT* et S_y ont probablement un impact global sur l'ensemble de la période de simulation donc non limité aux fortes pluies.

6. Un mécanisme peut être envisagé pour accroitre le ruissellement de surface du bassin uniquement lors des périodes de fortes crues, à travers une variabilité verticale forte des conductivités hydrauliques au sein de l'aquifère superficiel. Si comme on peut l'observer en général dans de nombreuses situations, les propriétés de conduction hydraulique sont croissantes en direction de la surface, les flux de drainage de l'aquifère devraient augmenter de manière très forte, notamment lorsqu'on atteint les matériaux pédologiques de surface. Dans la modélisation actuelle, la discrétisation verticale de K_{xy} est inexistante puisqu'une valeur homogène est attribuée à chaque formation géologique. On néglige ainsi une source de variabilité des flux de drainage en fonction de la hauteur de nappe, qui pourrait être à l'origine *pro parte* des fluctuations d'écoulement observées en fonction des cumuls pluviométriques. Il faut toutefois souligner qu'on ne dispose pas de mesure suffisamment détaillée des conductivités des matériaux de l'aquifère pour renseigner la variabilité verticale.

Une deuxième cause pourrait provenir de la sous-estimation du ruissellement de surface simulée par MHYDAS lors des forts événements pluviométriques, qui avait été constatée à l'échelle parcellaire dans le Chapitre 3. Une simulation plus importante du ruissellement des versants lors des fortes crues aurait de fait deux effets positifs :

1. Elle contribuerait à des débits simulés de pointe d'écoulement plus conformes aux observations ;

2. Elle réduirait la recharge et donc les remontées aberrantes des piézométries durant les fortes pluies en mai et novembre 2004. Mais actuellement, les coefficients de ruissellement de surface moyens simulés sont cohérents avec ceux observés à l'échelle parcellaire.

Deux mécanismes peuvent toutefois être envisagés pour accroitre le ruissellement de surface du bassin lors des périodes de fortes crues sans augmenter de manière aberrante le coefficient de ruissellement parcellaire :

1. La premier correspond à l'existence d'un processus de ruissellement sur surface saturée dans les thalwegs et berges des ravines du bassin, dont on sait qu'il s'intensifie dans les périodes de hautes eaux du fait de la proximité des nappes superficielles ou perchées. Ce processus de ruissellement se produit hors des parcelles et ne conduit pas à une augmentation du ruissellement parcellaire. Il n'est pas simulé actuellement par le modèle. Bien que non observé jusqu'à aujourd'hui, il ne peut être exclu et devrait être considéré dans le futur. Prendre en compte le ruissellement sur surface saturée sur les versants suppose d'inclure l'Étape 1 (MHYDAS sur les versants) dans la boucle itérative avec une identification des zones saturées au regard des niveaux de nappes donnés par MODFLOW.

2. Le second correspond à une modification du modèle d'infiltration-ruissellement utilisé dans notre approche de modélisation. Ce modèle d'infiltration repose actuellement sur l'approche de Diskin-Nazimov qui suppose que la capacité d'infiltration du sol est linéairement reliée au degré de saturation du réservoir sol (Équation 2-6). L'hypothèse de linéarité est discutable car l'observation de l'évolution de la conductivité hydraulique du sol en fonction de la teneur en eau indique très clairement une forte non linéarité. Il apparaît ainsi difficile de pouvoir estimer correctement après calage du modèle à la fois les flux de ruissellement générés sur des sols d'humidités initiales différentes et en conséquence pour des faibles crues et des fortes crues. Les résultats d'évaluation de MHYDAS pour simuler les crues parcellaires au Chapitre 3 montrent ainsi nettement une surestimation des faibles crues et une sous-estimation des fortes crues. Une modification du modèle de Diskin-Nazimov vers la prise en compte d'une relation non linéaire de la capacité d'infiltration en fonction du degré de saturation du sol

nous semble de nature à mieux simuler les fortes et faibles crues sans modifier pour autant le coefficient de ruissellement parcellaire global à l'échelle saisonnière.

5.4.3 Échanges surface-souterrain dans le réseau hydrographique

Les résultats spatialisés présentés montrent une hétérogénéité spatiale forte du fonctionnement du réseau hydrographique tant au plan des flux de réinfiltration (Figure 5-11) que des flux de drainage (Figure 5-10). Cette hétérogénéité est fortement liée à la géométrie et topologie du réseau. Ceci confirme **la nécessité d'une représentation détaillée des caractéristiques morphologiques du réseau hydrographique** (Section 4.3.1.4) pour simuler la dynamique des écoulements à l'exutoire du bassin versant. On notera enfin que les simulations réalisées répondent bien à l'objectif initial de simulation dynamique des **échanges surface-souterrain au sein du réseau hydrographique** (Section 4.3.3).

5.4.4 Écoulement à l'exutoire du bassin versant

Les performances de simulation de la dynamique d'écoulement à l'exutoire du bassin versant sont mitigées avec un coefficient de Nash et Sutcliffe de 0.59 sur l'ensemble de la période de simulation. Plus particulièrement, les débits de pointe sont sous-estimés par rapport aux observations. La Figure 5-20 représente au pas de temps horaire les chroniques observées de pluie et d'écoulement à l'exutoire ainsi que la chronique d'écoulement simulé à l'exutoire et la contribution souterraine simulée. L'approche de modélisation reproduit correctement la rapide augmentation du débit d'écoulement en réponse aux événements de pluie majeurs.

Au final, on notera que les simulations menées indiquent que la **contribution majeure à l'écoulement du réseau hydrographique est souterraine**. Durant les mois à pluviométrie moyenne, le ruissellement de surface et le drainage de nappe contribue à l'écoulement à l'exutoire à hauteur de 27 et 72%, respectivement. Concernant les deux mois à forte pluie (mai et novembre), il faut tenir compte des niveaux piézométriques aberrants pour l'interprétation des résultats mais la tendance reste la même avec un partage 15 et 84%.

