



Mise à l'échelle des processus hydrologiques pour les modèles de surface continentale, de la modélisation 3D intégrée au modèle de réservoir : Application au bassin du Little Washita

Fanny Picourlat

► To cite this version:

Fanny Picourlat. Mise à l'échelle des processus hydrologiques pour les modèles de surface continentale, de la modélisation 3D intégrée au modèle de réservoir : Application au bassin du Little Washita. Milieux et Changements globaux. Université Paris-Saclay, 2022. Français. NNT : 2022UPASJ016 . tel-03783605

HAL Id: tel-03783605

<https://theses.hal.science/tel-03783605v1>

Submitted on 22 Sep 2022

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

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

Mise à l'échelle des processus
hydrologiques pour les modèles de surface
continentale, de la modélisation 3D
intégrée au modèle de réservoir :
Application au bassin du Little Washita
*Upscaling approach of the hydrological processes for Land
Surface Models, from integrated 3D model to reservoir
model : Application to the Little Washita basin*

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n° 579, Sciences Mécaniques et énergétiques, Matériaux
et Géosciences SMEMaG
Spécialité de doctorat : Météorologie, océanographie, physique de
l'environnement
Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes,
Réfèrent : Faculté des sciences d'Orsay

Thèse préparée dans l'unité de recherche Laboratoire des sciences du climat et
de l'environnement (Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ), sous la
direction d'Emmanuel MOUCHE, directeur de recherche CEA, et la co-direction
de Claude MUGLER, directrice de recherche CEA

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 08 juillet 2022, par

Fanny PICOURLAT

Composition du jury

Catherine OTTLÉ
Directrice de recherche, CNRS, LSCE
Bertrand DECHARME
Chargé de recherche, CNRS, CNRM
René THERRIEN
Professeur, Université Laval
Philippe ACKERER
Directeur de recherche, CNRS, ITES
Jan POLCHER
Directeur de recherche, CNRS, LMD
Emmanuel MOUCHE
Directeur de recherche, CEA, LSCE

Présidente
Rapporteur & Examineur
Rapporteur & Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse

Remerciements

Le 3 décembre 2018 j'entrais au LSCE pour démarrer un travail de thèse sur un sujet dont je n'appréhendais ni la teneur ni les enjeux. J'adresse aujourd'hui un grand merci à Emmanuel Mouche et Claude Mugler, mes deux directeurs de thèse, auprès de qui j'ai considérablement appris durant ces presque quatre années de travail. Emmanuel, merci pour ta patience, mais surtout pour la passion avec laquelle tu exerces ton métier de chercheur et plus particulièrement ton rôle d'encadrant et d'enseignant. Claude, merci également pour ta patience, ta rigueur, ainsi que pour ton ouverture aux divers champs scientifiques, ouverture que tu m'as insufflée, notamment en m'encourageant à participer à l'école d'été portant sur l'étude de la zone critique dont je garde un fabuleux souvenir. Enfin je souhaite vous exprimer ma profonde gratitude pour votre implication, votre disponibilité et votre bienveillance, et j'espère que ce travail est à la hauteur de la confiance et de l'investissement que vous avez mis en lui.

Je tiens particulièrement à écrire ici mon sentiment de gratitude envers Christophe Grenier, pour tout ce qu'il m'a apporté, tant sur le plan professionnel que personnel : son soutien dans les moments de doute, ses conseils et ses réflexions scientifiques, sans oublier son calme et son sourire tant communicatifs, ainsi que sa grande curiosité, qui restera pour moi une véritable source d'inspiration dans la suite de mon parcours.

Je remercie les personnes qui m'ont apporté leur aide, de près ou de loin, dans ce travail : Catherine Ottlé, Agnès Ducharne, Anne Jost, Basile Hector, Jan Polcher, Nicolas Viovy, Fabienne Maignan, et René Therrien. Et puisque la science serait peu de choses sans les équipes support, je tiens à les remercier, et notamment à remercier l'équipe informatique qui m'a tirée de maintes déconvenues. Un merci chaleureux à François Marabelle, Julien Bruna et Dorothee Lewden pour leur bonne humeur qui a souvent rythmé nos pauses déjeuner.

Je remercie grandement René Therrien et Bertrand Decharme pour avoir accepté d'être rapporteurs de mes travaux, ainsi que Catherine Ottlé, Philippe Ackerer et Jan Polcher pour avoir pris part à mon jury de thèse. Merci pour l'attention que vous avez portée à mes travaux, pour vos retours, ainsi que pour

les discussions qui ont suivi mon exposé.

Je remercie les collègues et camarades qui ont participé à faire de ce laboratoire un endroit où il a fait bon travailler, et évoluer. Je pense notamment aux camarades de l'équipe hydro avec qui j'ai partagé le bureau, mais parfois aussi des séances d'escalade, des verres, des escapades souterraines, ou encore le dancefloor du T7. Au delà de l'équipe hydro je pense aux camarades avec qui j'ai partagé de nombreux moments, souvent autour d'un café, accompagné parfois d'étouffe-chrétiens mentonnais. Un grand merci à toutes ces personnes, qui se reconnaîtront, pour leur sourire, leur soutien, et pour tous les moments partagés au sein desquels j'ai souvent puisé ma motivation. Ma motivation je la dois également à mon tuteur, Davide Faranda, qui, au cours de nos rares mais précieux échanges, a toujours eu les mots justes.

Je remercie mes collègues outre-Atlantique, pour leur accueil des plus généreux et chaleureux. Un grand merci à René Therrien qui a rendu possible ma visite Québécoise, malgré toutes les difficultés administratives et sanitaires rencontrées. Ces trois mois ont été pour moi un grand bol d'air frais, à un moment où la tendance était depuis trop longtemps à l'enfermement. Un grand bol d'air frais, de sciences et de rencontres (voire de retrouvailles). Je pense à Laura, Guillaume et sa potée lorraine, Ben, Kuz, Antoine, Rita, Diogo, Giovanni, Cécile, Flore, Vinicius, Nathan, Jean-Michel, Alexandra, Philippe, et Benjamin. En me repassant les souvenirs de ce séjour au Québec, je pense évidemment à mon coach. Arthur, merci pour ton soutien qui me porte depuis le début de mon parcours académique.

Je remercie de tout coeur ma famille, qui croit toujours aveuglément en moi (ce qui vaut parfois des tartes aux fraises, n'est ce pas Thibaut). Bien que le langage du béarnais soit le non-dit, je profite de ces pages pour vous exprimer tout mon amour et ma reconnaissance. Et puisque, à l'instar de Ben Mazué, *"famille et potes, à mesure, moi, j'ai tout confondu"*, je tiens à remercier Agathe, Audrey, Camille, Mathilde, Yann, et Lola. Merci infiniment pour votre soutien inconditionnel. Je pense également à Albane ma coach de vie, Ben (tu es le meilleur Ben), Jerem M., Jerem G., Violaine, mais aussi à Faustine et Jessica (et à Kevin, bien entendu).

Enfin j'adresse un incommensurable merci à Daniele, Julien, Laura, Vicho, et tout particulièrement à Pierre. L'aboutissement de cette thèse, je vous le dois. Merci pour votre accueil, votre bienveillance, votre soutien, votre écoute, votre générosité, merci pour tous ces moments de partage. Au milieu de vous j'ai puisé la confiance et l'énergie pour arriver au bout de ce travail, mais j'ai également énormément appris, et ce sur de multiples plans.

Table des matières

Introduction	16
1 Hydrologie continentale : modélisation locale versus globale	17
1.1 Unité géographique de base et principaux flux de l'hydrologie continentale	17
1.1.1 Le bassin versant : unité de base en hydrologie	18
1.1.2 Écoulement en milieu poreux et ruissellement	20
1.1.3 Transfert vers l'atmosphère par évapotranspiration	28
1.2 À l'échelle locale : modélisation distribuée à base physique	30
1.2.1 L'approche de modélisation	30
1.2.2 Mise en évidence de l'influence des nappes sur l'évapotranspiration	32
1.2.3 Limites de l'approche	34
1.3 À l'échelle globale : modélisation de la surface continentale	37
1.3.1 Historique	37
1.3.2 Architecture d'un modèle de surface continentale de type colonne : l'exemple d'ORCHIDEE	38
1.3.3 Limites de l'approche	40
1.3.4 Nécessité de la mise à l'échelle des processus hydrologiques	41
1.4 Vers l'implémentation des processus locaux dans les modèles globaux	43
1.4.1 Approche bottom-up	43
1.4.2 Approche top-down	49
1.4.3 Synthèse	53
2 Mise à l'échelle par réduction de dimensionnalité : démarche, site expérimental du Little Washita et outil numérique	57
2.1 Établissement de la démarche	57
2.1.1 Colonne avec fonction de drainage : quelle représentation des écoulements latéraux?	58

2.1.2	Développement d'une approche bottom-up par réduction de dimensionnalité	62
2.2	Le site : le bassin du Little Washita	64
2.2.1	Un bassin versant expérimental	64
2.2.2	Physiographie	67
2.2.3	Évolution climatique et hydrologique sur la période 1993-2013	68
2.3	Outil numérique : le code intégré HydroGeoSphere	70
2.3.1	Écoulements	70
2.3.2	Évapotranspiration	71
3	Simulation 3D de référence de l'hydrologie du bassin du Little Washita sur 20 années	75
3.1	Modélisation 3D du bassin du Little Washita	75
3.1.1	Discrétisation et conditions aux limites	75
3.1.2	Définition des paramètres	80
3.1.3	Initialisation	82
3.2	Résultats de simulation	84
3.2.1	Comparaison aux données expérimentales	84
3.2.2	Influence de la nappe sur le flux évapotranspiratoire	87
4	Simulation 2D de l'hydrologie du bassin à l'aide d'un modèle de versant équivalent	91
4.1	Modélisation 2D de versant équivalent	91
4.1.1	Discrétisation et conditions aux limites	91
4.1.2	Définition des paramètres équivalents	94
4.1.3	Initialisation	97
4.2	Résultats de simulation	99
4.2.1	Débit et évapotranspiration à l'échelle du bassin	99
4.2.2	Profondeur locale du toit de la nappe	101
4.2.3	Discussion	103
5	Modélisation conceptuelle de l'hydrologie du versant équivalent	105
5.1	Identification des variables clefs, des flux et des réservoirs	105
5.1.1	Hypothèse de nappe linéaire et variables associées	106
5.1.2	Modèles de débit et d'évapotranspiration	107
5.1.3	Qualification et validation	114
5.2	Modèle conceptuel de versant et applications	122
5.2.1	Équations du modèle	122
5.2.2	Application à différents cas tests	124
5.2.3	Application à l'hydrologie du bassin du Little Washita sur la période 1993-2013	133

6	Simulation 1D de l'hydrologie du bassin à l'aide d'une colonne ORCHIDEE	141
6.1	Modélisation du bassin par une colonne ORCHIDEE	141
6.1.1	La colonne ORCHIDEE	142
6.1.2	Définition des paramètres	144
6.1.3	Initialisation	145
6.2	Résultats de simulation et comparaison avec le modèle conceptuel mis à l'échelle	146
6.2.1	Comparaison des flux simulés	146
6.2.2	Discussion : équivalences et disparités entre le modèle conceptuel de versant et la colonne ORCHIDEE	148
	Conclusion et perspectives	160
	Annexes	177
.1	Comparaison de la réponse du modèle conceptuel avec celle du versant équivalent HGS : séries temporelles sur 20 ans	177

Introduction

Le changement climatique, et plus largement les changements environnementaux induits par les activités humaines, sont tels qu'ils font émerger l'idée d'une nouvelle période géologique, celle de l'Anthropocène (Bonneuil et Fressoz, 2013). Introduite en 2002 par Crutzen, cette période débiterait à la fin du 18ème siècle, époque à laquelle l'étude des glaces polaires montre un début d'augmentation de la concentration en dioxyde de carbone et en méthane dans l'air. Plus d'un siècle avant Crutzen (2002), en 1873, le géologue Antonio Stoppani reconnaissait déjà l'influence des activités humaines sur le système Terre. Aujourd'hui, ce constat est appuyé notamment par le Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat (GIEC). Depuis les années 1990, le GIEC publie différents rapports recensant les connaissances scientifiques relatives au changement climatique. Ces connaissances sont en partie basées sur des simulations numériques de modèles climatiques.

Les modèles climatiques, aussi appelés Modèles Système Terre (de l'anglais Earth System Models - ESM), constituent en effet un outil majeur pour la compréhension de l'évolution climatique terrestre ainsi que pour la réalisation de projections. Ils simulent les différents processus au sein de l'atmosphère, des océans et des surfaces continentales, de même que les interactions ayant lieu entre ces différents compartiments. Ces processus et interactions constituent les différents grands cycles biogéochimiques ainsi que le cycle de l'eau. Outre son influence sur les autres cycles, le cycle de l'eau est un élément moteur du climat par son influence sur les dynamiques atmosphériques et océaniques. Modéliser avec exactitude les différents flux hydrologiques est donc un enjeu majeur de la modélisation climatique.

Au sein d'un ESM, un modèle de surface continentale (en anglais Land Surface Model - LSM) intègre une représentation de l'hydrologie continentale. Plusieurs stratégies de modélisation de l'hydrologie continentale existent. Gleeson *et al.* (2021) classent différents modèles selon leur stratégie de représentation des écoulements latéraux souterrains. Ils distinguent : (a) les modèles incluant la représentation des écoulements latéraux vers une rivière à l'intérieur d'une

cellule, et (b) les modèles calculant les écoulements latéraux entre toutes les cellules (table 1). Dans le cadre de ce travail de thèse, l'intérêt est porté sur le cas (a), c'est-à-dire sur les modèles de surface continentale représentant les écoulements latéraux intra-cellule vers le réseau hydrographique. Un intérêt particulier est par ailleurs porté sur le modèle ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems), qui est le LSM du Modèle Système Terre de l'Institut Pierre Simon Laplace (De Rosnay *et al.*, 2002; d'Orgeval *et al.*, 2008; Guimberteau *et al.*, 2014).

Le modèle ORCHIDEE est un LSM de type colonne à réservoirs. Dans ce type de modèle, les continents sont discrétisés en cellules mesurant horizontalement 20 à 200 kilomètres de côté selon l'objectif poursuivi (modélisation à l'échelle par exemple de la France, de l'Europe ou du globe). Verticalement, quelques mètres de profondeur sont considérés et discrétisés à la résolution de l'ordre du millimètre jusqu'au mètre. L'écoulement d'eau au travers de ces mailles étant exclusivement calculé selon l'axe vertical, on parle alors de modèle de colonne. L'eau drainée au bas de chaque colonne, ou bien ruisselé en surface, alimente un ensemble de réservoirs représentant de façon conceptuelle les eaux souterraines et le réseau hydrographique. En simplifiant le système, cette architecture de modèle permet une simulation de l'hydrologie globale à un coût de calcul raisonnable. En revanche, cette architecture simplificatrice implique l'omission de processus locaux importants dans le calcul du bilan d'eau. En effet, les écoulements latéraux étant conceptualisés au travers de réservoirs se vidangeant les uns dans les autres, leur influence sur la distribution spatiale de la teneur en eau des sols est négligée. Or en induisant ces hétérogénéités locales dans les paysages, les écoulements latéraux jouent un rôle important dans la production des flux évapotranspiratoires et des débits en rivières.

La nécessité d'améliorer la représentation des processus hydrologiques dans les LSM fait l'objet de plusieurs publications dans la littérature récente (Clark *et al.*, 2015; Bierkens, 2015; Fan *et al.*, 2019; Fisher et Koven, 2020). Des travaux ont été menés dans ce sens, notamment par la communauté des modélisateurs de surface continentale. Plusieurs LSM de type colonne ont été complexifiés afin de représenter les écoulements latéraux. C'est le cas par exemple de CLM (Community Land Model) dans sa version 5 (Swenson *et al.*, 2019) ou encore de ORCHIDEE dans sa version (en cours de développement) WET (Tootchifatidehi, 2019). Dans chacun des cas, les colonnes initialement modélisées sont décomposées en deux unités ou plus. Cette démarche peut être qualifiée de "top-down" : elle commence par considérer le LSM avec son hydrologie simplifiée, puis essaie de se rapprocher de la physique locale des processus en implémentant d'avantage de complexité dans le modèle. Cette démarche a l'avantage d'apporter des

solutions d'implémentation des processus qui soient directement compatibles avec l'architecture des modèles considérés. Cependant, la réalité physique de tels modèles n'est pas démontrée.

Une approche en sens inverse est alors nécessaire. Il s'agit de considérer en premier lieu un modèle tridimensionnel à base physique, i.e. une modélisation physique de l'ensemble des processus continentaux locaux, puis de réduire sa dimensionnalité et sa complexité au travers d'hypothèses simplificatrices, jusqu'à aboutir à un modèle hydrologique potentiellement implémentable dans une architecture de type colonne à réservoirs. **C'est là l'objectif de ce travail de thèse : développer une approche de mise à l'échelle des processus hydrologiques pour les modèles de surface continentale, allant de la modélisation 3D intégrée au modèle de réservoirs.** En prenant le contre-pied de l'approche "top-down", cette approche peut être qualifiée de "bottom-up". **Le modèle de réservoirs ainsi développé devra rendre compte des écoulements latéraux et des processus locaux d'intérêt pour la production des débits et des flux d'évapotranspiration.**

Ce manuscrit est découpé en six chapitres. Le premier chapitre est consacré à la présentation du contexte de ce travail et à l'état actuel de l'art. Après un rappel des différentes composantes de l'hydrologie continentale, leur modélisation est abordée, et ce à deux échelles spatiales : l'échelle locale, à laquelle l'hydrologie est modélisée à l'aide de modèles distribués à base physique, et l'échelle globale, à laquelle l'hydrologie est modélisée par les modèles de surface continentale. Une revue bibliographique est ensuite effectuée autour des différents travaux ayant tenté de faire le lien entre ces deux échelles.

Le deuxième chapitre expose la démarche mise en oeuvre afin de mettre à l'échelle, via une approche de réduction de dimensionnalité, les différents processus hydrologiques à l'origine du débit et de l'évapotranspiration. Choisi comme site expérimental pour le développement d'une telle démarche, le bassin du Little Washita est présenté. Enfin, l'outil numérique utilisé est détaillé. Il s'agit du code HydroGeoSphere (HGS, [Therrien et al. \(2010\)](#)).

Le troisième chapitre aborde la première étape de la démarche de mise à l'échelle par réduction de dimensionnalité. Cette étape consiste à mettre en place une simulation tridimensionnelle de référence à l'échelle du bassin versant sur 20 ans (1993-2013). Pour cela une modélisation 3D du bassin est mise en place avec le code HGS. Les résultats de simulation sont ensuite comparés aux données expérimentales de flux.