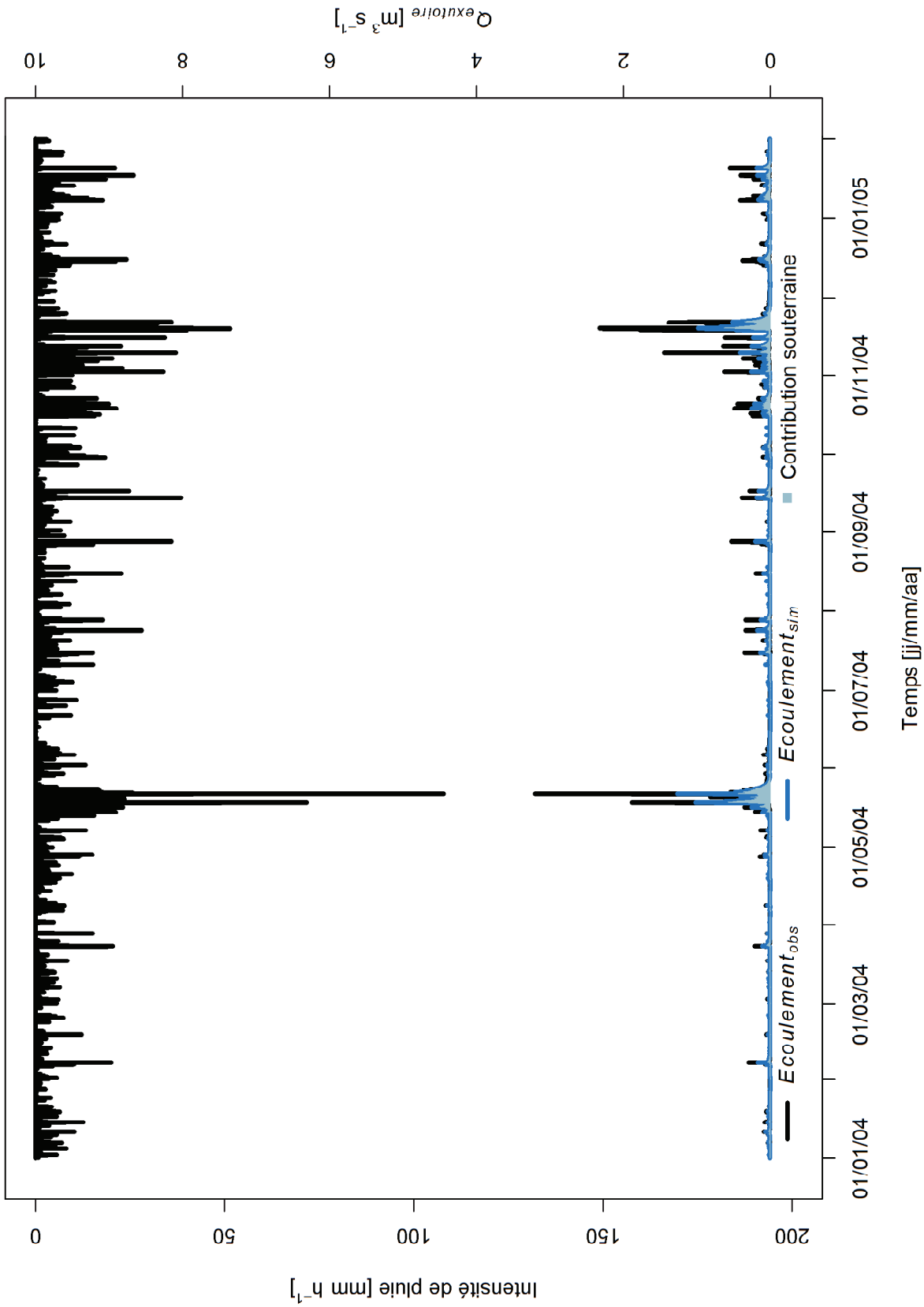

Figure 5-20 : Résultats de simulation horaires de l'écoulement à l'exutoire du bassin versant ; les lames de pluie observée sont représentées sur l'axe des ordonnées gauche, les débits à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) d'écoulement observé ($Ecoulement_{obs}$) et simulé ($Ecoulement_{sim}$) sont représentés sur l'axe des ordonnées droit

5.5 Discussion et conclusion

i. Choix du chaînage itératif de modèles

La convergence rapide de la modélisation à la première itération seulement souligne la viabilité du chaînage itératif des échanges surface-souterrain sur le bassin versant de Féfé. Ce choix est logique par rapport au contexte hydrologique, qui correspond à un bassin versant fonctionnant exclusivement dans les domaines quasi-saturés et saturés où les fluctuations de nappe sont d'amplitude faibles en général, même si leurs impacts hydrologiques au plan des écoulements peuvent être importants. On constate donc que la mise en œuvre de modèles surface-souterrain entièrement couplés n'est pas indispensable. Les limites de l'approche de modélisation apparaissent plutôt, comme on l'explicite ci-après, au niveau des processus représentés et de la paramétrisation du système bassin versant aquifère.

ii. Résultats globaux et fonctionnement en période à pluviométrie non extrême

Les résultats de modélisation de la période de simulation, hors mois de mai et novembre 2004 à fortes pluviométries, sont cohérents. Ces résultats nous ont permis de confirmer les principales hypothèses (Section 4.3) et donc de proposer un schéma de fonctionnement du bassin versant de Féfé.

La production de ruissellement de surface apparaît essentiellement de type hortonien sur les versants de Féfé, hormis peut-être en période de pluviométrie exceptionnelle. La prise en compte de la redistribution de la pluie par le couvert nous semble donc un processus indispensable pour représenter la genèse du ruissellement à l'échelle du bassin versant de Féfé. Elle induit une augmentation locale des coefficients de ruissellement. Malgré cela, les débits de pointe simulés sont sous-estimés indiquant qu'un processus est mal pris en compte dans l'approche de modélisation. Une meilleure représentation du partage infiltration-ruissellement telle qu'évoquée en Section 5.4.2.2 est à envisager pour mieux représenter les pics de crues.