Dans le quatrième chapitre le concept de versant équivalent est utilisé afin de réduire le modèle tridimensionnel du bassin à un modèle bidimensionnel. Un

modèle 2D de versant est construit avec le code HGS, et les paramètres équivalents sont définis. Les résultats de simulation sur 20 ans sont ensuite comparés aux résultats 3D de référence.

Le cinquième chapitre concerne la réduction du modèle de versant équivalent HGS à un modèle conceptuel de réservoir, et ce au moyen de plusieurs hypothèses simplificatrices. Des lois de flux sont d'abord écrites en fonctions des variables et réservoirs clefs. Elles sont qualifiées à partir des variables simulées numériquement. Un modèle conceptuel de versant est ensuite proposé. Il est qualifié sur quatre scénarios hydrologiques à complexité croissante, avant d'être appliqué au bassin du Little Washita sur la période 1993-2013.

Le sixième chapitre porte sur la simulation de l'hydrologie du bassin à l'aide d'une colonne 1D du modèle de surface continentale ORCHIDEE. L'hydrologie simulée est comparée à celle du modèle conceptuel issu de la démarche de mise à l'échelle par réduction de dimensionnalité. L'objectif est d'établir des liens entre ce dernier et le modèle de surface continentale.

Un dernier paragraphe dresse la conclusion générale à ces travaux, et détaille les différentes perspectives qui en ressortent.

Table 1 – Classification, tirée de [Gleeson et al. \(2021\)](#), de différents modèles appliqués à la simulation de l'hydrologie à grande échelle (i.e. de l'échelle régionale à l'échelle continentale). Les modèles suivants sont classés en fonction de leur représentation des écoulements souterrains : ORCHIDEE ([Guimberteau et al., 2014](#)), LM3 ([Milly et al., 2014](#)), VIC-ground ([Liang et al., 2003](#)), CLM5 ([Lawrence et al., 2018](#)), LEAF hydro ([Fan et al., 2013](#)), PCR-GLOBWB-MODFLOW ([de Graaf et al., 2017](#)), ISBA-TRIP ([Vergnes et al., 2014](#)), HydroGeoSphere ([Therrien et al., 2010](#)), et ParFlow ([Maxwell et al., 2015](#)). Le couplage eaux souterraines-surface unidirectionnel signifie : humidité du sol $\Rightarrow$ recharge $\Rightarrow$ eaux souterraines $\Rightarrow$ débit des cours d'eau, mais absence d'influence inverse. Le couplage surface-atmosphère signifie que les modèles en question peuvent être couplés avec des modèles atmosphériques ou météorologiques.

Écoulements souterrains	(a) Écoulement latéral des eaux souterraines vers une rivière à l'intérieur d'une cellule		(b) Écoulement latéral des eaux souterraines entre toute les cellules	
	Unidirectionnel	Bidirectionnel	Unidirectionnel	Bidirectionnel
Couplage eaux souterraines-surface				
Couplage surface-atmosphère	Oui		Non	
Exemple de modèles	ORCHIDEE	LM3	VIC-ground	CLM5
			LEAF hydro	PCR-GLOBWB-MODFLOW
			ISBA-TRIP	HydroGeoSphere
				ParFlow

Chapitre 1

Hydrologie continentale : modélisation locale versus globale

Objectifs du chapitre : Dresser l'état de l'art de la modélisation hydrologique à l'échelle locale, puis globale, et définir les enjeux de la mise à l'échelle des processus.

Pour ce faire : une description des différents processus hydrologiques continentaux est d'abord établie. La modélisation numérique de ces processus à l'échelle locale est ensuite abordée, avec une présentation des modèles de type distribués à base physique. L'approche de modélisation adoptée à l'échelle globale, dans les modèles de surface continentale (LSM) de type colonne (cas (a) table 1), est ensuite exposée et discutée. Enfin, un état des lieux des différents travaux menés dans l'objectif d'implémenter les processus physiques locaux dans ces LSM est présenté.

1.1 Unité géographique de base et principaux flux de l'hydrologie continentale

Les océans, l'atmosphère et les continents sont les trois réservoirs entre lesquels circule l'eau, pour former ce qu'on appelle le cycle de l'eau. Les mouvements de l'eau à l'intérieur du cycle s'opèrent selon différents processus, schématisés en figure 1.1. Les océans, qui contiennent à eux seuls 96 % du volume d'eau total, échangent de l'eau avec l'atmosphère par évaporation. La vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est ensuite amenée, selon les conditions en pression et en température, à se condenser pour produire des précipitations sous forme de pluie ou de neige. L'eau précipitée au niveau des continents est

ensuite acheminée vers les océans, ou bien retournée vers l'atmosphère, via différents processus composant l'**hydrologie continentale**. Ce paragraphe a pour objectif de présenter ces différents processus hydrologiques continentaux. Dans un premier temps, le bassin versant, qui représente l'unité de base pour l'étude de ces processus, est défini. Les différents écoulements ainsi que les processus d'évapotranspiration sont ensuite décrits.

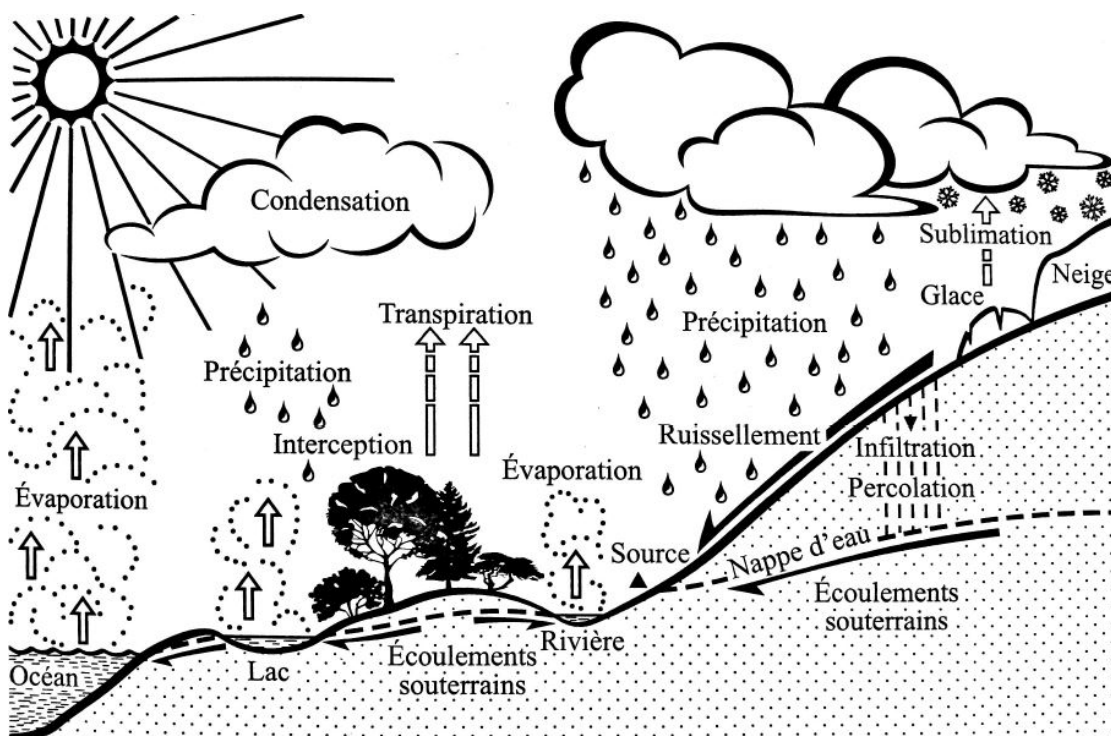


Figure 1.1 – Schéma des différents processus formant le cycle de l'eau, d'après [Anctil et al. \(2012\)](#)

1.1.1 Le bassin versant : unité de base en hydrologie

Définition

Une goutte de précipitation atteignant la surface du sol peut suivre plusieurs cheminements. Néanmoins, dans le cas où cette goutte n'est pas retournée à l'atmosphère par évapotranspiration, elle converge nécessairement vers le réseau hydrographique. Ainsi, en se plaçant en un point quelconque du réseau hydrographique, que l'on nomme exutoire, il est possible de dessiner le domaine géographique dont le drainage contribue au débit en ce point. Ce domaine est appelé bassin versant. Il est délimité topographiquement par les lignes de crêtes,

aussi appelées lignes de partage des eaux (figure 1.2). Les nappes d'eau souterraine présentent parfois des limites de partage des eaux différentes des limites topographiques, néanmoins ces différences sont couramment négligées.

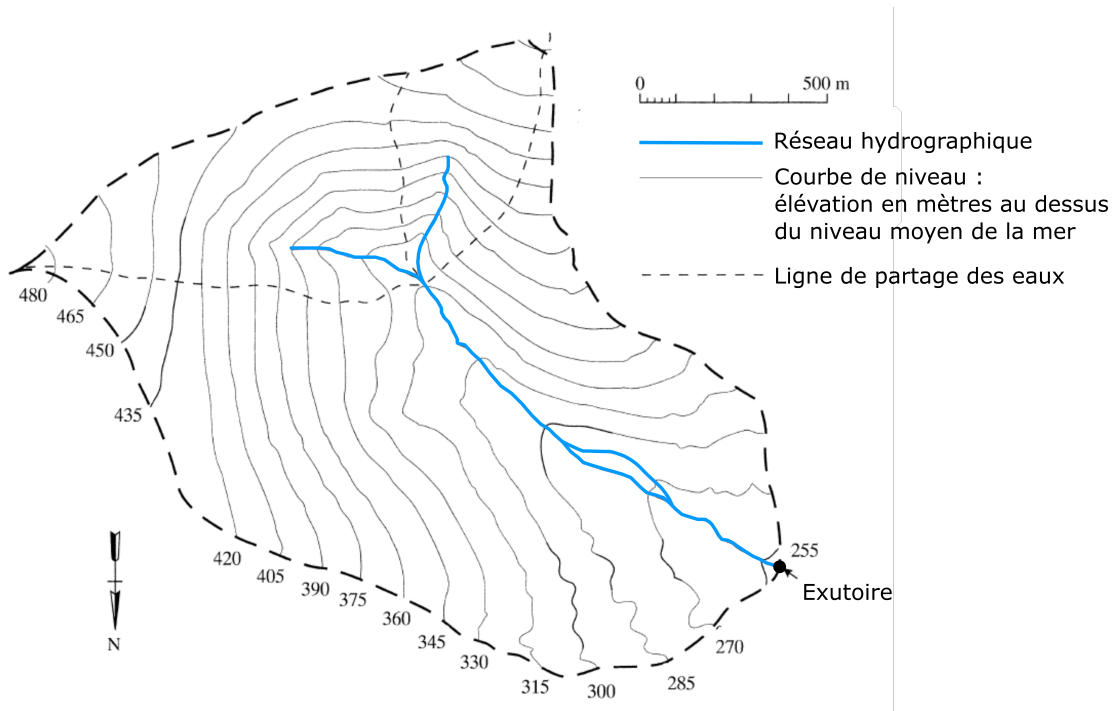


Figure 1.2 – Exemple de délimitation topographique d'un bassin versant, adapté d'après [Dingman \(2015\)](#)

Le bassin versant constitue l'unité géographique de base en hydrologie puisqu'il permet de considérer le débit sortant à l'exutoire comme étant la résultante 1) du flux entrant, i.e. les précipitations et 2) des différents processus d'écoulements et d'évapotranspiration, contrôlés par les caractéristiques du bassin : la topographie, la géologie, les types de sols et leur occupation.

Bilan hydrique

La description la plus simple de l'hydrologie d'un bassin versant est donnée par son bilan hydrique. Celui-ci est issu de l'application de l'équation de conservation de la masse :

$$\Delta S = P - (Q + Int + Tr + Ev) . \quad (1.1)$$

Pour une période de temps donnée, la variation du volume d'eau dans le bassin versant, aussi appelée variation d'emménagement $\Delta S [L^3]$, est égale à la

différence entre le volume d'eau entrant et le volume d'eau sortant. Le volume entrant est donné par le volume des précipitations $P [L^3]$. Le volume d'eau sortant correspond à la somme du volume exfiltré via le débit à l'exutoire $Q [L^3]$ et du volume évapotranspiré. Ce dernier se compose du volume perdu par interception $Int [L^3]$, du volume transpiré par la végétation $Tr [L^3]$, et enfin du volume évaporé $Ev [L^3]$. L'ensemble de ces processus, schématisé en figure 1.1, est décrit plus en détail par la suite.

1.1.2 Écoulement en milieu poreux et ruissellement

Les roches et les sols constituent des milieux poreux : ils sont composés de particules minérales plus ou moins cimentées, entre lesquelles des espaces vides sont remplis par des fluides (liquides ou gaz). Ainsi, les processus d'écoulements observés au sein d'un bassin versant répondent à la physique des écoulements en milieu poreux (Freeze et Cherry, 1979; Hillel, 2003; De Marsily, 2004).

Porosité et teneur en eau

La porosité d'un milieu, notée $\omega [-]$, se définit comme le rapport entre le volume des pores et le volume total. Les valeurs rencontrées varient selon le type de milieu : quasiment nulle dans le cas des roches compactes, la porosité peut atteindre 0,5 pour les milieux sableux, et plus encore dans le cas des argiles.

Dans le cas d'un milieu non saturé, le milieu poreux est constitué de trois phases : la phase solide composée des particules minérales, ainsi que l'air et l'eau qui remplissent la porosité. On définit la teneur en eau du milieu, notée $\theta [-]$, comme le rapport entre le volume d'eau dans les pores $V_{eau} [L^3]$ et le volume total du milieu $V_T [L^3]$:

$$\theta = V_{eau}/V_T. \quad (1.2)$$

La teneur en eau θ est par conséquent comprise entre zéro (dans le cas d'un milieu complètement sec) et la porosité (dans le cas d'un milieu saturé) :

$$0 \leq \theta \leq \omega. \quad (1.3)$$

La saturation du milieu, notée $s [-]$, se définit comme le rapport entre la teneur en eau et la porosité :

$$s = \theta/\omega. \quad (1.4)$$

Par conséquent :

$$0 \leq s \leq 1. \quad (1.5)$$

Charge hydraulique

La description des écoulements en milieu poreux implique l'identification d'un gradient de charge hydraulique. De la même façon qu'un flux thermique au travers d'un solide se dirige des températures élevées vers les températures plus faibles, un écoulement d'eau en milieu poreux s'opère depuis les charges hydrauliques élevées vers les charges hydrauliques plus faibles. En un point donné de l'espace, la charge hydraulique, notée h [L], d'un fluide incompressible soumis à la seule gravité est décrite par l'équation de Bernoulli :

$$h = \frac{u^2}{2g} + \frac{p}{\rho g} + z, \quad (1.6)$$

avec u [LT^{-1}] la vitesse du fluide, g [LT^{-2}] l'accélération de la pesanteur, p [$ML^{-1}T^{-2}$] la pression du fluide, ρ [ML^{-3}] la masse volumique du fluide, et z [L] l'élévation du point considéré. Les vitesses d'écoulement en milieu poreux étant très lentes, le terme $\frac{u^2}{2g}$ est négligé et la charge s'écrit

$$h = \psi + z, \quad (1.7)$$

avec $\psi = \frac{p}{\rho g}$ [L] la hauteur de pression. Notons que la pression atmosphérique est usuellement fixée à zéro, ce qui implique que la pression p du fluide est définie de façon relative à la pression atmosphérique.

Pression ψ en milieux saturés et non saturés

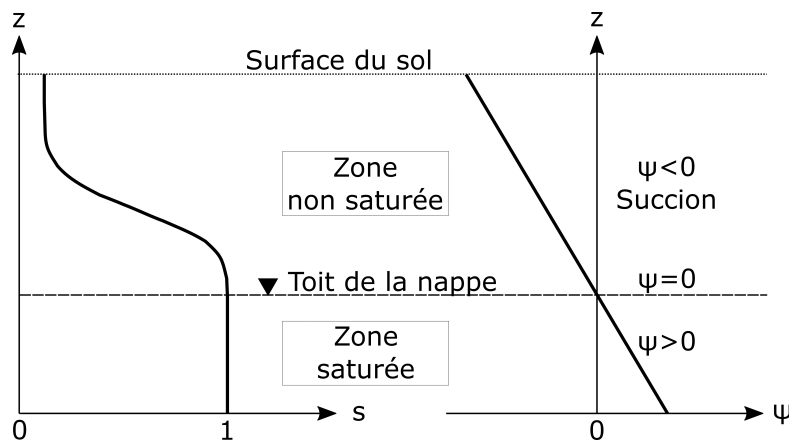


Figure 1.3 – Exemple de profil à l'équilibre de saturation s et de pression ψ en fonction de l'élévation z .

La figure 1.3 montre l'évolution de ψ , en parallèle avec l'évolution de la saturation s , le long d'un profil vertical sous la surface du sol. Le profil est dessiné à l'équilibre hydrostatique, c'est-à-dire pour un gradient de charge nul, ce qui implique l'absence de force motrice. La pression ψ évolue alors linéairement avec z . Dans la zone saturée, $s = 1$ et $\psi > 0$. La surface à laquelle $\psi = 0$ correspond au toit de la nappe. En zone non saturée, la saturation décroît progressivement à mesure que l'on s'éloigne du toit de la nappe, et ψ devient négative : on parle de succion. Cette succion résulte à la fois du mécanisme d'adsorption, qui forme des enveloppes d'hydratation autour des particules minérales, et du mécanisme de capillarité. Prédominant dans les milieux sableux, ce dernier mécanisme s'explique avec la formation par l'eau de ménisques concaves entre les particules solides (figure 1.4). En effet cela engendre une différence de pression de part et d'autre de l'interface air-eau. Cette différence entre la pression de l'air P_{air} et la pression de l'eau p est appelée pression capillaire $P_c [ML^{-1}T^{-2}]$:

$$P_c = P_{air} - p. \quad (1.8)$$

La phase air étant supposée continue et sa pression étant considérée à l'équilibre avec la pression atmosphérique, on en déduit $p = -P_c$. De cette façon la pression de l'eau est bien négative.

La pression capillaire P_c peut d'autre part être décrite en fonction de la tension superficielle $\sigma_{ae} [MT^{-2}]$ entre l'air et l'eau, ainsi que du rayon de courbure $R [L]$ du ménisque (figure 1.4) :

$$P_c = \frac{2\sigma_{ae}}{R}. \quad (1.9)$$

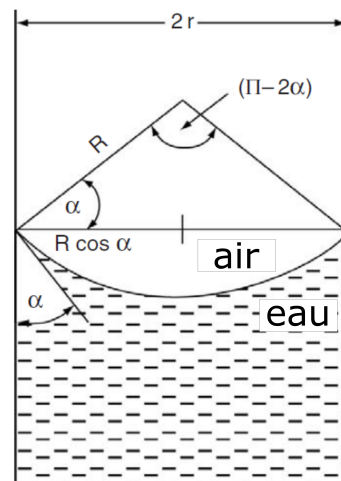


Figure 1.4 – Schéma d'un ménisque formé par l'eau entre deux particules minérales du milieu poreux non saturé, tiré de [Hillel \(2003\)](#). Avec α l'angle de contact de l'eau sur le solide et R le rayon de courbure du ménisque.

La tension superficielle étant constante entre deux fluides donnés (elle varie uniquement avec la température), on observe que plus le rayon de courbure est petit, plus la pression capillaire est importante et plus la pression de l'eau est négative. C'est ce qu'il se passe lorsque le milieu se désature. Il apparaît ainsi que la teneur en eau du milieu est fonction de la pression : $\theta = \theta(\psi)$.

Vitesse de Darcy

Dans son rapport publié en 1856, Henry Darcy étudie l'écoulement au travers d'un cylindre incliné rempli de sable saturé en eau (figure 1.5). Il démontre alors que le rapport entre le débit sortant Q [L^3T^{-1}] et la section du cylindre A [L^2] est directement proportionnel au gradient de charge hydraulique. Ce rapport, noté v [LT^{-1}] est appelé vitesse de Darcy :

$$v = \frac{Q}{A} = -K \frac{\Delta h}{\Delta l}. \quad (1.10)$$

La constante de proportionnalité K [LT^{-1}] correspond à la conductivité hydraulique, qui est fonction de la perméabilité du milieu et des propriétés (masse volumique et viscosité) du fluide.

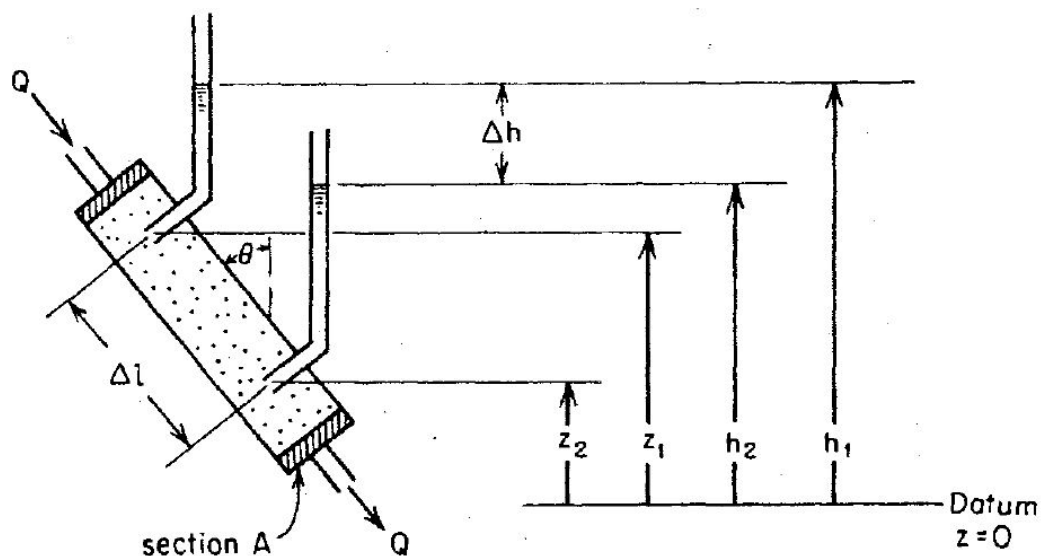


Figure 1.5 – Schéma de l'expérimentation de Darcy, tiré de [Freeze et Cherry \(1979\)](#)

Par ailleurs, la conductivité hydraulique est fonction de la teneur en eau du milieu. Dans un milieu saturé, la phase eau est continue et K est maximale. Or

lorsque le milieu se désature, les pores les plus larges se vident en premier sous l'action de la succion. Cela cantonne l'écoulement au travers des pores plus petits, et rallonge le parcours de l'eau. Par conséquent la conductivité hydraulique décroît en milieu non saturé : $K = K(\theta)$. Et étant donné que $\theta = \theta(\psi)$, il est également possible d'écrire $K = K(\psi)$.

Généralisée aux écoulements tridimensionnels ainsi qu'aux écoulements en zone non saturée, la loi de Darcy devient

$$\vec{v} = -K(\psi) \vec{\nabla} h. \quad (1.11)$$

Courbes caractéristiques de rétention hydrique et de conductivité hydraulique

Les fonctions $K(\psi)$ et $\theta(\psi)$ dépendent des propriétés du milieu poreux. La complexité des phénomènes d'adsorption et de capillarité a conduit différents auteurs à proposer des lois empiriques reliant K et θ à la pression ψ . De telles lois sont par exemple proposées par [Van Genuchten \(1980\)](#) :

$$s_e(\psi) = \frac{s - s_r}{1 - s_r} = \begin{cases} \frac{1}{(1 + (|\alpha\psi|)^n)^m} & \text{if } \psi < 0 \\ 1 & \text{if } \psi \geq 0 \end{cases} \quad (1.12)$$

$$K(\psi) = K_s \times k_r(\psi) = K_s \times \left[s_e(\psi)^{1/2} (1 - (1 - s_e(\psi)^{1/m})^m)^2 \right] \quad (1.13)$$

Avec $s_e(\psi)$ [–] la saturation efficace, s [–] la saturation, s_r [–] la saturation résiduelle, K_s [LT^{-1}] la conductivité hydraulique à saturation, $k_r(\psi)$ [–] la conductivité relative, α [L^{-1}] et n [–] les paramètres dits de Van Genuchten relatifs aux propriétés du milieu considéré et $m = 1 - (1/n)$ [–].

Les valeurs $s_e(\psi)$ et $k_r(\psi)$ calculées à l'aide des lois de Van Genuchten pour trois types de sols sont tracées sur la figure 1.6. Les trois types de sols et leurs paramètres respectifs sont tirés de [Weill \(2007\)](#) et sont recensés dans la table 1.1. Il s'agit d'un sol sableux, et de deux sols argilo-marneux. Il apparaît que la saturation du sol sableux décroît très rapidement avec la succion, alors que les sols argileux montrent des courbes aux pentes moins franches. En effet, dans les sols sableux, la saturation ainsi que la conductivité hydraulique décroissent considérablement dès que les pores les plus larges sont désaturés. Dans les sols argileux, le phénomène d'adsorption prédomine et conduit à une décroissance plus progressive de la saturation avec la succion.

Table 1.1 – Porosité ω (–), saturation résiduelle s_r (–), paramètres de Van Genuchten α (m^{-1}) et n (–), et conductivité hydraulique à saturation K_s (ms^{-1}) pour trois types de sols tirés de [Weill \(2007\)](#).

Type de sol	ω (–)	s_r (–)	α (m^{-1})	n (–)	K_s (ms^{-1})
Sable	0.5	0.10	3.7	5	3×10^{-5}
Loam argileux	0.55	0.42	3.6	1.9	5×10^{-6}
Loam argilo-marneux	0.41	0.24	1.9	1.31	7×10^{-7}

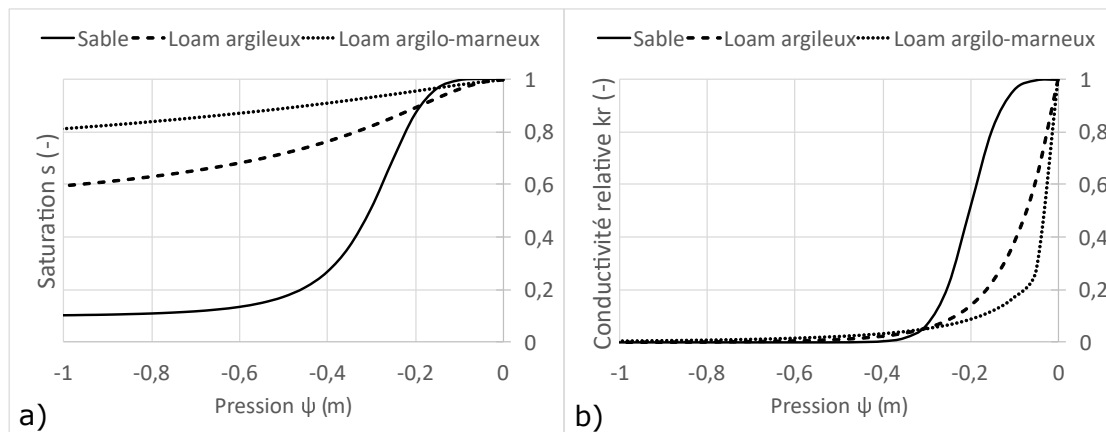


Figure 1.6 – Courbes caractéristiques a) de rétention hydrique et b) de conductivité hydraulique relative, calculées à l'aide des lois empiriques de Van Genuchten pour trois types de sols tirés de [Weill \(2007\)](#)

Équation de continuité

La conservation de la masse de fluide au cours d'un écoulement en milieu poreux est décrite par l'équation de continuité

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{v} = 0, \quad (1.14)$$

avec θ [L] la teneur en eau et $\vec{v}$ [LT^{-1}] la vitesse de l'eau. Cette équation énonce simplement que la variation dans le temps du volume d'eau dans un volume fixé est égale à la somme des flux traversant ce volume.

Équation de diffusivité en milieux saturés et non saturés

Combinée avec la loi de Darcy vue précédemment, la loi de continuité donne l'équation d'écoulement en milieu poreux dite équation de diffusivité :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (K(\psi) \vec{\nabla} h) \quad (1.15)$$

$$\Leftrightarrow S_s(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (K(\psi) \vec{\nabla} h) \quad (1.16)$$

$$\text{avec } \begin{cases} S_s(h) = C(h) & \text{si } h \leq 0 \\ S_s(h) = S_e & \text{si } h > 0 \end{cases} \quad (1.17)$$

Dans le cas d'un écoulement en milieu non saturé, le terme $S_s(h)$ équivaut à $C(h)$ [L^{-1}] qui représente la capacité capillaire, soit $\frac{\partial \theta}{\partial h}$. L'équation de diffusivité en milieu non saturé est aussi appelée équation de Richards. Sa résolution nécessite la connaissance des courbes caractéristiques du milieu, $K(\psi)$ et $\theta(\psi)$.

Dans le cas d'un écoulement en milieu saturé, le terme $S_s(h)$ équivaut à S_e [L^{-1}], le coefficient d'emmagasinement. De plus, la conductivité hydraulique $K(\psi)$ équivaut dans ce cas à K_s , la conductivité hydraulique à saturation (i.e. maximale).

Ruissellement

Lorsque les précipitations atteignent la surface du sol, deux mécanismes peuvent être à l'origine d'un ruissellement, c'est à dire d'un écoulement d'eau en surface. On distingue le ruissellement sur surface saturée, aussi appelé ruissellement de Dunne ([Dunne et Black, 1970](#)), et le ruissellement par dépassement d'infiltrabilité, aussi appelé ruissellement hortonien ([Horton, 1933](#)).

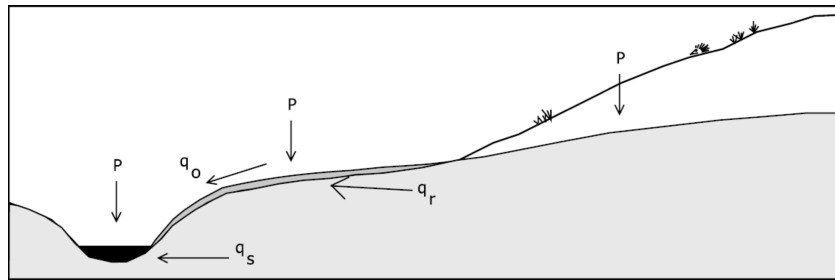


Figure 1.7 – Schéma de ruissellement de Dunne, avec q_0 le débit ruisselé, P le débit précipité, et q_s et q_r les débits liés aux écoulements souterrains. D'après [Beven \(2012\)](#).

Au niveau des fonds de vallées, au voisinage du réseau hydrographique, il est fréquent que la nappe soit peu profonde, voire affleurante, créant alors une surface de suintement (figure 1.7). Le sol étant entièrement saturé, la pluie ne peut pas s'infiltrer et ruisselle vers le réseau hydrographique. Il s'agit du mécanisme de ruissellement décrit par [Dunne et Black \(1970\)](#).

D'autre part, [Horton \(1933\)](#) montre que dans le cas où l'intensité des précipitations excède la capacité d'infiltration du sol, l'excédent d'eau est ruisselé. La figure 1.8 illustre l'évolution de l'infiltration $i(t)$ [LT^{-1}] au cours d'un événement pluvieux d'intensité constante P [LT^{-1}]. Dans un premier temps, l'ensemble de la hauteur d'eau précipitée s'infiltré et humidifie les premiers centimètres de sol. Au temps t_{sub} (temps de submersion), la partie supérieure du sol devient entièrement saturée, conduisant la capacité d'infiltration à décroître. La vitesse d'infiltration tend alors vers la conductivité hydraulique à saturation du sol. La hauteur ruisselée R_{uiss} [L] vaut

$$R_{uiss} = \int_{t_{sub}}^t (i(t) - P) dt. \quad (1.18)$$

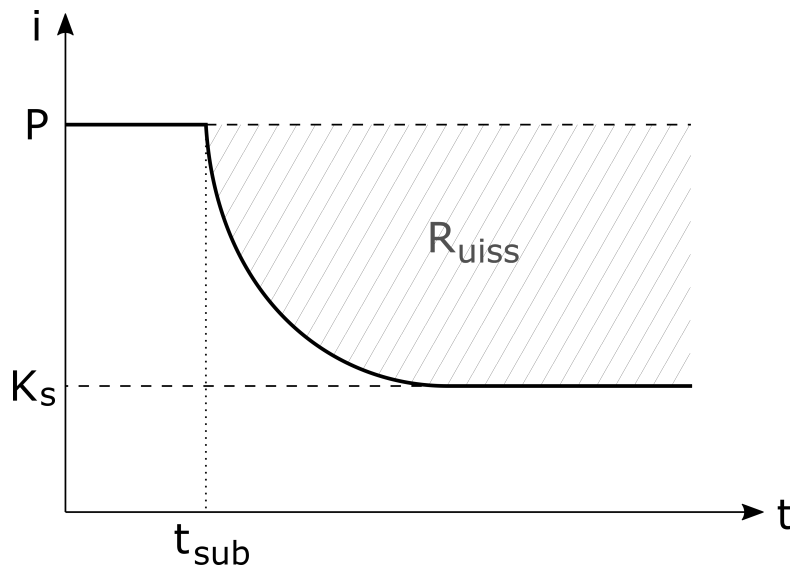


Figure 1.8 – Évolution temporelle de l'infiltration $i(t)$ [LT^{-1}] au cours d'un événement pluvieux d'intensité constante P [LT^{-1}]. Avec K_s [LT^{-1}] la conductivité hydraulique à saturation, t_{sub} [T] le temps de submersion et R_{uiss} [L] la hauteur d'eau ruisselée.

1.1.3 Transfert vers l'atmosphère par évapotranspiration

Une portion de l'eau apportée par les précipitations va se diriger vers l'exutoire du bassin versant via les processus d'écoulement décrits précédemment. Une autre portion, quant à elle, retourne vers l'atmosphère via les processus d'évapotranspiration. On parle d'évapotranspiration pour évoquer conjointement les deux processus de vaporisation de l'eau : l'évaporation et la transpiration (Hillel, 1998).

Évaporation

L'évaporation peut avoir lieu au niveau des sols nus, des surfaces libres et du feuillage. Dans ce dernier cas on parle de perte par interception : il s'agit de l'évaporation de l'eau retenue (interceptée) à la surface du feuillage après précipitation.

Pour qu'il y ait évaporation, il faut que suffisamment d'énergie soit apportée, notamment par le rayonnement solaire. La quantité d'énergie nécessaire pour vaporiser une quantité unitaire d'eau est appelée chaleur latente. Celle-ci est de $2,5 \times 10^6$ J/kg pour une eau à 15°C. L'évaporation nécessite également un gradient de pression de vapeur entre la surface de l'étendue d'eau et l'atmosphère. La pression de vapeur désigne la pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air. La pression de vapeur saturante correspond à la pression partielle de la vapeur d'eau pour laquelle l'air contient le maximum de vapeur d'eau possible à une température donnée. Plus la température de l'air augmente, plus la pression de vapeur saturante augmente, et plus l'air peut contenir une quantité importante de vapeur d'eau. La température de l'air influe ainsi sur le phénomène d'évaporation. C'est le cas également du vent, qui facilite l'évaporation. Il permet en effet un renouvellement de l'air à la surface de l'étendue d'eau, maintenant de cette façon le gradient d'humidité. Le rayonnement solaire, l'humidité et la température de l'air, ainsi que le vent, fixent la demande évaporative de l'atmosphère.

Dans le cas de l'évaporation depuis un sol, la demande atmosphérique n'est pas l'unique facteur déterminant. En effet, l'évaporation va également dépendre de la capacité du sol à fournir de l'eau. Cette capacité est définie par la teneur en eau du sol ainsi que par sa conductivité hydraulique, et dépend donc de la succion.

Transpiration

La transpiration qualifie le flux d'eau du sol à l'atmosphère via la végétation. L'ensemble désignant le sol, la plante et l'atmosphère est communément

appelé le continuum sol-végétation-atmosphère. Absorbée par le système racinaire, l'eau circule au travers du système vasculaire de la plante. Elle est ensuite cédée à l'atmosphère au niveau des stomates, structures assurant les échanges gazeux plante-atmosphère. Cette circulation d'eau est activée par le gradient de potentiel hydrique le long du continuum (figure 1.9).

De la même façon que l'évaporation, la transpiration est soumise à la demande atmosphérique, ainsi qu'à la capacité du sol à fournir de l'eau au système racinaire. De plus, la transpiration est soumise à la teneur en gaz carbonique dans l'atmosphère ainsi qu'aux caractéristiques de la plante : son espèce, son âge, sa densité foliaire ou encore sa densité racinaire.

Notons que la demande atmosphérique est également nommée évapotranspiration potentielle. En d'autres termes, il s'agit de la capacité maximale d'eau susceptible d'être évapotranspirée dans le cas où la quantité d'eau disponible n'est pas limitante.