Les résultats de simulation montrent que la nappe superficielle est fortement connectée et de manière spatialisée avec le réseau hydrographique. La contribution souterraine à l'écoulement de Féfé compte pour 81% de l'écoulement à l'exutoire. La dynamique du drainage par le réseau hydrographique indique une réactivité forte à la pluie à l'instar des processus de surface. Notre modélisation apporte une autre vision de la dynamique de contribution souterraine que la méthode de partition de l'hydrogramme de crue utilisée par Charlier *et al.* (2008) sur Féfé. Au plan des mécanismes, les observations de terrain semblent en plus grande cohérence, notamment pour la genèse du ruissellement de surface, avec notre approche de modélisation. Par contre en termes d'indicateurs de performance de la simulation des écoulements à l'exutoire, l'approche conceptuelle de calage plus souple aboutit à de meilleurs valeurs du coefficient de Nash et Sutcliffe horaire, à savoir 0.80 et 0.88, respectivement pour les périodes de calage et de validation. Ceci illustre le décalage pouvant

exister entre la recherche d'une représentation des mécanismes physiques la plus proche des observations de terrain et la recherche de la meilleure performance prédictive d'une modélisation.

Nous proposons également une quantification des échanges entre les nappes superficielle et profonde qui peut être un processus majoritaire en milieu volcanique car ce milieu est caractérisé par une forte hétérogénéité des aquifères. Des observations ont conduit à l'hypothèse qu'il existe une formation de faible conductivité entre les deux aquifères que nous avons modélisé par un coefficient de drainance qui limite mais n'empêche pas les écoulements verticaux descendants de la nappe de l'aquifère superficiel. Le fonctionnement simulé de l'aquifère profond n'a pu être validé du fait de mesures piézométriques de fiabilité inconnue, mais l'hypothèse d'un fonctionnement en deux nappes superposées sur l'ensemble du domaine modélisé semble réaliste et cohérent dans l'approche de modélisation.

iii. Résultats en pluviométrie extrême et hypothèses de fonctionnement supplémentaires

Dans l'état actuel de la modélisation, il n'est pas possible de considérer que nous avons abouti à une représentation satisfaisante du fonctionnement hydrologique de ce bassin versant volcanique de Féfé en régime hydrologique extrême. Nous soulignons que les résultats de simulation de l'écoulement dans le réseau hydrographique sont satisfaisants mais que la piézométrie simulée associée est incorrecte. Des incertitudes persistent quant aux processus de surface et souterrains durant les mois exceptionnellement humide de mai et novembre 2004 et peuvent être imputées aux limites de la modélisation proposée. Néanmoins, ces dernières ont permis de déduire des hypothèses de processus supplémentaires qu'il conviendra de tester dans le cadre de modélisation mise en œuvre.

En surface, la production de ruissellement est très probablement sous-estimée. Deux options, éventuellement complémentaires, apparaissent : simuler la possibilité d'un processus de ruissellement sur surface saturée sur les thalwegs, modifier le modèle d'infiltration-partage pour mieux représenter l'effet de la saturation des sols sur le ruissellement. Notons que la sous-estimation du ruissellement de surface engendre en souterrain une surestimation de la recharge qui explique partiellement les résultats aberrants de modélisation en fortes pluies.

En souterrain, le drainage de l'aquifère superficiel apparaît insuffisant en périodes de fortes pluies. Outre une mauvaise estimation des flux de recharge de l'aquifère, une paramétrisation imparfaite de MODFLOW peut également expliquer cela. Les résolutions spatiale et temporelle utilisées sont trop grossières pour permettre l'exploration de valeurs plus élevées des conductivités d'aquifère. En particulier une discrétisation verticale plus fine de l'aquifère superficiel serait utile : comme mentionné précédemment, on peut penser que l'introduction de conductivités latérales K_{xy} décroissantes avec la profondeur dans l'aquifère superficiel, permettrait une augmentation significative du drainage de l'aquifère superficiel lors des montées de nappe et limiterait donc cette montée. Mais des résolutions plus fines que les résolutions actuelles, également choisies pour rester dans des limites raisonnables de temps de

calcul, entrainent des assèchements de cellules de MODFLOW, surtout quand les conductivités sont trop fortes. Or ces assèchements sont irréversibles au plan numérique et engendrent donc un comportement aberrant du modèle. On touche là une limite des possibilités de modélisation offertes par un modèle souterrain du type MODFLOW.

iv. Protocole d'observation

Le réseau métrologique bien que dense était insuffisant pour rendre compte de la complexité du milieu volcanique, notamment souterrain, et donc pour renseigner correctement MODFOW. Nous constatons notamment l'insuffisance du réseau piézométrique. En effet, les stations de mesures d'eaux souterraines sont concentrées sur deux secteurs. Les piézomètres superficiels sont situés à proximité du réseau hydrographique ce qui ne renseigne que très localement sur la forme de la nappe superficielle mais renseigne indirectement sur les flux de drainage de nappe par le réseau hydrographique. Un réseau de stations de mesures plus étendu permettrait d'affiner le calage des simulations de MODFLOW.

Les problèmes que posent la caractérisation fine des propriétés hydrodynamiques des formations volcaniques ainsi qu'un réseau métrologique dense nous ont permis de tirer des enseignements sur la difficulté de modéliser le fonctionnement d'un système en milieu volcanique.

Références bibliographiques

Cattan, P., Cabidoche, Y., Lacas, J., Voltz, M., 2006. Effects of tillage and mulching on runoff under banana (*Musa* spp.) on a tropical Andosol. Soil and Tillage Research 86, 38–51.

Charlier, J.B., 2007. Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical. Université de Montpellier II, Montpellier, France.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2008. Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. Hydrological Processes 22, 4355–4370.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Voltz, M., Moussa, R., 2009. Transport of a Nematicide in Surface and Groundwaters in a Tropical Volcanic Catchment. Journal of Environment Quality 38, 1031–1041.

Charlier, J.-B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M., 2011. Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: A multi-disciplinary experimental approach. Journal of Hydrology 398, 155–170.

Gomez-Delgado, F., Roupsard, O., le Maire, G., Taugourdeau, S., Perez, A., van Oijen, M., Vaast, P., Rapidel, B., Harmand, J.M., Voltz, M., Bonnefond, J.M., Imbach, P., Moussa, R., 2011. Modelling the hydrological behaviour of a coffee agroforestry basin in Costa Rica. Hydrology and Earth System Sciences 15, 369–392.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. Journal of Hydrology 10, 282–290.