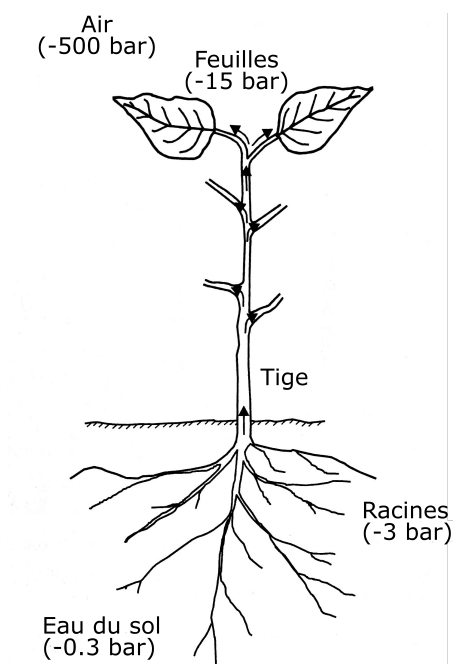


Figure 1.9 - Gradient de potentiel hydrique le long du continuum sol-végétation-atmosphère, d'après (Hillel, 1998).

1.2 À l'échelle locale : modélisation distribuée à base physique

L'hydrologie des bassins versants est modélisée par la communauté des hydrologues afin d'améliorer la compréhension des processus et de prédire les sécheresses, les crues, on encore l'impact des changements environnementaux sur l'hydrologie des bassins. Diverses approches de modélisation existent. Parmi elles, l'approche distribuée à base physique permet la modélisation des processus à l'échelle locale. Dans un premier temps, cette approche est située dans le panorama des différents types de modèles, puis elle est présentée. Ensuite, son application pour la mise en évidence de l'influence des nappes sur les flux d'évapotranspiration est abordée. Enfin, les limites de cette approche sont discutées.

1.2.1 L'approche de modélisation

Positionnement dans le panorama des approches

Les modèles hydrologiques existants peuvent être classés selon différents critères ([Brachowitz et Clark, 2017](#)) : la simplification spatiale (modèle distribué, semi-distribué ou réduit), la simplification des processus (modèle à base physique ou conceptuel), et enfin l'architecture (modèle continu ou de réservoirs). Le graphique en figure 1.10 montre une classification, selon ces critères, des principaux modèles utilisés. En ordonnée figure le degré de complexité des processus, en abscisse figure la résolution spatiale, tandis que le dégradé de gris traduit le spectre allant des modèles à réservoirs jusqu'aux modèles continus. Ainsi, dans la partie inférieure gauche du graphique figurent les modèles conceptuels, réduits, et à réservoirs. Ces derniers considèrent le bassin comme une unique entité spatiale et conceptualisent son hydrologie au travers d'une série de réservoirs, ainsi que d'un ensemble réduit de paramètres obtenus par étalonnage. C'est le cas par exemple des modèles GR, tel que GR4J ([Perrin et al., 2003](#)), développés à l'INRAE (Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'Alimentation et l'Environnement). Dans la partie centrale du graphique figurent les modèles semi-distribués qui décomposent le bassin en plusieurs sous-unités. C'est la cas par exemple de TOPMODEL ([Beven et Kirkby, 1979](#)). Les modèles distribués à base physique figurent quant à eux à l'extrémité du spectre. Ils reposent sur la physique des écoulements présentée précédemment, et simulent les processus hydrologiques à des résolutions spatiales et temporelles fines. Ils permettent ainsi l'analyse des processus à échelle locale (échelle de l'échantillon, figure 1.10).

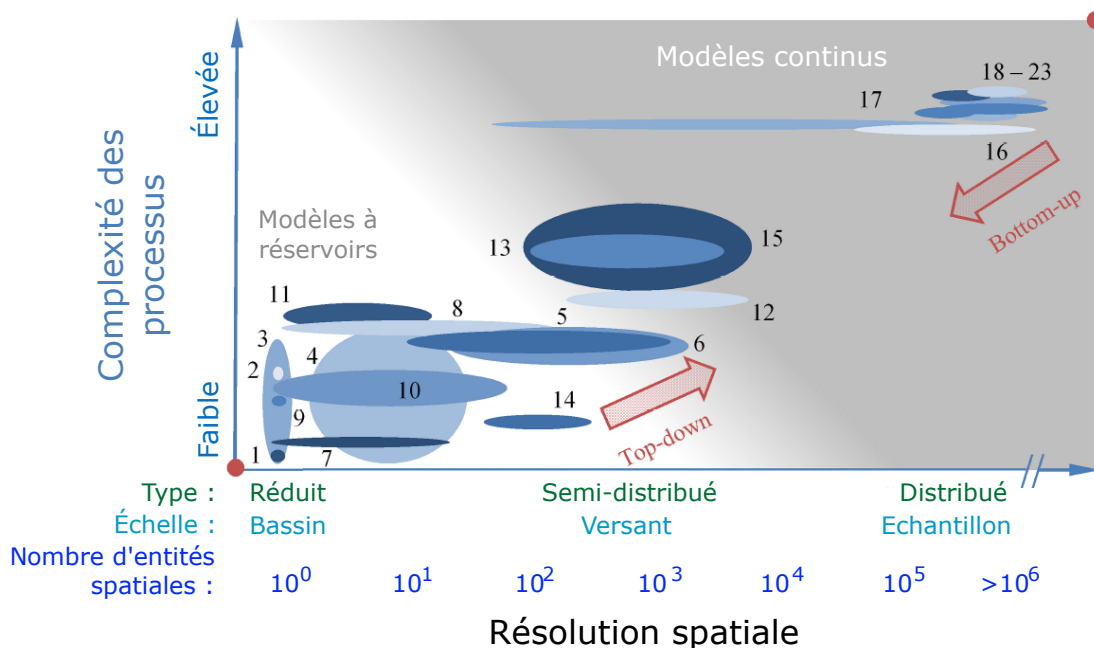


Figure 1.10 – Classification des modèles couramment utilisés par la communauté des hydrologues à l'échelle du bassin versant. Tiré de [Hrachowitz et Clark \(2017\)](#). En ordonnée : le degré de complexité des processus modélisés. En abscisse : la résolution spatiale, allant du modèle réduit à une seule entité spatiale pour le bassin, au modèle semi-distribué découpant le bassin en versants, jusqu'au modèle distribué discrétisant le bassin en "échantillons" (plus de 10^6 entités spatiales). Quelques modèles (se référer à [Hrachowitz et Clark \(2017\)](#) pour obtenir l'ensemble des références) : 1. Hydrogramme unitaire ([Sherman, 1932](#)) ; 7 : SWAT ([Arnold et al., 2012](#)) ; 9 : GR4J ([Perrin et al., 2003](#)) ; 12 : TOPMODEL ([Beven et Kirkby, 1979](#)) ; 18 à 23 : ParFlow ([Maxwell et al., 2009](#)), HYDRUS-3D ([Šimunek et al., 2012](#)), CATHY ([Camporese et al., 2010](#)), HydroGeoSphere ([Therrien et al., 2010](#)).

Présentation de l'approche distribuée à base physique

L'approche distribuée à base physique repose sur la résolution numérique des équations aux dérivées partielles décrivant les écoulements, via différents schémas de discrétisation spatiale et temporelle. Pour les écoulements de subsurface, par exemple, la résolution numérique de l'équation de Richards résulte en une valeur de charge hydraulique pour chaque noeud du maillage et pour chaque temps considéré. Cette approche offre ainsi une description fine, dans le temps et dans l'espace, des écoulements. D'abord introduite par [Freeze et Harlan \(1969\)](#), l'approche distribuée à base physique s'est ensuite développée avec l'évolution des capacités de calcul, de même qu'avec l'évolution des méthodes

numériques (Paniconi et Putti, 2015). Plusieurs modèles ont alors été conçus (e.g. ParFlow (Maxwell *et al.*, 2009), HYDRUS-3D (Šimunek *et al.*, 2012), CATHY (Camporese *et al.*, 2010), HydroGeoSphere (Therrien *et al.*, 2010)). Ces modèles simulent de façon intégrée les écoulements de surface et de sub-surface, de même que l'évapotranspiration. Certains modèles possèdent leur propre calcul de l'évapotranspiration à partir d'un forçage en évapotranspiration potentielle ou en données atmosphériques. D'autres modèles sont quant à eux couplés avec des modèles de surface continentale qui calculent le bilan d'énergie en surface. C'est le cas par exemple du code ParFlow couplé avec le modèle de surface continentale CLM (Maxwell et Miller, 2005).

1.2.2 Mise en évidence de l'influence des nappes sur l'évapotranspiration

Permettant une modélisation intégrée à haute résolution des processus hydrologiques, les modèles à base physique sont des outils puissants de compréhension et de prédiction de ces processus. Le modèle Parflow-CLM cité précédemment est notamment utilisé par Kollet et Maxwell (2008) afin de mettre en évidence l'influence des nappes sur les flux d'évapotranspiration. Pour cela, l'hydrologie du bassin versant du Little Washita (Oklahoma, USA) est simulée sur une année hydrologique. L'interdépendance entre la profondeur de la nappe et le bilan d'énergie de surface simulés est analysée.

L'évolution moyenne annuelle du flux de chaleur latente obtenue en fonction de la profondeur de la nappe est montrée sur la figure 1.11. Ce résultat est détaillé selon le type de végétation (prairie, arbustes, cultures et forêts de feuillus). Rappelons que le flux de chaleur traduit la quantité d'eau évapotranspirée, sachant que 2.5 MJ sont nécessaires pour évapotranspirer un kilogramme d'eau à 15°C. Les courbes obtenues se composent de trois segments de droite : 1) un segment horizontal traduisant une évapotranspiration constante pour une nappe inférieure à 2 m de profondeur; 2) un segment de pente négative traduisant une évapotranspiration décroissante pour une nappe entre 2 et 5 m de profondeur; 3) à nouveau un segment horizontal montrant une évapotranspiration constante pour une nappe située à plus de 5 m de profondeur.

L'évolution observée des flux d'évapotranspiration en fonction de la profondeur du toit de la nappe est expliquée par Kollet et Maxwell (2008) au travers d'un schéma conceptuel de versant se découpant en trois régions (figure 1.12) :

- La première région se situe en aval du versant et se caractérise par un aquifère peu profond ($< 10^0$ m). Au niveau de cette section du versant, la

quantité d'eau disponible n'est pas limitante pour le flux d'évapotranspiration qui est alors contrôlé uniquement par la demande atmosphérique.

- Dans la région intermédiaire, la nappe s'écarte progressivement de la surface du sol (profondeur de l'ordre de 10^0 m), conduisant à une décroissance du flux évapotranspiratoire.
- La troisième région correspond à une profondeur du toit de nappe supérieure à 10^0 m. Une déconnexion est alors observable entre la nappe et les processus d'évapotranspiration. L'évapotranspiration est par conséquent limitée par la disponibilité en eau qui dépend principalement des précipitations.

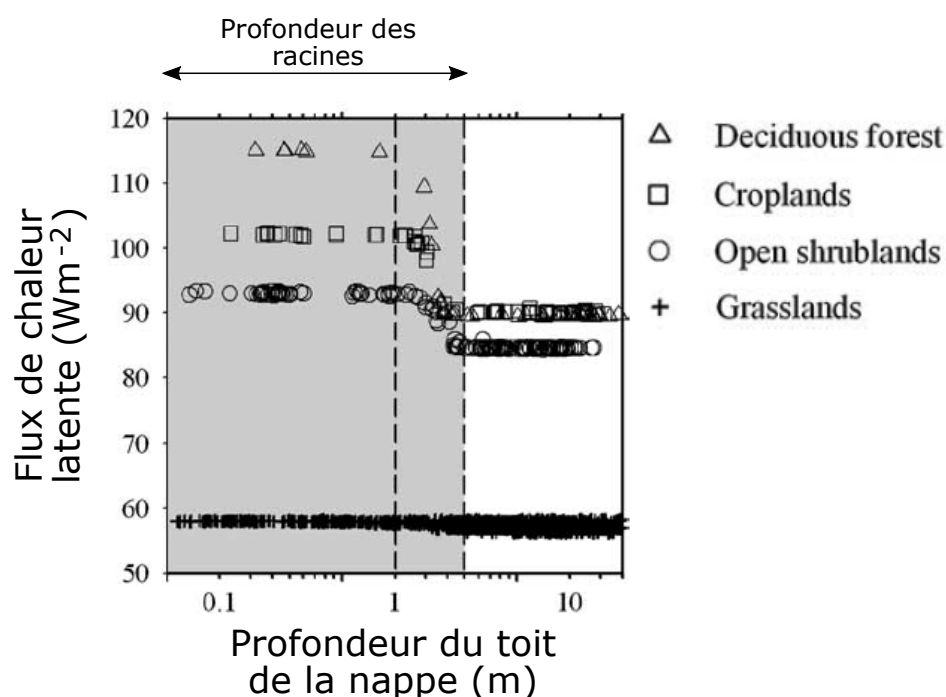


Figure 1.11 – Moyenne annuelle du flux de chaleur latente en fonction de la profondeur du toit de la nappe. Données simulées à partir de la modélisation ParFlow-CLM du bassin du Little Washita (Oklahoma, USA) par [Kollet et Maxwell \(2008\)](#). La zone grisée correspond à la profondeur des racines. Les lignes en pointillés délimitent les différents segments de droite correspondant aux régions 1, 2 et 3 de la figure 1.12.

En conclusion, l'approche de modélisation distribuée à base physique appliquée à l'échelle d'un bassin versant sur une année hydrologique permet l'analyse de l'interdépendance entre la profondeur des nappes souterraines et les

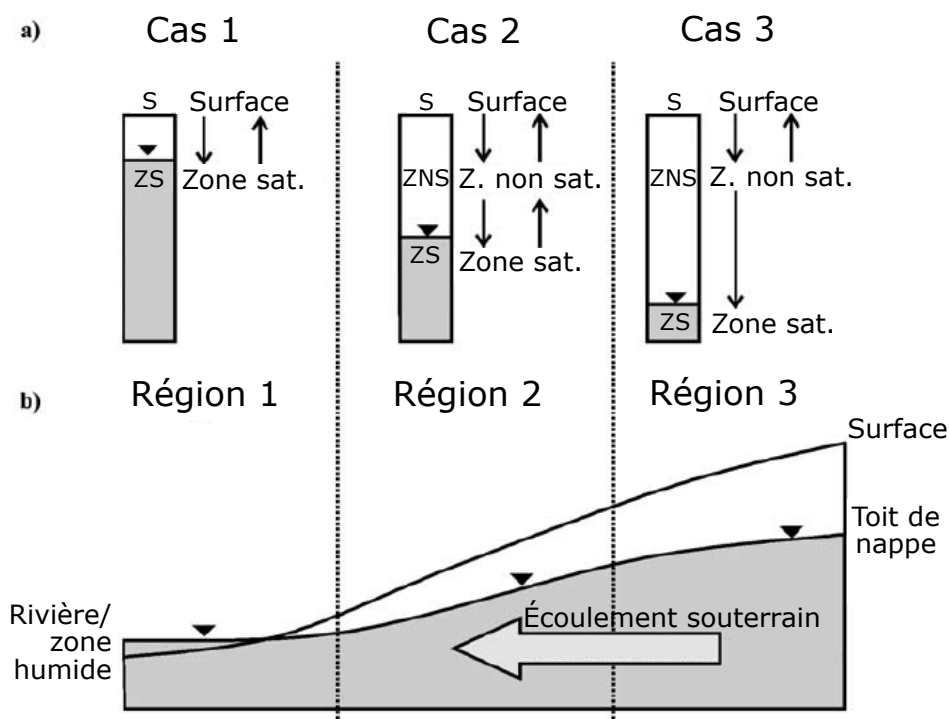


Figure 1.12 – a) Schéma de l'interaction entre zone saturée, zone non saturée et surface dans les trois cas de figure : aquifère affleurant ou peu profond (cas 1), toit de nappe de profondeur intermédiaire (cas 2), et toit de nappe profond (cas 3). b) Coupe du versant divisée en trois régions. D'après [Kollet et Maxwell \(2008\)](#).

flux d'évapotranspiration en surface. L'application du modèle ParFlow-CLM montre ici l'intérêt d'une telle approche de modélisation pour la compréhension des mécanismes locaux, telle que l'évapotranspiration et son contrôle par la disponibilité en eau le long des versants.

1.2.3 Limites de l'approche

La modélisation ParFlow-CLM du bassin du Little Washita ([Kollet et Maxwell, 2008](#)) est par ailleurs utilisée afin de prédire l'évolution de l'influence des nappes sur l'évapotranspiration sous différents scénarios climatiques ([Ferguson et Maxwell, 2010](#); [Maxwell et Kollet, 2008](#)). De la même façon, plusieurs études basées sur des modèles à base physique montrent l'impact du changement climatique sur les comportements hydrologiques de différents bassins versants ([Goderiaux et al., 2009](#); [Sulis et al., 2011](#); [Romano et al., 2018](#); [Cochand et al., 2019](#); [Persaud et al., 2020](#), e.g.). Ces travaux sont cependant conduits sur des bassins versants de taille limitée ($\leq 10^2 \text{ km}^2$) ou sur des périodes de temps relativement

courtes ($\leq 10^1$ années). En effet, l'application des modèles distribués à base physique aux grandes échelles spatiales et temporelles est aujourd'hui limitée par leur coût computationnel élevé.