Ragab, R., Bromley, J., Doerflinger, G., Katsikides, S., 2010. IHMS-Integrated Hydrological Modelling System. Part 2. Application of linked unsaturated, DiCaSM and saturated zone, MODFLOW models on Kouris and Akrotiri catchments in Cyprus. Hydrological Processes 24, 2681–2692.

Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., 1997. Importance of rural roads as source areas for runoff in mountainous areas of northern Thailand. Journal of Hydrology 196, 204–229.

Ziegler, A.D., Sutherland, R.A., Giambelluca, T.W., 2000. Runoff generation and sediment production on unpaved roads, footpaths and agricultural land surfaces in northern Thailand. Earth Surface Processes and Landforms 25, 519–534.

Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., Sutherland, R.A., Nullet, M.A., Yarnasarn, S., Pinthong, J., Preechapanya, P., Jaiaree, S., 2004. Toward understanding the cumulative impacts of roads in upland agricultural watersheds of northern Thailand. Agriculture Ecosystems & Environment 104, 145–158.

Conclusion générale

Sommaire

Principaux résultats à l'échelle parcellaire 215
Au plan de la modélisation 216
Au plan des processus hydrologiques 216
Principaux résultats à l'échelle du bassin versant 217
Au plan de la modélisation 217
Au plan des processus hydrologiques 218
Perspectives 219

Conclusion générale

L'objectif de mon travail de thèse a été d'étudier les processus hydrologiques de surface et souterrains à l'échelle d'un bassin versant agricole en milieu volcanique tropical humide en Guadeloupe par le développement et l'application d'une modélisation explicative à bases physiques. Ce travail s'est articulé autour de deux axes de recherche principaux :

1. **Modélisation du partage ruissellement/infiltration et du bilan hydrique à l'échelle d'une parcelle à couvert végétal redistribuant fortement la pluie.**

2. **Modélisation hydrologique spatialisée des processus d'écoulements de surface et souterrains à l'échelle d'un bassin versant bananier.**

La démarche suivie a consisté à étudier tout d'abord l'influence de la redistribution de la pluie par le couvert bananier, déjà mise en évidence antérieurement, sur les processus hydrologiques aux échelles de la parcelle et de l'année hydrologique afin d'évaluer l'importance de sa prise en compte pour la modélisation hydrologique. Ensuite, une modélisation hydrologique distribuée a été élaborée et paramétrée pour estimer et hiérarchiser les voies de circulation de l'eau dans un petit bassin versant expérimental illustratif du milieu volcanique de type andésitique dans le contexte tropical humide de la zone bananière guadeloupéenne. L'ensemble des travaux de modélisation se sont appuyés sur une base de données expérimentales acquise sur le bassin versant de Féfé sur Basse Terre en Guadeloupe. Ce bassin versant fait à présent parti de l'Observatoire de la Pollution Agricole par la Chlordécone (OPA-C) aux Antilles.

Principaux résultats à l'échelle parcellaire

Le forçage pluviométrique incident est souvent fortement modifié par le couvert végétal avant d'atteindre le sol. De nombreux travaux ont montré et caractérisé l'impact de la redistribution spatiale des intensités de pluies au sol sur les processus spécifiques de surface : ruissellement, évapotranspiration, percolation. Néanmoins, à notre connaissance, aucune étude n'avait jusqu'à présent abordé de manière globale l'effet redistributeur du couvert végétal sur le bilan hydrique et les processus qui le contrôle à l'échelle d'une année hydrologique. Nous avons ainsi développé et évalué un modèle de bilan hydrique comprenant la représentation du partage ruissellement/infiltration sous influence d'un couvert végétal très redistributeur tel que le couvert bananier et analysé par modélisation les impacts de la redistribution de la pluie.

Au plan de la modélisation

Le modèle développé (Chapitre 2) propose une simulation en continu de la dynamique de tous les termes du bilan hydrique aux échelles de la parcelle et de la saison de culture dans le cas d'une culture en rang présentant une redistribution importante de la pluie par le couvert bananier et un partage ruissellement/infiltration hétérogène qui en dérive. Le modèle original combine un modèle simple de redistribution de la pluie incidente par un couvert en rangs et un modèle conceptuel de bilan hydrique du système sol-culture distinguant deux compartiments-sol : le compartiment soumis aux flux d'eau circulant le long du tronc ou des tiges (stemflow) et le compartiment non influencé par ces flux. L'approche de modélisation est de type conceptuel à réservoirs et est donc relativement simple à mettre en œuvre.

Le modèle développé ajoute quatre paramètres supplémentaires par rapport à un modèle traditionnel de bilan hydrique à l'échelle parcellaire. Certains paramètres peuvent être estimés directement à partir de mesures de terrain mais d'autres sont plus conceptuels et nécessitent une procédure de calage. Un paramètre important de la modélisation proposée est la proportion de la surface parcellaire sous l'influence des flux de troncs. Son calage est déterminant car, de fait, la surface influencée a des contours difficilement observables, qui de surcroît sont susceptibles de varier dans le temps en fonction de l'intensité des écoulements. L'analyse de sensibilité du modèle a permis d'identifier et de limiter le nombre de paramètres à caler (Chapitre 2). L'initialisation de la procédure de calage automatisée par une exploration préalable de l'espace des paramètres suivant une approche hypercube s'est révélée essentielle pour éviter le risque de convergence des critères d'optimisation vers des minima locaux (Chapitre 3).

Au plan des processus hydrologiques

L'analyse de sensibilité du modèle et la confrontation des résultats de simulation à des observations de ruissellement à l'exutoire d'un sous-bassin de Féfé (2 500 m^2), composé de deux parcelles bananières, ont montré deux points principaux. L'un est l'apport de la prise en compte de l'effet redistributeur du couvert de bananier en termes de simulation du ruissellement. En effet, la précision des meilleures simulations calées est nettement accrue par rapport à une modélisation ne représentant pas l'effet redistributeur (Chapitre 3). Ainsi, les performances globales sont améliorées tant pour prévoir l'occurrence ou la non-occurrence du ruissellement lors des évènements pluvieux que pour prévoir les lames et débits de pointe ruisselés. L'autre est la hiérarchie des impacts de l'effet redistributeur de la canopée sur les processus de surface. À l'échelle intégrée de la parcelle, la redistribution de la pluie augmente le ruissellement de surface ainsi que la percolation, en cohérence avec les observations de terrain, alors qu'elle impacte peu ou temporairement l'évapotranspiration et l'humidité du sol.