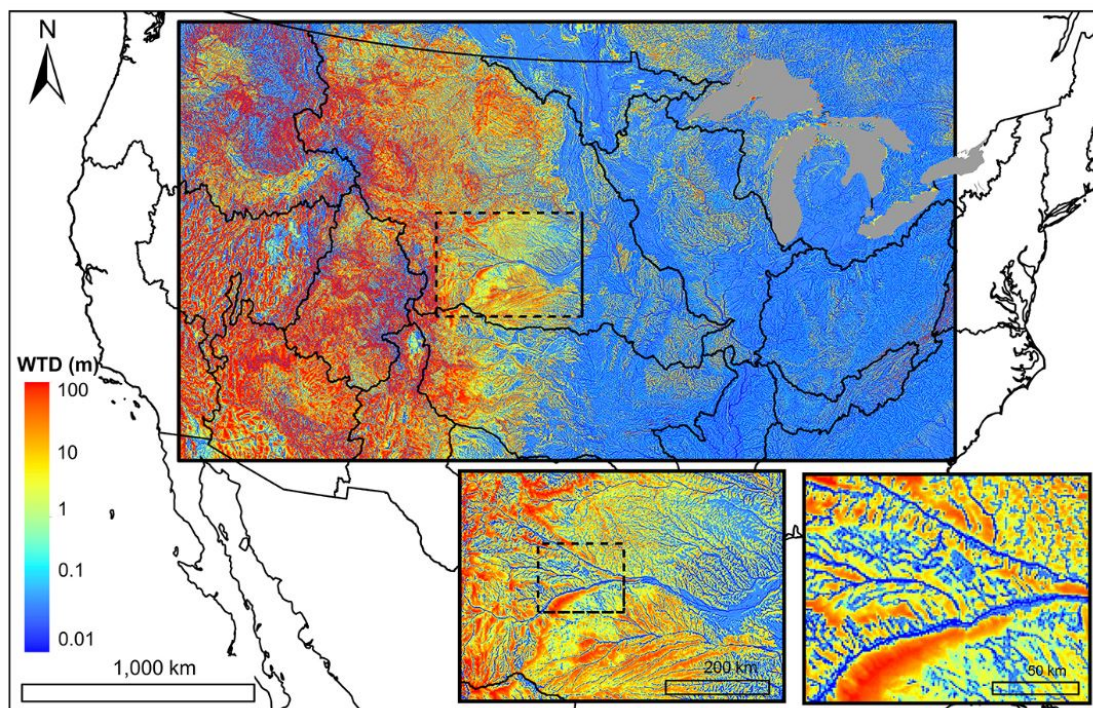


Figure 1.13 – Profondeur du toit de nappe simulée par [Maxwell et al. \(2015\)](#) sur 6.3×10^6 km² du continent Nord-Américain, à une résolution de 1 km, avec le code ParFlow-CLM.

Certaines méthodes sont mises en oeuvre pour contourner cette limite. Par exemple, [Erler et al. \(2019\)](#) étudient les impacts du changement climatique sur le bassin de la rivière Grand River, situé dans la région des Grands Lacs d'Amérique du Nord. Afin d'éviter le coût computationnel lié à l'utilisation du code HydroGeoSphere, l'étude est menée en régime permanent et le modèle est forcé avec les données climatiques mensuelles moyennées sur les 15 années étudiées. Cette approche permet l'étude de la variabilité saisonnière. La variabilité inter-annuelle est en revanche effacée. [Maxwell et al. \(2015\)](#) travaillent également en régime permanent lorsqu'ils simulent l'hydrologie d'une large partie du continent Nord-Américain (domaine de 6.3×10^6 km²) avec le code ParFlow-CLM à une résolution spatiale de 1 km. Ce travail a été le premier à appliquer l'approche distribuée à base physique à l'échelle continentale (figure 1.13). Des simulations transitoires sont par la suite effectuées, au pas de temps horaire, sur une ([Max-](#)

well et Condon, 2016) à quatre (O'Neill *et al.*, 2020) années hydrologiques. Si ces travaux démontrent la faisabilité d'une modélisation distribuée à base physique à grande échelle, les ressources utilisées restent cependant conséquentes : pour une année hydrologique simulée au pas de temps horaire, près de 300 000 heures de calcul et 14 terabytes de stockage sont nécessaires (O'Neill *et al.*, 2020).

Outre le coût computationnel élevé, l'approche nécessite également un nombre important de données, telles que les données topographiques, géologiques, les caractéristiques des sols, ou encore celles de la végétation. Jaros *et al.* (2019), qui modélisent une zone humide boréale du nord de la Finlande avec le code HydroGeoSphere, évoquent le manque de données comme étant un facteur plus limitant encore que le coût computationnel dans l'application de tels modèles.

En résumé, l'approche distribuée à base physique est un outil puissant de modélisation des processus locaux. Pour cela, elle nécessite des ressources de calcul, ainsi que des volumes de données conséquents. De ce fait, l'approche est aujourd'hui appliquée à des échelles spatiales et temporelles limitées. À l'échelle du globe, l'hydrologie est simulée par les modèles de surface continentale (appelés LSM, de l'anglais Land Surface Model), dont l'approche de type colonne est abordée dans le chapitre suivant.

1.3 À l'échelle globale : modélisation de la surface continentale

Comme évoqué précédemment, l'hydrologie est communément modélisée par la communauté des hydrologues à l'échelle du bassin, dans un but opérationnel de prévision et de gestion de la ressource. L'article de [Eagleson \(1986\)](#) souligne cependant l'importance de l'étude du cycle hydrologique non plus à l'échelle du bassin versant mais à l'échelle globale. En effet, le cycle de l'eau est composé d'un ensemble d'interactions entre continents, atmosphère et océans, et ne s'arrête donc pas aux limites d'un bassin. Moteur du climat, le cycle hydrologique est simulé à l'échelle globale par les modèles climatiques aussi appelés Modèles Systèmes Terre (ESM, de l'anglais Earth System Models). Au sein d'un ESM, l'hydrologie continentale est modélisée par les modèles de surface continentale (LSM, de l'anglais Land Surface Model). Dans une première partie, un bref historique de la modélisation des surface continentale est retracé. L'approche de modélisation de type colonne est ensuite présentée au travers de l'exemple du modèle ORCHIDEE. Enfin, les limites de cette approche sont abordées, mettant en évidence la nécessité pour ces LSM d'une mise à l'échelle des processus.

1.3.1 Historique

C'est à l'agence américaine d'observation océanique et atmosphérique aux États-Unis que sont développés dans les années soixante les premiers ESM ([Phillips, 1956](#); [Smagorinsky, 1963](#); [Smagorinsky et al., 1965](#); [Manabe et al., 1965](#)). Ceux-ci sont nés de l'émergence du calcul numérique ainsi que de l'ambition des météorologues à étendre leurs simulations à l'échelle globale ([Weart, 2010](#)). Seule la circulation atmosphérique était alors modélisée, et les surfaces continentale et océanique n'étaient pas différenciées. La surface du globe était considérée entièrement humide ([Manabe et al., 1965](#)).

Une première représentation de la surface continentale est proposée par [Manabe \(1969\)](#), qui modélise un sol de profondeur constante (1 m) pouvant contenir une hauteur maximale d'eau de 15 cm. Du ruissellement est produit par excès de saturation, et l'évaporation correspond à la demande atmosphérique jusqu'à une valeur critique de teneur en eau à partir de laquelle l'évaporation décroît linéairement. Chercheur affilié au centre national américain de recherche atmosphérique, [Deardorff \(1978\)](#) présente un modèle de surface continentale comprenant une hydrologie à deux couches de sol et une couche de végétation. Présentée comme une révolution ([Pitman, 2003](#)), la philosophie du modèle

de Deardorff (1978) a inspiré le développement de plusieurs LSM tels que BATS (Dickinson, 1984) ou SIB (Sellers *et al.*, 1986). Ces modèles incorporent une représentation plus précise de la végétation et sa physiologie. L'hydrologie des sols reste en revanche modélisée de façon relativement simple. Des efforts sont fournis plus tard avec la représentation de l'écoulement vertical au travers de plusieurs couches de sol par la résolution de l'équation de Richards (Viterbo et Beljaars, 1995; Cox *et al.*, 1999, e.g.). Aujourd'hui, une multitude de LSM hérités de ces développements résout les bilans d'énergie, d'eau et de carbone de la surface continentale. On peut citer par exemple CLM (Oleson *et al.*, 2010), Noah-MP (Niu *et al.*, 2011), ou encore le modèle ORCHIDEE développé à l'Institut Pierre Simon Laplace. Une généalogie des différents modèles est présentée par Bierkens (2015).

Il apparaît ainsi que la modélisation de l'hydrologie continentale à l'échelle globale a été développée à partir de la fin des années soixante par la communauté des météorologues et climatologues dont l'objectif était de comprendre l'évolution climatique planétaire. De ces développements résultent plusieurs LSM de type colonne dont l'architecture est détaillée dans le paragraphe suivant, au travers de l'exemple du modèle ORCHIDEE.

1.3.2 Architecture d'un modèle de surface continentale de type colonne : l'exemple d'ORCHIDEE

Appliqués à l'échelle du globe, les LSM de type colonne discrétisent horizontalement la surface continentale à une résolution de l'ordre de 20 à 200 km. Chaque cellule correspond à une colonne de sol de quelques mètres de profondeur. Dans le cas du modèle ORCHIDEE, deux mètres de sol sont considérés et discrétisés verticalement en onze couches (figure 1.14) (De Rosnay *et al.*, 2002; d'Orgeval *et al.*, 2008). L'écoulement vertical en une dimension au travers de ces deux mètres de sol est calculé avec l'équation de Richards. De plus, une condition à la limite de drainage libre est appliquée au bas de la colonne de sol. Les caractéristiques des sols sont extraites des cartes établies par Zobler (1986) ou Reynolds *et al.* (2000), et les relations de Van Genuchten sont utilisées pour établir les lois de rétention hydrique et de conductivité hydraulique. Un flux d'évapotranspiration est également calculé en fonction de la demande atmosphérique, de la teneur en eau du sol et des caractéristiques de végétation (profil de densité racinaire, densité de feuillage).

De cette façon, les grands bassins versants sont modélisés par un ensemble de colonnes de quelques mètres de sol reliées par un réseau de routage de surface. Dans le cas du modèle ORCHIDEE, chaque colonne dispose de trois réser-

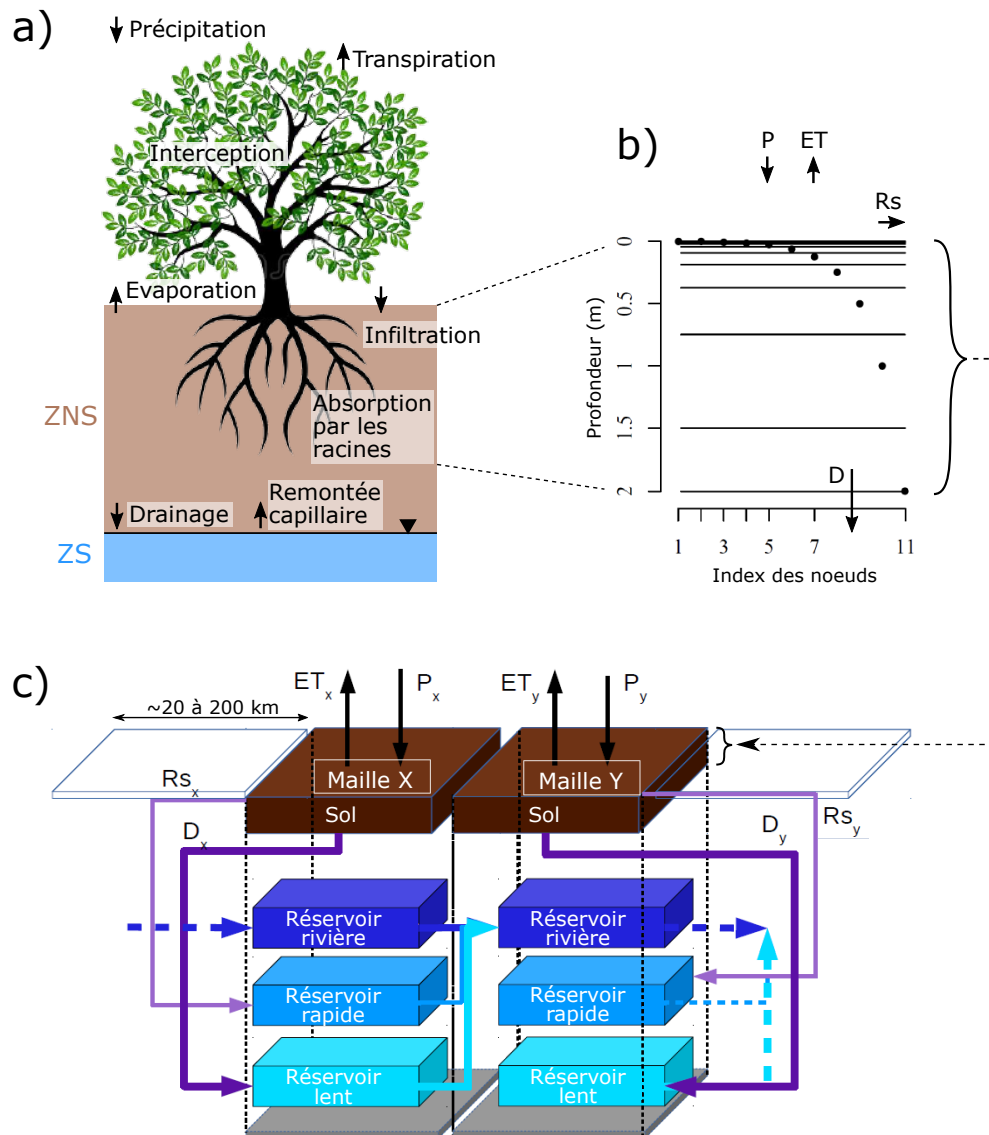


Figure 1.14 – Approche de modélisation hydrologique des LSM : l'exemple d'ORCHIDEE. a) Schéma des processus hydrologiques à l'échelle du continuum sol-végétation-atmosphère. ZS : Zone saturée. ZNS : Zone non saturée. b) Discrétisation du sol sur deux mètres de profondeur, avec application d'une condition à la limite de drainage libre au bas des deux mètres. P : Précipitation. ET : Evapotranspiration. Rs : Ruissellement. D : Drainage. D'après [Ducharne et al. \(2018\)](#). c) Routage au travers de trois réservoirs : rivière, rapide et lent. D'après [Guimberteau \(2015\)](#).

voirs de routage (figure 1.14) : un réservoir rapide alimenté par l'eau non infiltrée (i.e. ruissellée) au niveau de la colonne de sol, un réservoir lent alimenté par le drainage au bas de la colonne de sol, et un réservoir rivière alimenté par la vidange des réservoirs lent et rapide de la maille située en amont. Ces réservoirs conceptualisent respectivement les écoulements latéraux liés au ruissellement en surface, aux écoulements souterrains et aux écoulements en rivières.

1.3.3 Limites de l'approche

Ainsi, la surface continentale est représentée par un ensemble de larges (20 à 200 km) colonnes de sol de quelques mètres de profondeur et à drainage libre. Cette approche de modélisation repose sur l'hypothèse d'une nappe profonde entièrement déconnectée de la surface, ce qui correspond au cas 3 du modèle conceptuel de [Maxwell et Kollet \(2008\)](#) (figure 1.12, paragraphe 1.2.2). Or l'étude de [Maxwell et Kollet](#) a montré l'impact significatif des nappes de faibles profondeurs sur le flux évapotranspiratoire d'un bassin. [Fan et al. \(2013\)](#) combinent les données de profondeur de nappe mesurées sur plus de 1,6 million de sites sur l'ensemble des continents avec des données de modélisation ([Fan et Miguez-Macho, 2011](#)). De cette façon, ils estiment entre 22 et 32 % le pourcentage de surface continentale dont le flux d'évapotranspiration est influencé par les eaux souterraines. Par ailleurs, [Miguez-Macho et Fan \(2012\)](#) estiment que 20 à 40% de la surface du bassin amazonien présente une profondeur de nappe inférieure à deux mètres. Il apparaît ainsi que l'application du cas 3 de [Maxwell et Kollet](#) à l'ensemble de la surface continentale du globe est une hypothèse simplificatrice forte impliquant des biais non négligeables dans le calcul du flux évapotranspiratoire.

L'approche de calcul par les LSM des débits en rivière présente également certaines limites. [Dunne \(1983\)](#) répertorie trois mécanismes alimentant les débits en rivière : le ruissellement hortonien, l'écoulement de subsurface, et le ruissellement sur surface saturée. Ces mécanismes dépendent de différents facteurs : l'intensité des précipitations, les propriétés des sols, leur teneur en eau, ou encore la topographie. Le caractère spatialement hétérogène de ces facteurs à l'intérieur d'une maille continentale étant soit conceptualisé, soit négligé, le calcul des débits se fait de façon conceptuelle (e.g. l'approche par réservoirs d'ORCHIDEE). Ce type d'approche présente l'avantage d'être applicable à un moindre coût de calcul et requiert peu de données, ce qui est un atout considérable pour son application à l'échelle globale. La limitation souvent énoncée est celle du caractère effectif des paramètres qui sont obtenus par étalonnage et n'ont alors pas de réalité physique mesurable. Dans le cas d'ORCHIDEE, on peut par exemple citer les paramètres de temps associés à la vidange des réservoirs.

voirs. Ces derniers sont en partie étalonnés sur les débits du bassin versant du fleuve Sénégal (Guimberteau, 2015).

1.3.4 Nécessité de la mise à l'échelle des processus hydrologiques

Il existe aujourd'hui un consensus au sein de la communauté scientifique sur le besoin d'améliorer la représentation des processus hydrologiques dans les LSM. Clark *et al.* (2015) dégagent plusieurs pistes d'amélioration, notamment autour de la représentation de la dynamique des eaux souterraines et de la simulation des débits par la représentation des interactions nappes-rivières. De cette façon, une approche davantage "mécanistique" est encouragée afin d'assurer la performance des modèles sous des régimes climatiques en évolution. Il est par ailleurs rappelé que les LSM ont été pensés en premier lieu pour fournir une condition à la limite aux modèles atmosphériques. Dans ce cadre, la représentation des hétérogénéités locales de teneur en eau est importante pour la simulation précise du flux évapotranspiratoire échangé vers l'atmosphère. De son côté, Bierkens (2015) retrace l'historique de l'hydrologie dans les LSM depuis les travaux de Manabe (1969). Il évoque alors la représentation encore rudimentaire des processus de génération des débits, malgré l'implication des hydrologues dans le développement des LSM. En rejoignant les points de vue de Clark *et al.* et de Bierkens, Davison *et al.* (2016) appellent à améliorer la représentation des écoulements latéraux ainsi qu'à développer des méthodes de représentation des hétérogénéités locales. Fan *et al.* (2019) rappellent la nécessité pour les LSM de faire évoluer la modélisation de l'hydrologie au même rythme que celle des autres processus continentaux. La nécessité d'une modélisation physique des débits est par ailleurs soulignée afin de faire des LSM un outil de réponse aux enjeux de gestion des ressources en eau. Fan *et al.* (2019) argumentent alors sur l'importance d'une modélisation hydrologique à l'échelle des versants. En effet, cette échelle rend compte des écoulements latéraux ainsi que de la distribution des teneurs en eau dans le paysage. Enfin, Fisher et Koven (2020) recensent les grands défis relatifs au développement des LSM. Parmi eux figure notamment la représentation des hétérogénéités locales.

En résumé, l'architecture en colonnes des LSM est héritée de plusieurs décennies de développements menés en premier lieu par la communauté des météorologues et des climatologues. Eagleson appelle en 1986 la communauté des hydrologues à s'impliquer dans ces développements. Malgré cela, des limites dans la représentation des processus hydrologiques sont aujourd'hui pointées du doigt, et un consensus est observé dans la littérature autour de la nécessité d'une approche davantage mécanistique. Le développement d'une telle ap-

proche nécessite la mise à l'échelle des processus hydrologiques, c'est-à-dire le développement d'une méthode d'implémentation des processus physiques locaux dans les modèles globaux que sont les LSM. Si plusieurs auteurs ont énoncé cette nécessité, peu ont en revanche publié des travaux de modélisation allant dans ce sens. Ces travaux font l'objet du paragraphe suivant.

1.4 Vers l'implémentation des processus locaux dans les modèles globaux

En réponse au large appel de la littérature à améliorer la représentation des processus hydrologiques dans les LSM, différents travaux de modélisation sont réalisés dans cet objectif. Ces derniers peuvent être rangés en deux groupes selon que l'approche adoptée est bottom-up ou bien top-down. Le terme bottom-up est utilisé ici pour définir l'approche de mise à l'échelle s'intéressant aux processus physiques locaux et développant des méthodes pour leur implémentation dans les LSM de type colonne. À l'opposé, le terme top-down désigne l'approche qui considère l'architecture de ces LSM comme point de départ, et qui y implémente davantage de complexité visant à rendre compte des processus locaux. Ainsi, un premier paragraphe s'intéresse aux travaux développés dans le cadre d'une approche bottom-up, et un second paragraphe s'intéresse à ceux développés selon une approche top-down.

1.4.1 Approche bottom-up

Deux travaux de modélisation sont présentés pour illustrer l'approche bottom-up : les travaux de Hazenberg *et al.* (2015) qui proposent un modèle hybride de versant 3D, et les travaux de Maquin (2016) dans lesquels est développé un modèle de colonne doté d'une fonction de drainage. Les deux modèles ont été développés dans un même objectif : être en mesure de représenter de façon physique les écoulements latéraux dans les LSM de type colonne. Pour cela, les deux modèles font appel à l'unité hydrologique du versant. Le versant est en effet reconnu dans la littérature comme l'unité contrôlant les écoulements latéraux vers le réseau hydrographique ainsi que la distribution des teneurs en eau des sols dans le bassin (Fan *et al.*, 2019). L'hydrologie d'un bassin versant 3D peut alors être résumé à l'hydrologie d'un ensemble de versants 2D s'étendant entre les lignes de crête et le réseau hydrographique, entre deux lignes d'écoulements considérées comme des limites imperméables (Band, 1989; Fan et Bras, 1998; Khan *et al.*, 2014; Loritz *et al.*, 2017). Cet ensemble des versants 2D composant le bassin est caractérisé par les distributions de ses caractéristiques géomorphologiques : pentes moyennes, pentes locales, ou encore longueurs des versants (Maquin, 2016).

Modèle hybride de versant 3D de Hazenberg

Le modèle hybride de versant 3D développé par Hazenberg *et al.* (2015) représente un versant de longueur L [L], de largeur $w(x)$ [L], avec une profondeur

de sol constante D [L], et une pente α [–] (figure 1.15). Afin d'éviter la résolution de l'équation de diffusivité en trois dimensions, les écoulements sont décrits via le couplage de trois composantes : l'écoulement vertical au travers de la colonne de sol, l'écoulement latéral en zone saturée et l'écoulement latéral lié au ruissellement en surface.

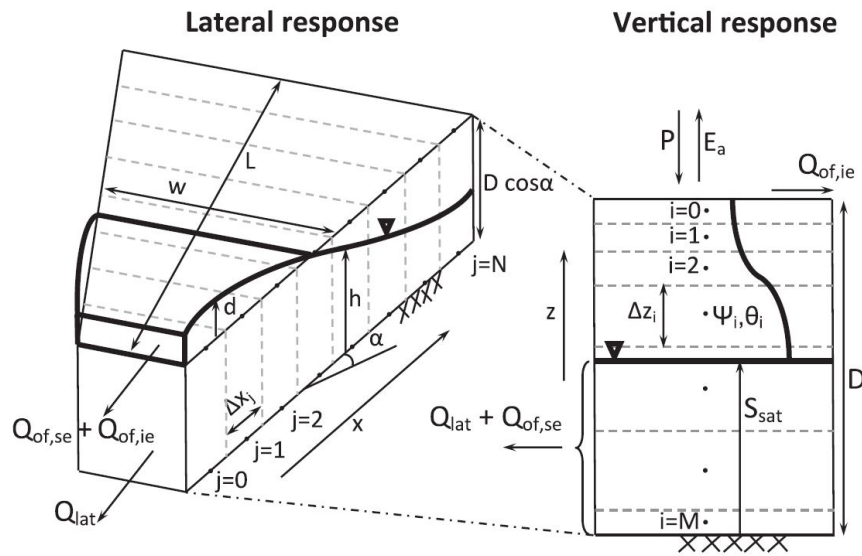


Figure 1.15 – Schéma du modèle hybride de versant 3D d'après Hazenberg *et al.* (2015). L'équation de Richards résout l'écoulement vertical dans la colonne de sol de profondeur D . Les écoulements latéraux Q_{lat} , $Q_{of,ie}$ et $Q_{of,se}$ produits respectivement par écoulement en milieu saturé, ruissellement hortonien et ruissellement de Dunne, sont calculés via l'équation hsB (éq. 1.20) et l'équation d'onde de diffusion.

L'équation de Richards est utilisée pour calculer l'écoulement vertical au sein de la colonne de sol, et des lois empiriques telles que celles de Van Genuchten sont appliquées afin de définir les courbes caractéristiques du sol. Les écoulements latéraux en zone saturée sont quant à eux décrits par l'équation hsB (hillslope storage Boussinesq) de Troch *et al.* (2003). Celle-ci est dérivée de l'équation de Boussinesq :

$$\omega \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(Kh \left(\sin \alpha + \frac{\partial h}{\partial x} \cos \alpha \right) \right). \quad (1.19)$$

L'équation de Boussinesq écrite ainsi s'applique à un versant dont la base imperméable est inclinée selon un angle α . On note K [LT^{-1}] la conductivité hydraulique à saturation, h [L] la hauteur de la zone saturée mesurée perpendiculairement à la base imperméable, et ω [–] la porosité. L'équation de Boussinesq

résulte de l'hypothèse de Dupuit selon laquelle l'écoulement est parallèle à la base imperméable. La loi de Darcy permet alors l'écriture du débit en fonction de la vitesse d'écoulement. La combinaison de l'équation de Darcy et de l'équation de continuité fournit l'équation de Boussinesq. [Troch et al. \(2003\)](#) écrivent l'équation de Boussinesq dans un tube de courant, ce qui conduit à introduire la fonction $w(x)$ de largeur du versant assimilé à un tube de courant. Cela permet la prise en compte du caractère divergent ou convergent des versants. L'équation hsB s'écrit alors

$$\omega \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{w} \frac{\partial}{\partial x} \left(wKh \left(\sin \alpha + \frac{\partial h}{\partial x} \cos \alpha \right) \right). \quad (1.20)$$

Par ailleurs, les écoulements latéraux en surface sont calculés avec l'équation d'onde de diffusion, dans laquelle la vitesse d'écoulement est définie par l'équation de Manning. Se référer à [Hazenbergh et al. \(2015\)](#) pour une description complète des équations d'écoulements et de leur couplage dans le modèle hybride de versant 3D.

Le modèle est d'abord testé sur un ensemble de cas tests théoriques. Les résultats sont comparés à des résultats de modèles de versants similaires simulés avec le code à base physique CATHY ([Camporese et al., 2010](#)). La comparaison montre que le modèle hybride de versant 3D permet de simuler l'hydrologie des versants théoriques de façon comparable au modèle CATHY. De plus, le temps de calcul requis est jusqu'à 250 fois moindre qu'avec CATHY. Le modèle est ensuite testé sur le site expérimental LEO (Landscape Evolution Observatory) ([Hazenbergh et al., 2016](#)). Il s'agit de versants artificiellement conçus pour la réalisation d'expérimentations hydrologiques. Le modèle de [Hazenbergh et al.](#) est ainsi validé en comparaison aux données d'observation du site artificiel, et la prochaine étape annoncée est l'implémentation du modèle dans un LSM.

Modèle de colonne de Maquin

[Maquin \(2016\)](#) cherche également à développer une approche d'implémentation des écoulements latéraux dans les LSM de type colonne. Ce faisant, son objectif est en particulier de représenter l'influence de la dynamique de nappe sur le flux évapotranspiratoire. Le choix est fait de conserver l'architecture en colonne des LSM, et de développer une fonction de drainage représentative des écoulements latéraux. Le modèle, nommé H2SC pour Hydrological Hillslope-based Soil Column ([Maquin, 2016; Maquin et al., 2017](#)), considère une colonne située en un point $x = L$ d'un versant dont le toit de nappe est supposé linéaire (figure 1.16). L'équation de Richards est appliquée au sein de la colonne, et la fonction de drainage représentant les écoulements latéraux est introduite en tant que terme puits sur la maille la plus profonde de la colonne.

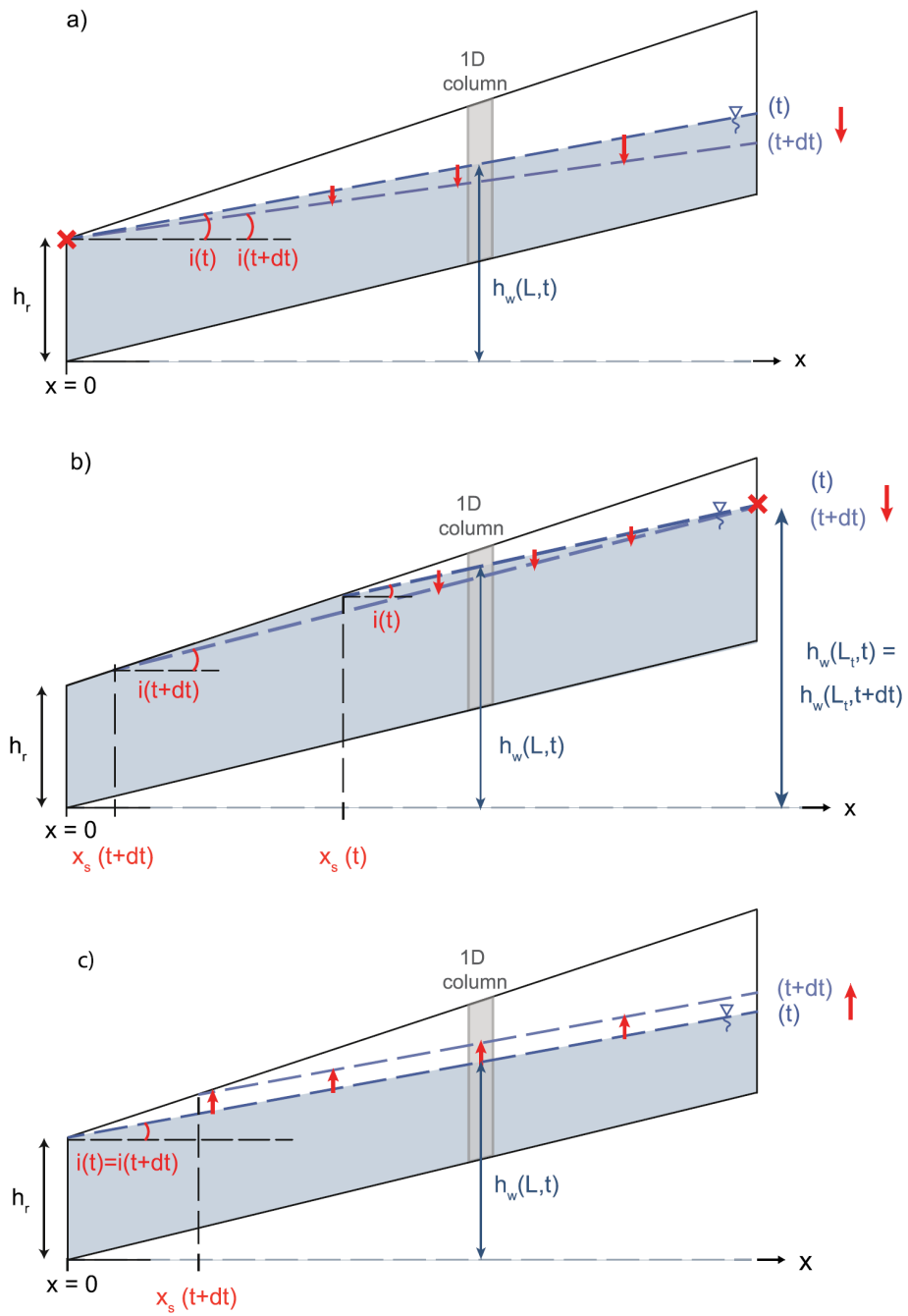


Figure 1.16 – Colonne H2SC représentée au sein de son versant associé, pour les trois scénarios considérés : a) le versant se vidange sans zone de suintement, b) le versant se vidange avec une zone de suintement, et c) les précipitations rechargeant le versant. D'après [Maquin et al. \(2017\)](#).

Le versant associé à la colonne est défini par différents paramètres géométriques (L_t la longueur totale, h_r la hauteur sous la rivière, γ la pente de la surface et α la pente de la base imperméable), et une condition à la limite de charge imposée égale à h_r est appliquée au niveau de la rivière. De plus, les profils verticaux de teneur en eau sont supposés à l'équilibre hydrostatique. Différents scénarios sont considérés pour le calcul de la fonction de drainage (figure 1.16) : a) le versant se vidange sans zone de suintement, b) le versant se vidange avec une zone de suintement, et c) les précipitations rechargent le versant. Dans un premier temps, la variation du volume d'eau dans le versant est établie par un bilan des flux. Ensuite, le modèle de nappe associé à chaque scénario permet de relier la variation du volume d'eau du versant à la variation de la hauteur de nappe dans la colonne. Enfin, la variation associée de volume d'eau dans la colonne correspond à la fonction de drainage.

Le modèle H2SC est d'abord validé sur un ensemble de cas tests théoriques. Pour cela la dynamique de nappe simulée est comparée avec le résultat d'une modélisation de versant conduite avec le code à base physique Cast3M (Combescore *et al.*, 1982; Kollet *et al.*, 2017). Le modèle est ensuite validé sur le bassin versant du Strengbach situé dans les Vosges, en France. Le modèle est appliqué au niveau de deux piézomètres et permet de retrouver l'évolution temporelle mesurée du toit de la nappe.

Une méthode est ensuite proposée afin de calculer le flux d'évapotranspiration à l'échelle d'un bassin versant, à partir de deux colonnes H2SC. Ces colonnes sont situées le long d'un versant équivalent, c'est à dire un versant dont la géométrie est représentative de la géomorphologie moyenne du bassin. La courbe de l'évapotranspiration en fonction de la position en x le long du versant est estimée avec trois segments de droites (comme montré par Maxwell et Kollet (2008), cf. section 1.2.2). La courbe est par conséquent définie par différentes valeurs (figure 1.17) : l'évapotranspiration potentielle E_{pot} [LT^{-1}], l'évapotranspiration minimale ET_{min} [LT^{-1}], et les positions d_1 [L] et d_2 [L] sur l'axe x . Un premier modèle de colonne situé en $x > d_2$ permet d'obtenir l'évolution dans le temps de ET_{min} et d_2 . Un second modèle de colonne situé en $d_1 < x < d_2$ permet quant à lui de déduire la position d_1 . De cette façon, la fonction évapotranspiration en fonction de x ($ET = f(x)$) est reconstruite.

Cette méthode est testée sur le bassin versant du Little Washita situé en Oklahoma aux États-Unis. Pour cela un modèle de versant équivalent est construit avec le code HydroGeoSphere. L'évolution du niveau de nappe simulée en deux points du versant est utilisée pour reconstruire la fonction $ET = f(x)$. Ce test permet de valider la méthode d'estimation de l'évapotranspiration à partir de la dynamique de nappe en deux points. Néanmoins, la dynamique de nappe

en question est tirée de la simulation de versant HydroGeoSphere et le modèle H2SC n'a pas été appliqué dans ce travail.

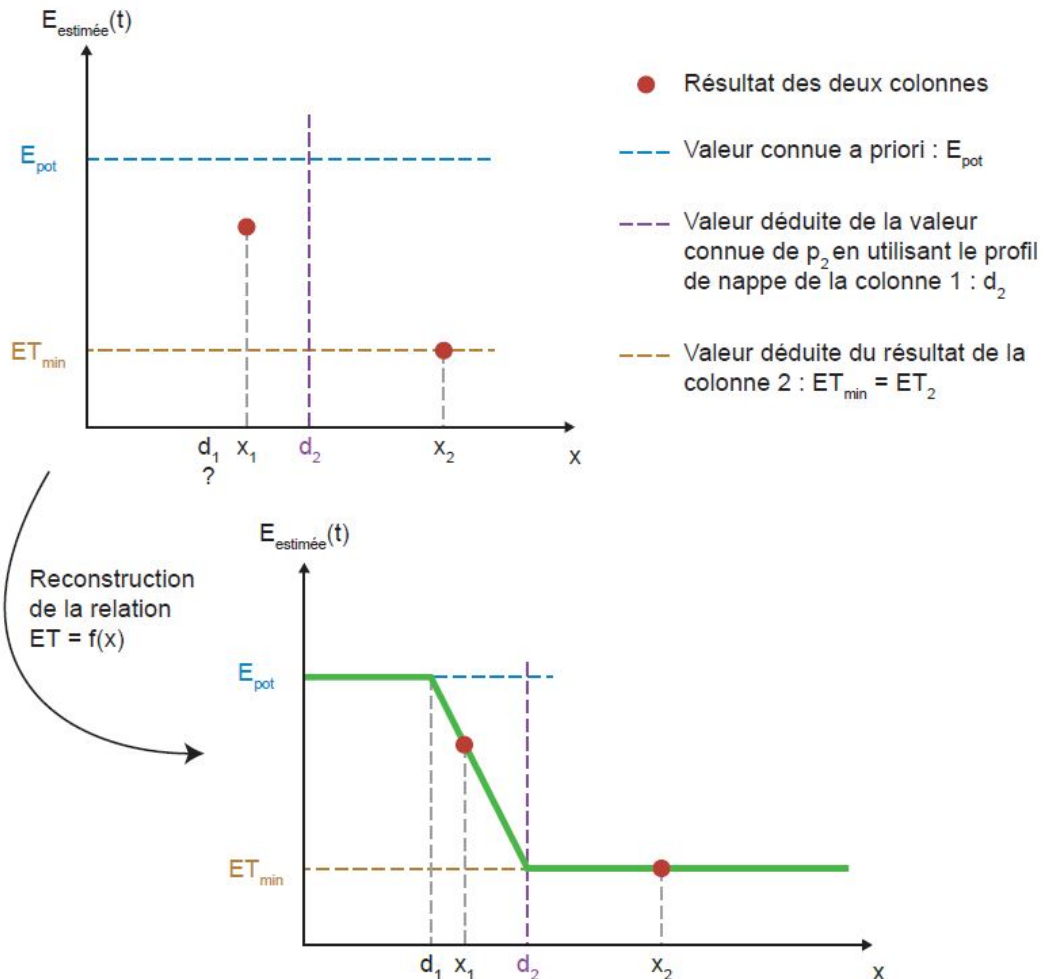


Figure 1.17 – Méthode d'estimation de l'évapotranspiration le long d'un versant ($ET = f(x)$) à un temps t . Méthode établie à partir de deux modèles de colonne simulant la dynamique de nappe et son influence sur l'évapotranspiration en deux points du versant. Tiré de [Maquin \(2016\)](#).