L'étude du modèle a toutefois aussi montré l'existence de sous-estimations systémiques des flux de ruissellements lors des événements de crues fortes et inversement des

surestimations lors des crues faibles. Bien que ces biais soient moins élevés que sur le modèle sans effet redistributeur, ils restent significatifs et nécessitent donc de chercher à les limiter. Nous avons identifié des pistes d'amélioration du modèle à cet égard, notamment aux niveaux de la forme de la relation entre interception et évaporation de la pluie par la canopée, de la prise en compte de la redistribution latérale de l'humidité dans le sol ignorée actuellement, et de l'introduction d'une relation non linéaire entre la capacité infiltration et le stock d'eau dans le sol.

Principaux résultats à l'échelle du bassin versant

La connaissance actuelle du fonctionnement hydrologique des milieux volcaniques tropicaux en général, et antillais en particulier, identifie un certain nombre de processus significatifs. Toutefois, elle ne définit pas encore un schéma fonctionnel global susceptible de servir de base à la compréhension des voies de transfert des contaminants dans la zone bananière antillaise et ne permet pas d'évaluer l'impact spécifique de l'occupation du sol et des pratiques agricoles sur la dynamique hydrologique. Les travaux menés répondent à ces besoins. Ils proposent une première modélisation intégrée à bases physiques du fonctionnement hydrologique de surface et souterrain d'un bassin versant bananier en Guadeloupe (bassin versant de Féfé, 17.8 ha) qui prend en compte les effets de l'occupation du sol, et identifient un schéma de fonctionnement global du bassin. Trois éléments principaux ont guidé notre approche : la forte redistribution de la pluie par le couvert bananier et son impact sur le bilan hydrique de surface (Chapitres 2 et 3), la représentation explicite des différentes voies d'écoulement de surface et souterraines, la variabilité spatiale des propriétés hydrologiques des matériaux composant les sols et les substrats géologiques du milieu.

Au plan de la modélisation

À partir de l'ensemble des hypothèses de fonctionnement de Féfé émises à partir de l'analyse des données hydrologiques disponibles, une nouvelle approche de modélisation est proposée (Chapitre 4). Elle est basée sur un chaînage itératif d'un modèle hydrologique, MHYDAS, représentant les écoulements de surface, le partage ruissellement/infiltration et le flux de drainage des sols, et d'un modèle souterrain, MODFLOW, représentant les écoulements souterrains et les échanges nappe-rivière. Le choix d'un chainage itératif tient à deux raisons principales. La première est sa plus grande simplicité de mise en œuvre par rapport à une modélisation couplée des écoulements surface-souterrain qui, d'une part, présente fréquemment des problèmes de stabilité numérique dans son application à des bassins versants très hétérogènes et pour laquelle, d'autre part, peu de codes informatiques ouverts susceptibles d'être aisément adaptés aux processus spécifiques de surface d'un bassin tropical sont disponibles. La seconde raison est l'hypothèse d'une assez faible variabilité des conditions hydrologiques à l'interface entre les domaines de surface et souterrain dans le cas

d'un bassin tropical humide dont l'état de saturation varie modérément au cours de l'année. Dans ces conditions, un chaînage itératif des modèles à l'échelle de la période de simulation est apparu une option suffisante pour représenter les rétroactions entre écoulements et états hydriques de la surface et du souterrain. En particulier, on a pu noter que l'identification des tronçons infiltrants et drainants du réseau hydrographique n'a pas nécessité d'itérations nombreuses, ce qui indique une stabilité du système simulé. Par contre, l'absence de couplage intrinsèque biaise très certainement la possibilité de reproduire les dynamiques d'écoulement aux pas de temps courts. Ces dernières sont bien représentées en termes de chronologie des variations observées mais le sont insuffisamment au plan de l'amplitude des variations, surtout en ce qui concerne la piézométrie. Mais, à cet égard, les limites majeures de l'approche de modélisation apparaissent plutôt, comme on l'explicite ci-après, au niveau des processus représentés.

Au plan des processus hydrologiques

La confrontation de l'approche de modélisation à une année hydrologique de mesures de débits à l'exutoire et de piézométries a permis de conforter plusieurs hypothèses quant aux processus opérants sur le bassin versant de Féfé mais a aussi mis en évidence des insuffisances de l'approche (Chapitre 5).

L'étude réalisée conforte l'existence de plusieurs traits principaux de fonctionnement du bassin versant : la nature hortonienne de la production de ruissellement de surface en lien avec l'effet redistributeur du couvert bananier, la dominance de la contribution souterraine à l'écoulement dans le réseau hydrographique hors crues très fortes, l'importance des échanges entre les aquifères. Mais elle suggère également l'existence de processus ou de propriétés du bassin susceptibles d'expliquer les écarts constatés entre modélisation et observation, notamment lors des très fortes crues.

- En surface, la production de ruissellement est très probablement sous-estimée lors des fortes crues. Deux options, éventuellement complémentaires, apparaissent : simuler la possibilité d'un processus de ruissellement sur surface saturée sur les thalwegs et modifier le modèle de partage ruissellement/infiltration pour mieux représenter l'effet de la saturation des sols sur le ruissellement. Notons que la sous-estimation du ruissellement de surface engendre en souterrain une surestimation de la recharge qui explique partiellement les moins bonnes performances de la simulation de la piézométrie en hautes eaux.

- En souterrain, la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques des matériaux du sol et des aquifères nécessiterait sans doute d'être mieux identifiée. En particulier, une connaissance plus fine de distribution verticale de l'aquifère superficiel serait utile. Dans l'état actuel de la modélisation, par défaut de données suffisantes, une seule valeur de conductivité est attribuée pour toute l'épaisseur de l'aquifère.

L'introduction de conductivités latérales décroissantes avec la profondeur, dans l'aquifère superficiel permettrait une amélioration des résultats de simulation souterraine, avec des possibilités d'écoulements accrus lors des remontées de nappe.

Perspectives

Au-delà de l'amélioration de la modélisation hydrologique en elle-même suivant les pistes citées ci-dessus, deux perspectives plus générales à ce travail peuvent être évoquées.

La connaissance du fonctionnement des systèmes hydrologiques à l'échelle du bassin versant, lieu d'intégration des phénomènes de transferts liés à l'eau et aux polluants, représente un enjeu primordial. Les résultats de cette thèse ont une incidence sur l'étude des pollutions aux pesticides en milieu insulaire volcanique sous climat tropical humide. Particulièrement, la chlordécone qui est extrêmement stable et très hydrophobe est présente dans les sols et les eaux, avec une demi-vie évaluée entre 4 et 46 ans, voire plusieurs siècles. La chlordécone étant majoritairement présente dans les premiers 50 cm du sol, les travaux de redistribution de la pluie au sol et de compartimentation du sol en rangs et inter-rangs présentent un grand intérêt pour son étude. De plus, de par sa grande rémanence, la chlordécone est retrouvée dans les eaux souterraines de Guadeloupe après percolation sous les sols. L'étude du fonctionnement d'un hydrosystème typique en zone bananière présentée dans cette thèse constitue une première étape à l'évaluation de manière prospective l'évolution des contaminations dans l'avenir. On peut envisager pour la suite le couplage d'un modèle dédié aux polluants avec les modélisations développées.

Les études aux échelles de la parcelle et du bassin versant ont permis la connaissance approfondie des chemins de l'eau. Le milieu tropical volcanique antillais nécessite l'étude conjointe des écoulements de surface et souterrain du fait de leurs complexités spécifiques et leurs interactions en vue de développer un schéma global du fonctionnement hydrologique en milieu volcanique tropical humide. Féfé est un sous-bassin du bassin versant ressource de la rivière Pérou (12,6 km^2). Les sous-bassins amont du Pérou présentent potentiellement un fonctionnement proche de celui de Féfé. Le bassin élémentaire de Féfé peut constituer un laboratoire d'étude des processus et notamment les processus clés du bassin versant ressource, échelle d'évaluation des pollutions.

Liste des figures

1-1 Présentation (a) de la situation de la Guadeloupe aux Antilles et (b) de la Guadeloupe (d'après Charlier (2007)) 26

1-2 Présentation (a) des deux arcs volcaniques des Petites Antilles (d'après Poussineau (2005), modifié d'après Macdonald *et al.* (2000)) et (b) des principaux ensembles volcaniques de la Basse-Terre (d'après Gstalter (1986), cité par Poussineau (2005)) . 26

1-3 Carte pédologique simplifiée de la Basse-Terre (d'après Colmet-Daage (1969), cité par Charlier (2007)) 27

1-4 Carte des pluviométries interannuelles de la Basse-Terre (en mm) (d'après Chaperon et al. (1985), cité par Charlier (2007)) 28

1-5 Carte de la sole bananière de la Guadeloupe : le « croissant bananier » (en pointillés) (communiquée par le CIRAD (2003)) 29

1-6 Carte géologique du secteur de Féfé (Charlier *et al.*, 2011) 31

1-7 Cartes (a) des sols, (b) de l'occupation du sol et (c) du réseau hydrographique du bassin versant de Féfé (d'après Charlier (2007)) 32

1-8 Dispositif expérimental de mesures hydrologiques sur le bassin versant de Féfé (d'après Charlier (2007)) 33

1-9 Comparaison des caractéristiques (lame précipitée vs. lame ruisselée) des événements pluie-débit à la parcelle Espérance Haut et au sous-bassin de Moïse Haut (d'après Charlier (2007)) 37

1-10 Diagramme hydrogéologique du bassin versant de Féfé (Charlier *et al.*, 2008) ; avec (A) lapillis ponceux, (B) nuées ardentes et laves andésitiques et (C) brèche argilisée (substratum imperméable) – zones saturées des deux aquifères superposés (en gris) . 38

1-11 Campagne d'épandage de 2006 (date d'application indiquée par une flèche) : chroniques de pluie, de débit et de concentration en cadusafos à l'exutoire du sous-bassin versant de Moïse Haut et à l'exutoire du sous-bassin versant de Féfé (d'après Charlier *et al.* (2009b)). 39

1-12 Contraintes de modélisation en termes de processus 41

2-1 Water balance at the plot scale; with incident rainfall P, interception and evaporation E_i, stemflow P_{Sf}, throughfall P_{Tf}, rainfall intensity P_R reaching the compartment Runoff corresponding to the runoff water pathway fed by stemflow (in blue color), rainfall intensity P_{NR} reaching the compartment No Runoff corresponding to the rest of the plot (in grey color), R_R, I_R, E_R, and g_R, and R_{NR}, I_{NR}, E_{NR}, and g_{NR} the runoffs, infiltrations, evapotranspirations, and percolations on compartments Runoff and No Runoff, respectively. A_{root} is the area of soil block centered on the plant stem 61

2-2 Model structure with a stemflow function, coupled with a production model and a transfer function; with t the time, the incident rainfall P reaching the plot of surface area A; the rainfall intensities P_R and P_{NR}, infiltration capacities f_R and f_{NR}, runoffs R_R and R_{NR} and infiltrations I_R and I_{NR} on the areas A_R and A_{NR}, respectively; the storages

S_R and S_{NR}, evapotranspirations E_R and E_{NR} and vertical flows g_R and g_{NR} of the areas A_R and A_{NR} soil-reservoirs; and the simulated runoff height R, discharge Q_p at the outlet of the plot A. A_R and A_{NR} correspond to the areas of the compartments Runoff and No Runoff, respectively. S_m and S_{fc} correspond to the maximum storage and the storage at field capacity, respectively 63

2-3 Simulated water balance terms at 2min time step during the simulation period in 2006 in the Runoff and No Runoff compartments 75

2-4 Reference simulated runoff-infiltration partitioning of a single-rainfall event in compartments Runoff and No Runoff 77

2-5 Results of the local sensitivity analysis 78

2-6 Results of the global sensitivity analysis. The radius of the disks is proportional to the coefficient of determination R^2, and white and black disks correspond to negative and positive correlations, respectively 82