Bilan

En suivant une démarche bottom-up, les deux modèles présentés s'appuient sur une simplification de la physique des écoulements dans le versant : [Hazen-berg et al.](#) décomposent les écoulements en trois composantes (verticale calcu-

lée avec Richards, latérale en milieu saturé calculée avec Boussinesq et latérale en surface calculée avec l'équation d'onde de diffusion), tandis que Maquin fait appel à des hypothèses simplificatrices (hypothèses de nappe linéaire et d'équilibre hydrostatique, scénarios de vidange et recharge de la nappe).

Ces simplifications permettent une représentation physique des écoulements latéraux tout en conservant un coût de calcul restreint, rendant alors envisageable leur implémentation dans les LSM. Cependant, certaines limites peuvent être formulées. En effet, si le modèle hybride de versant 3D montre de bons résultats sur les cas théoriques et sur l'observatoire LEO, il n'a cependant été appliqué à aucun bassin versant réel. De plus, la validation du modèle se concentre sur les débits et les teneurs en eau, et aucun calcul d'évapotranspiration n'est présenté ni analysé. Pour ce qui est du modèle H2SC, une validation est conduite sur les niveaux de nappe de deux piézomètres du bassin du Strengbach. En revanche, son application au calcul du flux d'évapotranspiration et du débit en rivière n'est pas testée.

Enfin, plusieurs chaînons sont encore manquants afin de faire le lien avec les LSM. En effet, aucune démarche bottom-up développée jusqu'à présent n'a encore abouti à l'implémentation d'une nouvelle stratégie de modélisation dans les LSM.

1.4.2 Approche top-down

Dans la communauté des modélisateurs grandes échelles, plusieurs développements sont conduits afin de représenter les écoulements latéraux et les hétérogénéités de teneur en eau au sein d'une cellule continentale. Ces développements aboutissent à de nouvelles versions des LSM existants, dans lesquelles les cellules sont décomposées en unités hydrologiques. À titre d'exemple sont présentées ici la version WET (en cours de développement) du modèle ORCHIDEE (Tootchifatidehi, 2019) et la version 5 du modèle CLM (Swenson *et al.*, 2019).

ORCHIDEE WET

La version WET (Tootchifatidehi, 2019) du modèle ORCHIDEE (présenté dans sa version standard dans le paragraphe 1.3.2) repose sur la décomposition de chaque cellule continentale en deux fractions (figure 1.18a) : une fraction "upland" représentant les surfaces topographiquement élevées où la nappe n'influence pas le flux évapotranspiratoire (cf. cas 3 de Maxwell et Kollet en figure 1.12) et une fraction "lowland" représentant les zones topographiquement basses où le toit de nappe peu profond apporte l'eau nécessaire au soutien de la demande évapotranspiratoire (cf. cas 1 et 2 de Maxwell et Kollet). Le drainage de la fraction

upland recharge le réservoir lent représentant les eaux souterraines. Celui-ci alimente ensuite la fraction lowland dont la base correspond à une condition limite de flux nul. La fraction lowland est également alimentée par le volume d'eau se vidangeant du réservoir rapide, qui conceptualise les écoulements latéraux résultant du ruissellement. De cette manière, la fraction lowland présente une teneur en eau plus élevée que la fraction upland, et un toit de nappe peut se former. Cela conduit au soutien de l'évapotranspiration ainsi qu'à la représentation d'un éventuel ruissellement sur surface saturée. Par ailleurs, le débit de base $Q_{base} [L^3T^{-1}]$ vers la rivière est calculé avec l'équation de Darcy (figure 1.18b) :

$$Q_{base} = FLK\Delta z \frac{\Delta z}{B}, \quad (1.21)$$

avec $F [-]$ un facteur d'ajustement, $L [L]$ la longueur de la maille, $K [LT^{-1}]$ la conductivité hydraulique, $\Delta z [L]$ l'élévation du toit de nappe et $B [L]$ la longueur définie en fonction de la densité de drainage $\delta [L^{-1}]$:

$$B = \frac{1}{2\delta}. \quad (1.22)$$

Tootchifatidehi (2019) applique le modèle ORCHIDEE WET au bassin versant de la Seine. Les résultats de simulation sont comparés avec ceux produits à partir de la version initiale ORCHIDEE. Il apparaît que l'ajout de la fraction lowland produit des débits mensuels davantage fidèles aux observations. Cela s'explique par l'humidité plus élevée de la fraction lowland qui amène à la production de débit par ruissellement ainsi qu'à une évapotranspiration plus importante.

CLM v5

Une approche similaire, qualifiée de multicolonne, est adoptée par Swenson *et al.* (2019) dans le but de représenter les processus hydrologiques de versant au sein du modèle de surface continentale CLM (Dai *et al.*, 2003). Chaque cellule continentale est représentée non plus par une colonne mais par un ensemble de colonnes hydrologiquement connectées. Leur nombre ainsi que leurs paramètres (aire de la surface, élévation moyenne, largeur, distance à la rivière, etc., voir figure 1.19a) peuvent être déduits de données géomorphologiques. Ils sont fixés en entrée du modèle et peuvent varier d'une cellule à l'autre. De plus, les colonnes peuvent être connectées en série de même qu'en parallèle (figure 1.19b). Chacune présente une épaisseur de sol reposant sur une roche mère supposée imperméable. L'équation de Richards est utilisée pour le calcul des écoulements verticaux au sein de chaque colonne et une nappe peut se former. Des écoulements latéraux sont par ailleurs calculés d'une colonne à l'autre avec la loi de Darcy. Une colonne lowland est désignée et se vidange non pas dans une autre

colonne mais dans le réseau hydrographique représenté par un modèle de routage.

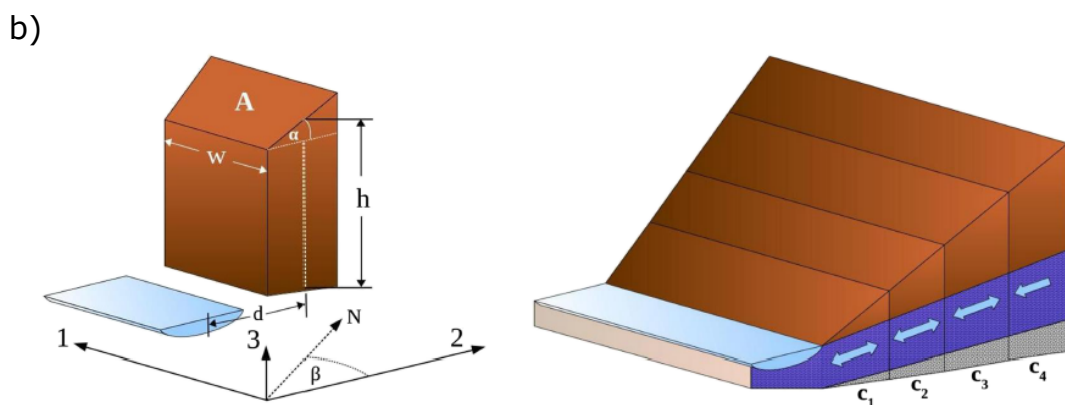
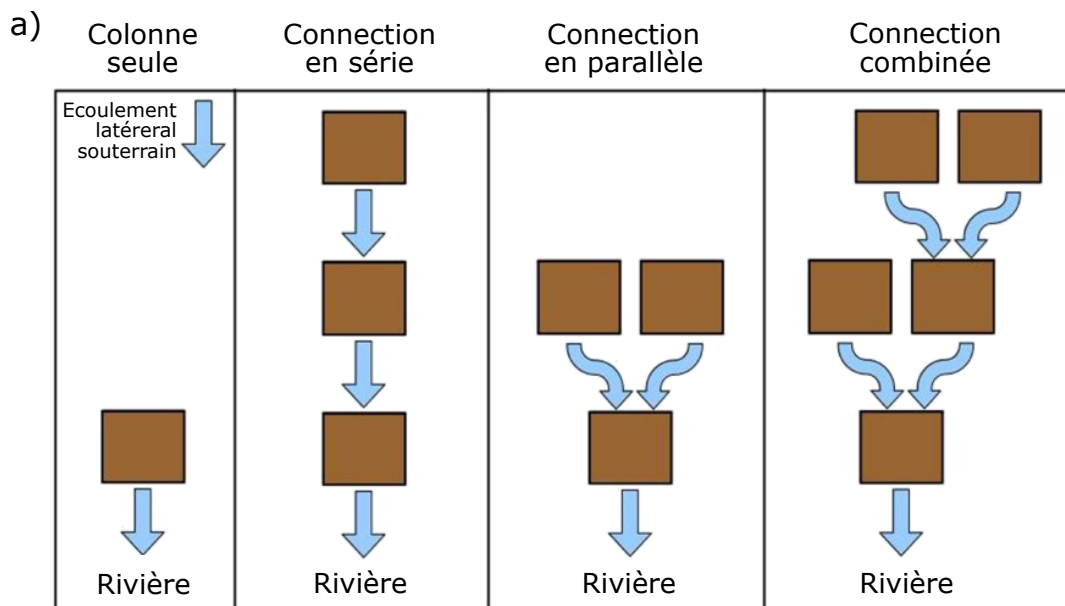


Figure 1.19 – a) Exemples de configurations multicolonne dans CLM v5. b) Paramètres géométriques d'une colonne (A l'aire de sa surface, w sa largeur, h sa hauteur moyenne, α l'angle de la surface, et d la distance moyenne à la rivière) et représentation d'un versant composé de 4 colonnes en série. D'après Swenson *et al.* (2019).

Afin de tester sa capacité à simuler l'hydrologie d'un bassin versant, le modèle est appliqué au bassin de Reynolds (Idaho, États-Unis). D'une surface de 38 hectares, le bassin est modélisé avec 3 colonnes parallèles connectées à une co-

lonne lowland. L'évapotranspiration et le débit obtenus sont comparables aux données mesurées et les résultats sont jugés satisfaisants. Cependant, une application semblable à l'échelle du monde requiert des données géomorphologiques à haute résolution. En l'absence de ces données, des simulations globales sont conduites à partir de versants hypothétiques dans le but de mener des études de sensibilité.

Bilan

En conclusion, l'approche top-down se résume par la complexification des LSM via une approche multicolonne : deux colonnes dans le cas d'ORCHIDEE WET (lowland et upland) voire plus dans le cas de CLM v5. L'objectif visé est la simulation des écoulements latéraux ainsi que la représentation des hétérogénéités de teneur en eau.

Développée directement à partir des LSM existants, l'approche top-down a l'avantage d'apporter des stratégies de modélisation compatibles avec l'architecture des LSM. Des questions restent cependant en suspens : dans quelle mesure la physique des processus locaux est-elle représentée? [Swenson et al. \(2019\)](#) montrent que le bilan d'eau simulé avec CLM v5 est dépendant de la géométrie des colonnes considérée. Quel découpage de versant adopter afin que l'approche multicolonne soit optimale (i.e. qu'elle permette la représentation des processus physiques nécessaire au calcul du bilan d'eau)? La largeur de la fraction lowland ne devrait-elle pas être fonction de la dynamique de nappe? En se basant sur l'architecture simplifiée des modèles globaux existants, l'approche top-down permet une implémentation facilitée des processus, mais ne démontre par leur réalité physique.

1.4.3 Synthèse

Afin de répondre à l'appel de la littérature à améliorer la représentation des processus hydrologiques dans les LSM, deux approches de mise à l'échelle sont adoptées :

- L'approche bottom-up se base sur la physique des processus hydrologiques du versant, et cherche à la modéliser de façon simplifiée dans le but de la rendre implémentable dans les modèles globaux. De nouveaux modèles résultent de ces travaux, mais aucun n'a encore été implémenté à grande échelle.
- L'approche top-down se base quant à elle sur la physique simplifiée des LSM existants, et y ajoute de la complexité dans le but de se rapprocher

de la physique des processus hydrologiques de versant. De nouvelles versions de LSM sont ainsi créées et appliquées à l'échelle globale. Néanmoins, la physique de ces modèles reste à démontrer.

Si les travaux menés présentent des intérêts, des efforts conséquents restent cependant encore à fournir afin de faire le lien entre la modélisation des processus hydrologiques à petites et grandes échelles. On note en particulier que la démonstration de la physique d'un modèle simplifié nécessite un juge de paix : la modélisation à base physique. C'est la motivation de ce travail de thèse : utiliser la modélisation à base physique d'un bassin versant comme point de référence pour le développement d'une approche de mise à l'échelle des processus hydrologiques. L'approche développée s'inscrit ainsi dans un schéma bottom-up à l'instar de [Hazenberg *et al.* \(2015\)](#) et [Maquin \(2016\)](#). À la différence de ces auteurs, l'intérêt sera porté sur la mise à l'échelle des processus générant les deux flux sortants du bilan d'eau : le débit et l'évapotranspiration. La démarche de mise à l'échelle développée est exposée dans le chapitre suivant.

Bilan du chapitre

Ce chapitre a permis de :

- Décrire les processus hydrologiques continentaux majeurs.
- Aborder leur modélisation physique à l'échelle locale. Cette approche de modélisation présente un intérêt particulier pour ce qui est de l'analyse des mécanismes locaux (e.g. le lien entre nappe et évapotranspiration en aval des versants). Elle implique en revanche un coût important de calcul ainsi que le besoin d'une grande quantité de données, ce qui la rend aujourd'hui inapplicable à l'échelle globale.
- Présenter la modélisation de l'hydrologie à l'échelle globale par les LSM (Modèles de Surface Continentale, de l'anglais Land Surface Model) de type colonne. Hérités de plusieurs décennies de développements menés en premier lieu par la communauté des météorologues-climatologues, ces modèles montrent différentes limites dans la représentation des processus hydrologiques à l'origine du bilan d'eau. La littérature appelle largement à pallier ces limites.
- Dépeindre les différentes approches de mise à l'échelle développées dans le but de répondre à l'appel de la littérature à implémenter les processus hydrologiques locaux dans les modèles globaux. Il apparaît que des efforts restent à fournir afin de relever le défi énoncé dans la littérature. L'objectif de ce travail de thèse est de participer à cet effort en développant une approche de mise à l'échelle par réduction de dimensionnalité, approche qui est présentée dans le chapitre suivant.

Chapitre 2

Mise à l'échelle par réduction de dimensionnalité : démarche, site expérimental du Little Washita et outil numérique

Objectifs du chapitre : Exposer l'ensemble de la démarche développée pour la mise à l'échelle des processus hydrologiques à l'origine de l'évapotranspiration et du débit.

Pour ce faire : La démarche est dans un premier temps mise en place. Le site expérimental utilisé pour le développement de cette démarche est ensuite présenté. Enfin, le code numérique employé est décrit.

2.1 Établissement de la démarche

Quelle méthode adopter afin de mettre à l'échelle les processus hydrologiques locaux pour les modèles de surfaces continentales? De par la représentation des écoulements latéraux offerte par sa fonction de drainage, le modèle H2SC présenté précédemment (paragraphe 1.1.4) constitue un outil intéressant. Sa capacité à représenter les écoulements latéraux du bassin du Little Washita (bassin présenté dans le paragraphe 2.2) est testée et discutée. Les limites mises en évidence nous amèneront à considérer une démarche différente qui sera exposée par la suite.

2.1.1 Colonne avec fonction de drainage : quelle représentation des écoulements latéraux ?

Abordé dans le paragraphe 1.4.1, le modèle de colonne H2SC de Maquin (2016) représente les écoulements latéraux à l'aide d'une fonction de drainage, et simule ainsi la dynamique de nappe en un point d'un versant. Son architecture en colonne se rapproche de celle des LSM et reste peu coûteuse en termes de ressources de calcul. Par ailleurs, on a vu qu'une méthode était proposée afin d'estimer l'évapotranspiration d'un bassin à partir de la connaissance de la dynamique de nappe en deux points d'un versant équivalent. L'évapotranspiration du bassin serait ainsi quantifiable à partir de deux modèles de colonnes H2SC. Cette méthode est intéressante puisqu'elle permet de décrire l'impact de l'hétérogénéité de teneur en eau des sols sur l'évapotranspiration, et cela en utilisant simplement deux modèles de colonnes. Par ailleurs, le modèle de versant hypothétique sous-jacent au modèle H2SC pourrait potentiellement être utilisé pour le calcul du débit en rivière. Ainsi, le modèle H2SC constitue une voie intéressante vers la mise à l'échelle des processus hydrologiques pour les LSM.

La validation de la méthode d'estimation de l'évapotranspiration d'un bassin à partir de la dynamique de nappe en deux points d'un versant équivalent a été conduite par Maquin (2016) sur le bassin du Little Washita (présenté plus loin dans le paragraphe 2.2). Cependant, on a vu que le modèle H2SC n'avait pas été utilisé (paragraphe 1.4.1). On propose alors d'appliquer le modèle H2SC au bassin du Little Washita. Le but est de vérifier sa capacité à décrire les écoulements latéraux et la dynamique de nappe du bassin, afin de l'employer, in fine, pour le calcul de l'évapotranspiration et du débit.