3-1 Model structures without and with a stemflow function, coupled with a production model and a transfer function; with t the time, the incident rainfall P and partitioned rainfalls P_R and P_{NR} reaching the plot of area A, the areas A_R and $A_{NR,}$ respectively; the infiltration capacities f, f_R and f_{NR}, runoffs R, R_R and R_{NR}, and infiltrations I, I_R and I_{NR} on the areas A, A_R and A_{NR}, respectively; the storages S, S_R and S_{NR}, evapotranspirations E, E_R and E_{NR}, and vertical flows g, g_R and g_{NR} of the area A, A_R and A_{NR} soil-reservoirs, respectively; and the simulated discharge Q_p at the outlet of the plot A. A_R and A_{NR} correspond to the areas of the compartment "Runoff" and the compartment "No Runoff", respectively. S_m and S_{fc} correspond to the maximum storage and the storage at field capacity, respectively 91

3-2 Performance criteria values of evaluated parameter sets and selected sets for automatic optimization of the model SF 99

3-3 Performance criteria values of evaluated parameter sets and selected sets for automatic optimization of the model NoSF 102

3-4 Simulated runoff-infiltration partitioning and outlet discharges by NoSF and SF during (a) a very small runoff event, (b) a medium single event and (c) a multiple peak runoff event. Note that the vertical bars in the first three lines of graphs correspond to the rainfall intensities 105

3-5 A week of simulated hydrograph for SF model 107

4-1 Bloc diagramme des processus hydrologiques du bassin versant de Féfé 121

4-2 Coupe transversale du bassin versant de Féfé et ses formations géologiques emboîtées – zones saturées des aquifères superposés (rayures bleues) (Charlier, 2007) 123

4-3 Exemple de découpage et de codage d'un bassin versant en unités hydrologiques (U_1 à U_{24}) et tronçons (T_1 à T_7) (d'après Moussa (2005)) 126

4-4 Procédure de segmentation de l'espace en unités hydrologiques (d'après Lagacherie *et al.* (2010)) 126

4-5 Fonction de réinfiltration dans MHYDAS ; avec $Q_{réinf}$(t) le débit de réinfiltration, h_R(t) le niveau d'eau dans le tronçon à l'instant t, H_r la profondeur du tronçon et W_r la largeur du tronçon 127

4-6 Discrétisation spatiale d'un système d'aquifère (Harbaugh, 2005) : avec les limites de l'aquifère (en pointillés), ● une cellule active, ○ une cellule inactive, Δr_j la largeur de colonne (column) d'index j, Δc_i la largeur de ligne (row) d'index i et Δv_k l'épaisseur de couche (layer) d'index k 129
4-7 Présentation (a) des six cellules adjacentes à la cellule (i, j, k) et (b) de l'écoulement vers la cellule (cell) (i, j, k) provenant de la cellule (i, j-1, k) (Harbaugh, 2005) : avec Δr_j la largeur de colonne d'index j, Δc_i la largeur de ligne d'index i, Δv_k l'épaisseur de couche d'index k et $q_{i, j-1/2, k}$ le débit entrant dans la cellule (i, j, k) 130
4-8 Calcul des conductances (a) horizontale et (b) verticale entre deux nœuds (Harbaugh, 2005) : avec $DELC_i$ la largeur de la ligne d'index i, $DELR_j$ la largeur de la colonne d'index j, $\Delta v_{i, j, k}$ la hauteur saturée de la cellule (i, j, k), $VK_{i, j, k}$ la conductivité hydraulique verticale de la cellule (i, j, k), Δv_{CB} l'épaisseur de la couche semi-imperméable, $CBVK_{i, j, k}$ la conductivité hydraulique verticale de la couche semi-imperméable, $CR_{i, j+1/2, k}$ la conductance horizontale entre les deux nœuds et $CV_{i, j, k+1/2}$ la conductance verticale entre les deux nœuds 131
4-9 Organigramme du chaînage itératif des deux modèles 137
4-10 Différence de pas d'espace d'échange dans le chaînage de modèles 140
4-11 Superposition des discrétisations spatiale et temporelle des deux modèles et représentation de l'échange des variables ; les variables (flèches) correspondent aux variables d'échange (flèches en gras) de la Figure 4-9 ; (a) superposition des discrétisations spatiales, discrétisations spatiale et temporelle des versants (b) dans MHYDAS, (c) dans MODFLOW et du réseau hydrographique (d) dans MODFLOW et (e) dans MHYDAS 141
4-12 Segmentation du bassin versant de surface de Féfé (d'après Charlier (2007)) 143
4-13 Carte des écoulements hydrogéologiques des aquifères superficiel et profond (Charlier *et al.*, 2011) 153
4-14 Délimitation et maillage du domaine souterrain du bassin versant de Féfé 154
4-15 Délimitation des formations géologiques du domaine 154
4-16 Variogramme expérimental (croix) et modèle de variogramme ajusté (trait) 155
4-17 Paramétrisation des altitudes de surface du domaine souterrain 156
4-18 Coupe transversale de la colonne 50 du domaine souterrain de Féfé 157
4-19 Spatialisation de la recharge du domaine souterrain 159
4-20 Localisation des conditions aux limites de la couche superficielle 160
4-21 Nature et localisation des conditions aux limites des couches superficielle et profonde 161
5-1 Chroniques observées horaires de pluie, d'évapotranspiration de référence (ET_0) (lames journalières en vert foncé), de débit à l'exutoire du bassin versant ($Q_{exutoire}$) et des profondeurs piézométriques superficielles et profondes (dont la localisation est présentée dans les Figures 1-8 et 5-2) 172
5-2 Positionnement des stations de mesure piézométrique dans le domaine de simulation 174

5-3 Organigramme du chaînage itératif des deux modèles et de leurs paramètres (en gras, les paramètres calés dans ce chapitre) (*cf.* Tableaux 4-2, 4-3 et 4-4 pour la signification des paramètres) 178
5-4 Graphique des lames horaires drainées par le réseau hydrographique (RH) pré-itération vs. à la première itération sur la série de calage 182
5-5 Résultats de simulation horaires de ruissellement sur la série de calage ; les intensités de pluie observée ($Pluie_{obs}$) sont représentées sur l'axe des ordonnées gauche, les débits à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) d'écoulement observé ($Ecoulement_{obs}$) et de ruissellement simulé ($Ruissellement_{sim}$) sont représentés sur l'axe des ordonnées droit 183
5-6 Graphique des (a) instants et (b) débits de pointe (Q_{max}) à l'exutoire au pas de temps de 2min de l'écoulement observé vs. ruissellement simulé sur la série de calage 184
5-7 Graphique des chroniques observée et simulée de profondeurs moyennes relatives horaires de la nappe superficielle sur la série de calage 185
5-8 Graphique des débits de pointe (Q_{max}) à l'exutoire au pas de temps de 2min de l'écoulement observé vs. simulé sur la série de calage 186
5-9 Évolution mensuelle (a) des contributions de surface et souterraine à l'écoulement du réseau hydrographique (b) des termes du bilan hydrique de surface et (c) des drainages profond et par le réseau hydrographique (RH) et du stock de l'aquifère superficiel ($\Delta S_{\text{superficiel}}$) 190
5-10 Carte du drainage total par le réseau hydrographique (RH) par tronçon sur la série de calage 191
5-11 Carte de la réinfiltration totale par le réseau hydrographique par tronçon sur la série de calage 191
5-12 Carte de la production du ruissellement de surface total sur la période de simulation selon l'occupation du sol du bassin versant 194
5-13 Résultats de simulation au pas de temps de 2min du stock en eau de UH71 (en bananes) et de UH31 (abandonnée) ; pluie observée, stocks en eau des « compartiment ruisselant » S_R et « compartiment non ruisselant » S_{NR} de l'UH71, et stock en eau uniforme de l'UH31 (la ligne en pointillés marque le stock en eau maximal S_{max}) ... 195
5-14 Résultats de simulation horaires du ruissellement de septembre 2004 ; les intensités de pluie observée ($Pluie_{obs}$) sont représentées sur l'axe des ordonnées gauche, les débits à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) d'écoulement observé ($Ecoulement_{obs}$) et de ruissellement simulé ($Ruissellement_{sim}$) sont représentés sur l'axe des ordonnées droit 197
5-15 Carte de la recharge totale souterraine pendant la série de calage selon les sous-domaines de modélisation 198
5-16 Chroniques horaires mesurées du débit à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) et de la hauteur piézométrique moyenne de la nappe superficielle ; et simulées des flux de recharge, de drainage par le réseau hydrographique (RH) et de drainage profond, et de la hauteur piézométrique moyenne de la nappe superficielle (sur le graphique du bas, l'ordonnée zéro correspond à la surface du sol) 200
5-17 Résultats de simulation horaires de MODFLOW ; avec les profondeurs observées et simulées des cinq stations d'observation de la nappe superficielle 201

5-18 Carte des niveaux piézométriques simulés de la nappe superficielle au début de la série de calage (le 01/08/2004 à 00:00) 203
5-19 Transects piézométriques modélisés selon la ligne AB tracée dans la Figure 5-18 (a) au début de la série de calage le 01/08/2004 à 00:00, (b) le 19/11/2004 à 06:00 et (c) le 31/01/2005 à 23:00 204
5-20 Résultats de simulation horaires de l'écoulement à l'exutoire du bassin versant ; les lames de pluie observée sont représentées sur l'axe des ordonnées gauche, les débits à l'exutoire ($Q_{exutoire}$) d'écoulement observé ($Ecoulement_{obs}$) et simulé ($Ecoulement_{sim}$) sont représentés sur l'axe des ordonnées droit 208

Liste des tableaux

1-1 Caractéristiques des piézomètres superficiels 35
1-2 Caractéristiques des forages profonds 35
1-3 Exemples de modèles hydrologiques continus spatialisés couplés et leurs caractéristiques (modifié de Kampf et Burges (2007)) 45
2-1 Model parameters and variables 70
2-2 Reference values and estimated ranges of variation of model parameters. P1 and P2 mean “plot 1” and “plot 2” 72
2-3 Simulated water balance terms over the simulation period over the whole plot, the Runoff (R) and No Runoff (NR) compartments 74
3-1 Model parameters. P1 and P2 mean “plot 1” and “plot 2” 92
3-2 Water balance and rainfall-runoff events characteristic ranges (mean value in []) of the simulation period 94
3-3 Calibrated parameters and performance criteria ranges of the model SF (mean value in []) 98
3-4 Calibrated parameters and performance criteria ranges of the model NoSF (mean value in []) 101
3-5 Simulated rainfall-runoff characteristic means for the two approaches (range in []). 104
4-1 Caractéristiques des objets de la segmentation de l’espace 143
4-2 Propriétés sur chaque unité hydrologique (UH) 144
4-3 Propriétés sur chaque tronçon (TR) 147
4-4 Propriétés sur chaque cellule (excepté les conditions aux limites qui ne sont appliquées que sur les cellules sélectionnées) 151
5-1 Caractéristiques mensuelles mesurées des deux séries de calage et de validation ; avec la pluie, l’évapotranspiration de référence (ET_0) et l’écoulement à l’exutoire du bassin versant 173
5-2 Paramètres de MHYDAS et leur valeur déterminée au Chapitre 4 177
5-3 Paramètres topographiques estimés et hydrodynamiques calés et condition initiale des mailles ; avec l’altitude du toit de l’aquifère *Top*, l’altitude du fond de l’aquifère *Bot*, la conductivité hydraulique horizontale K_{xy}, le coefficient de drainance *VCONT*, la porosité de drainage S_y et l’altitude initiale du niveau piézométrique h_{ini} (* : paramètre calé) 179
5-4 Paramètres des conditions aux limites ; avec l’altitude du toit de l’aquifère *Top*, l’altitude du fond de l’aquifère *Bot*, l’altitude de la charge constante *HCH*, l’altitude du drain *HD*, la longueur du segment de fossé L_D, la largeur du segment de fossé W_D, l’épaisseur du segment de fossé W_D, la conductivité hydraulique du drain K_D et la conductance du drain *CD* (* : paramètre calé) (gamme entre []) 179

5-5 Bilans hydrologiques mensuels simulés du bassin versant, avec comme abréviations : ruissellement (Ruis.), évapotranspiration (ET), réseau hydrographique (RH) et différence de stock de l'aquifère superficiel $\Delta S_{\text{superficiel}}$ 188