Application du modèle H2SC : méthode

Dans un premier temps, un modèle 3D distribué à base physique du bassin est construit avec HydroGeoSphere (cf. paragraphe 2.3) pour simuler les écoulements en trois dimensions. Cette simulation 3D est ensuite utilisée pour évaluer la capacité du modèle H2SC à retranscrire les écoulements latéraux et l'évolution de la piézométrie. Pour cela, un versant est sélectionné de façon arbitraire dans le bassin (figure 2.1a). Les paramètres du versant hypothétique nécessaires à l'implémentation du modèle H2SC sont définis de façon à coïncider avec la géométrie du versant sélectionné (figure 2.1b). La pente de la surface est quant à elle définie entre le point le plus haut et le point rivière. Le modèle de colonne H2SC est ensuite appliqué en trois points du versant situés au niveau des noeuds de calcul 3D. Dans les deux modèles, la végétation est active et possède une profondeur racinaire de deux mètres. Les profondeurs de nappe simulées sur une

année hydrologique avec le modèle H2SC sont comparées à celles simulées en 3D.

Dans un premier temps, il est important de s'assurer de la cohérence entre les codes de modélisation : HydroGeoSphere pour le modèle 3D et Cast3M pour le modèle H2SC. Ainsi cette expérimentation a nécessité d'implémenter dans le modèle Cast3M la même modélisation de l'évapotranspiration que dans HydroGeoSphere.

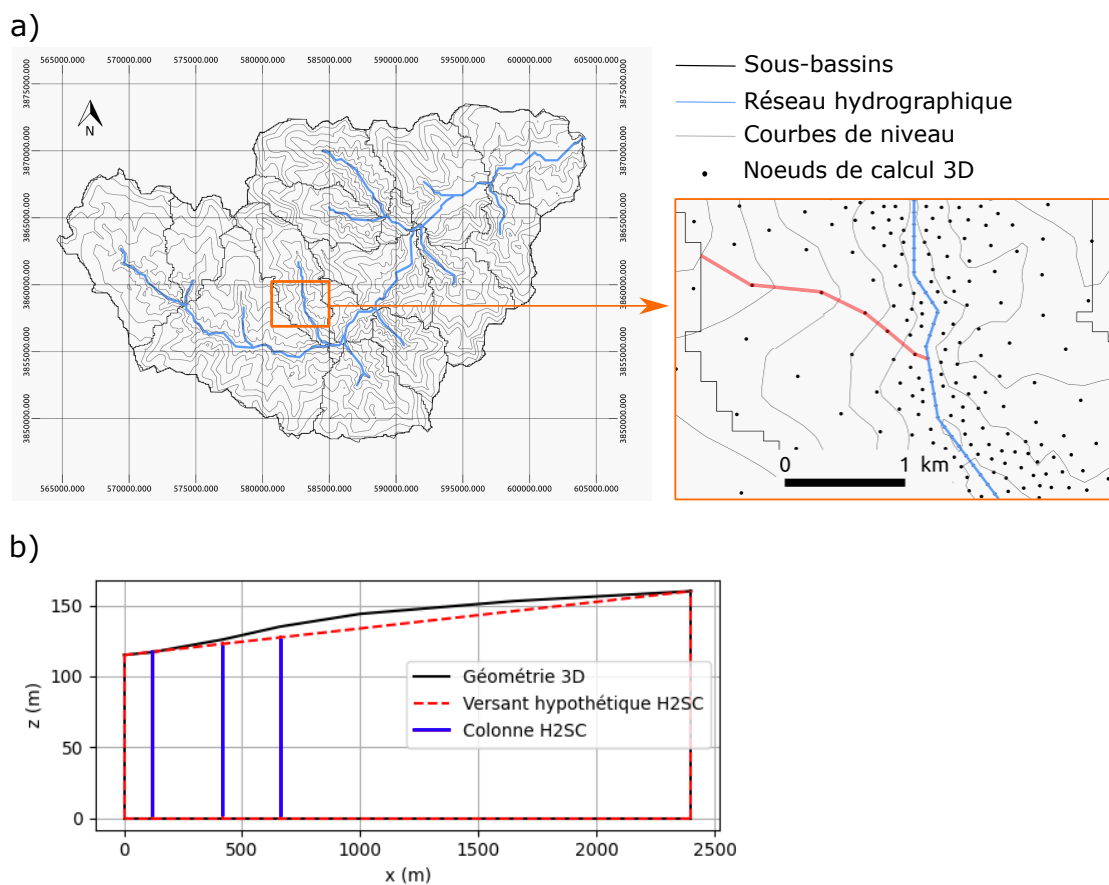


Figure 2.1 – Application du modèle de colonne H2SC pour le calcul de la dynamique de nappe du bassin du Little Washita : a) choix arbitraire d'un versant; b) géométrie 3D du versant sélectionné et positions d'application des trois colonnes H2SC.

Application du modèle H2SC : résultats et discussion

La figure 2.2 montre l'évolution de la profondeur du toit de la nappe simulée sur l'année hydrologique 1998-1999 avec la modélisation 3D et avec le modèle H2SC, au niveau des trois colonnes localisées précédemment (figure 2.1) en $x = 120$, 420 et 660 m. Notons que la pente du toit de la nappe des simulations H2SC est initialisée de façon à démarrer avec approximativement la même profondeur de nappe que la simulation 3D au point $x = 120$ m. Le résultat 3D montre une lente décroissance de l'élévation du toit de nappe aux points $x = 420$ m et $x = 660$ m, ce qui est en accord avec la dynamique simulée par le modèle de colonne. Un écart de quelques mètres observé entre les résultats des deux modèles est justifié par la différence d'élévation de la surface du sol (figure 2.1b) ainsi que par le choix de la pente initiale du toit de nappe. Concernant le point $x = 120$ m, l'évolution de la position du toit de nappe simulée avec le modèle de colonne montre une dynamique en désaccord avec la simulation 3D. Le niveau piézométrique 3D augmente d'une cinquantaine de centimètres entre septembre et janvier puis décroît lentement jusqu'à son niveau initial. Le niveau piézométrique simulé par le modèle H2SC décroît quant à lui tout au long de l'année hydrologique et perd un mètre sur l'ensemble de la période.

Quel phénomène, non représenté dans le modèle de colonne, explique l'élévation du niveau de nappe 3D entre septembre et janvier ? Il s'agit possiblement d'un apport d'eau du réseau hydrographique, ou bien des précipitations, ou encore des écoulements latéraux depuis l'amont du versant. Le niveau du réseau hydrographique étant inférieur à la cote piézométrique au point $x = 120$ m, l'hypothèse de l'alimentation par la rivière est écartée. Une simulation tridimensionnelle sans précipitation (non montrée ici) a également montré une augmentation de l'élévation de la nappe entre septembre et janvier. Les écoulements latéraux depuis l'amont sont donc à l'origine de ce résultat : le minimum piézométrique observé en septembre s'explique par l'évapotranspiration qui est à son maximum. Celle-ci décroît entre septembre et janvier, pendant que le débit apporté depuis l'amont du versant est quasi constant. Cela résulte en une élévation du niveau de nappe.

Dans la colonne H2SC plusieurs phénomènes sont représentés : la prise d'eau racinaire pour l'évapotranspiration dans les deux premiers mètres (terme puits dans l'équation de Richards), la vidange lente du versant liée aux écoulements latéraux (fonction de drainage en bas de colonne), et la recharge par les précipitations. La recharge de la colonne par les écoulements latéraux depuis l'amont du versant n'est en revanche pas représentée, ce qui mène à une erreur importante dans l'application au bassin du Little Washita (figure 2.2a). En conclusion, le modèle de colonne avec fonction de drainage développé par [Maquin \(2016\)](#)

omet le processus de compensation de l'évapotranspiration par apport d'eau de l'amont du versant.

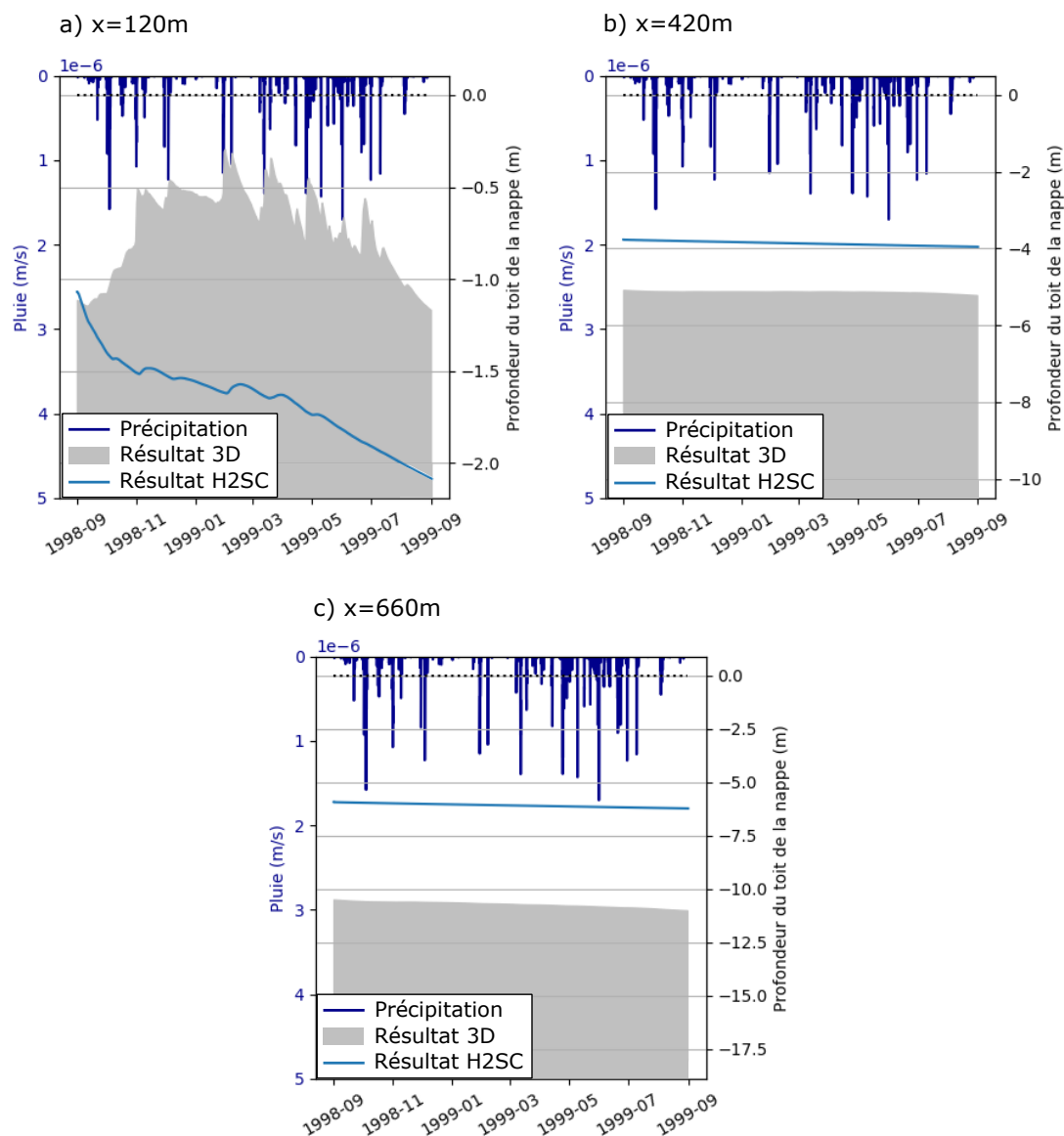


Figure 2.2 – Profondeur du toit de la nappe simulée sur l'année hydrologique 1998-1999 aux trois positions localisées précédemment (figure 2.1) : a) $x=120\text{m}$, b) $x=420\text{m}$, c) $x=660\text{m}$. Le résultat 3D est affiché en grisé, et le résultat H2SC est représenté par la courbe bleue.

Compte tenu de ce résultat, le choix est fait de développer une approche de

mise à l'échelle différente. Il s'agit de repartir d'une modélisation 3D distribuée à base physique avant de procéder à une diminution de dimensionnalité du modèle. Cette approche a pour objectif la compréhension et la mise à l'échelle des processus physiques générant à la fois le débit et l'évapotranspiration d'un bassin. Elle est explicitée dans le paragraphe suivant.

2.1.2 Développement d'une approche bottom-up par réduction de dimensionnalité

L'approche bottom-up développée au cours de ce travail de thèse s'articule en trois étapes : la mise en place d'une simulation hydrologique 3D de référence à l'échelle du bassin versant, la réduction du modèle 3D à un modèle 2D de versant équivalent, et enfin la réduction du modèle 2D à un modèle de réservoirs. La méthode se résume ainsi à une réduction progressive de dimensionnalité des processus, en sachant que l'hydrologie simulée par les LSM visés est de type colonne 1D (cf. paragraphe 1.3).

Étape 1 : Mise en place d'une simulation hydrologique 3D de référence à l'échelle du bassin versant

Il s'agit dans un premier temps de définir un résultat de référence pour la validation de la mise à l'échelle des différents processus hydrologiques. Comme expliqué précédemment (paragraphe 1.1.1), le bassin versant constitue l'unité de base en hydrologie. Par ailleurs, il a été montré (paragraphe 1.2) que la modélisation distribuée à base physique permettait la simulation des processus hydrologiques locaux, à haute résolution spatiale et temporelle. Une simulation de référence est par conséquent obtenue à partir d'une modélisation hydrologique tridimensionnelle, à base physique, à l'échelle du bassin versant. La capacité du modèle 3D à simuler l'hydrologie du bassin considéré est appréciée par comparaison avec les données expérimentales disponibles.

Étape 2 : Réduction du modèle 3D à un modèle 2D de versant équivalent

L'objectif est ensuite de s'approcher de la dimensionnalité des LSM tout en conservant la physique des processus à l'origine du débit et de l'évapotranspiration. Abordée dans le paragraphe 1.4.1, la littérature considère le versant comme l'unité contrôlant les écoulements latéraux ainsi que la distribution des teneurs en eau dans les paysages (Fan *et al.*, 2019). On rappelle que le versant se définit comme l'unité bidimensionnelle délimitée par deux lignes d'écoulements agissant telles des limites imperméables. Un bassin versant tridimensionnel peut

alors être découpé en une multitude de versants bidimensionnels. En moyennant les caractéristiques des différents versants, [Khan et al. \(2014\)](#) définissent un versant équivalent. Dans la même logique, [Loritz et al. \(2017\)](#) définissent un versant représentatif à partir d'un modèle conceptuel des caractéristiques dominantes du bassin considéré. À l'instar de ces auteurs, la deuxième étape consiste à définir un versant équivalent (ou représentatif) capable de capturer l'hydrologie du bassin d'étude. En revanche, à la différence de ces auteurs, l'objectif poursuivi ici est la mise à l'échelle des processus hydrologiques. Par conséquent, le versant équivalent devra posséder des caractéristiques simples, afin de permettre la troisième étape de réduction de dimensionnalité.

Étape 3 : Réduction du modèle 2D à un modèle conceptuel de versant

En réduisant le modèle à base physique de l'ensemble du bassin 3D à un modèle 2D de versant équivalent, le nombre d'éléments, et ainsi le coût computationnel sont considérablement réduits. Un tel modèle serait alors potentiellement applicable à de grandes échelles de temps et d'espace. Cependant, on rappelle que les LSM et leur couplage avec les codes atmosphériques sont construits avec une architecture verticale unidimensionnelle héritée de décennies de développements menés par les communautés de modélisation météorologique et climatique. Cette architecture a évolué en parallèle avec les modèles atmosphériques et océaniques auxquels les LSM sont couplés pour former des modèles climatiques. La modélisation des surfaces continentales étant une pièce du puzzle d'un modèle climatique, elle ne peut être conduite avec un modèle 2D à base physique. Il est par conséquent nécessaire de poursuivre la démarche de réduction de dimensionnalité en simplifiant l'hydrologie du versant équivalent. L'objectif est de réduire le modèle 2D à base physique à un modèle conceptuel de versant qui 1) garde la trace de la physique des processus et 2) permette d'aller vers un modèle de type réservoirs comparable aux LSM. Ce modèle constituera alors une base de réflexion pour l'amélioration de l'hydrologie des LSM.

La démarche de mise à l'échelle par réduction de dimensionnalité est appliquée au bassin versant du Little Washita présenté dans la partie suivante.

2.2 Le site : le bassin du Little Washita

Le bassin du Little Washita (LW) est choisi comme site d'étude pour différentes raisons. Premièrement, il s'agit d'un bassin versant expérimental. En effet, [Starks et al. \(2014a\)](#) le définissent comme un "laboratoire de recherche hydrologique". Par conséquent, plusieurs travaux et données, présentés dans un premier paragraphe, sont disponibles sur ce site. Décrite dans un second paragraphe, la physiographie du bassin est par ailleurs intéressante au vu de l'objectif de mise à l'échelle : égale à 610 km², la surface du LW est comprise dans la fourchette de résolution des mailles de modélisations continentales. De plus, sa topographie est relativement douce et uniforme. Enfin, on s'intéresse à l'hydrologie du LW sur une période de vingt années (1993-2013), le but étant de valider la démarche sur une période relativement longue donnant lieu à une alternance d'années sèches et humides. L'évolution climatique et hydrologique sur la période est présentée dans un troisième paragraphe.

2.2.1 Un bassin versant expérimental

Réseaux de mesures

À l'heure où la science est appelée à développer son caractère interdisciplinaire afin de faire face aux défis environnementaux et sociétaux à venir, le LW se veut être un site de recherche pour scientifiques de toutes disciplines ([Steiner et al., 2014](#)). En effet, de nombreuses données y sont récoltées et sont mises à disposition de la communauté.

Les premières études ont eu lieu en 1936, quand le bassin a été choisi comme site expérimental pour différents travaux visant à étudier la dynamique d'érosion des sols ([Allen et Naney, 1991](#)). À partir de 1961, l'ARS (Agricultural Research Service) débute la collecte de données hydrologiques ([Starks et al., 2014b](#)). Les précipitations, qui sont une des variables qui pilotent les processus d'érosion et les inondations, sont d'abord mesurées manuellement sur trente-six stations jusqu'en 1985 où ce nombre est réduit à quatorze. En 1992, le programme national de l'ARS sur le Changement Climatique conduit à renforcer la recherche à l'échelle du bassin versant. Le LW est alors ré-instrumenté avec quarante-deux stations de mesure formant le réseau Micronet. Ces stations sont équipées avec des pluviomètres, des capteurs de température et humidité relative de l'air, des pyranomètres (outil de mesure du rayonnement solaire) et des capteurs de température et humidité du sol à différentes profondeurs. En 2004, le réseau est réduit à vingt stations. Au même moment, l'OCS (Oklahoma Climatological Survey) met en place trois stations du réseau Mesonet ([McPherson et al., 2007](#)) mesurant

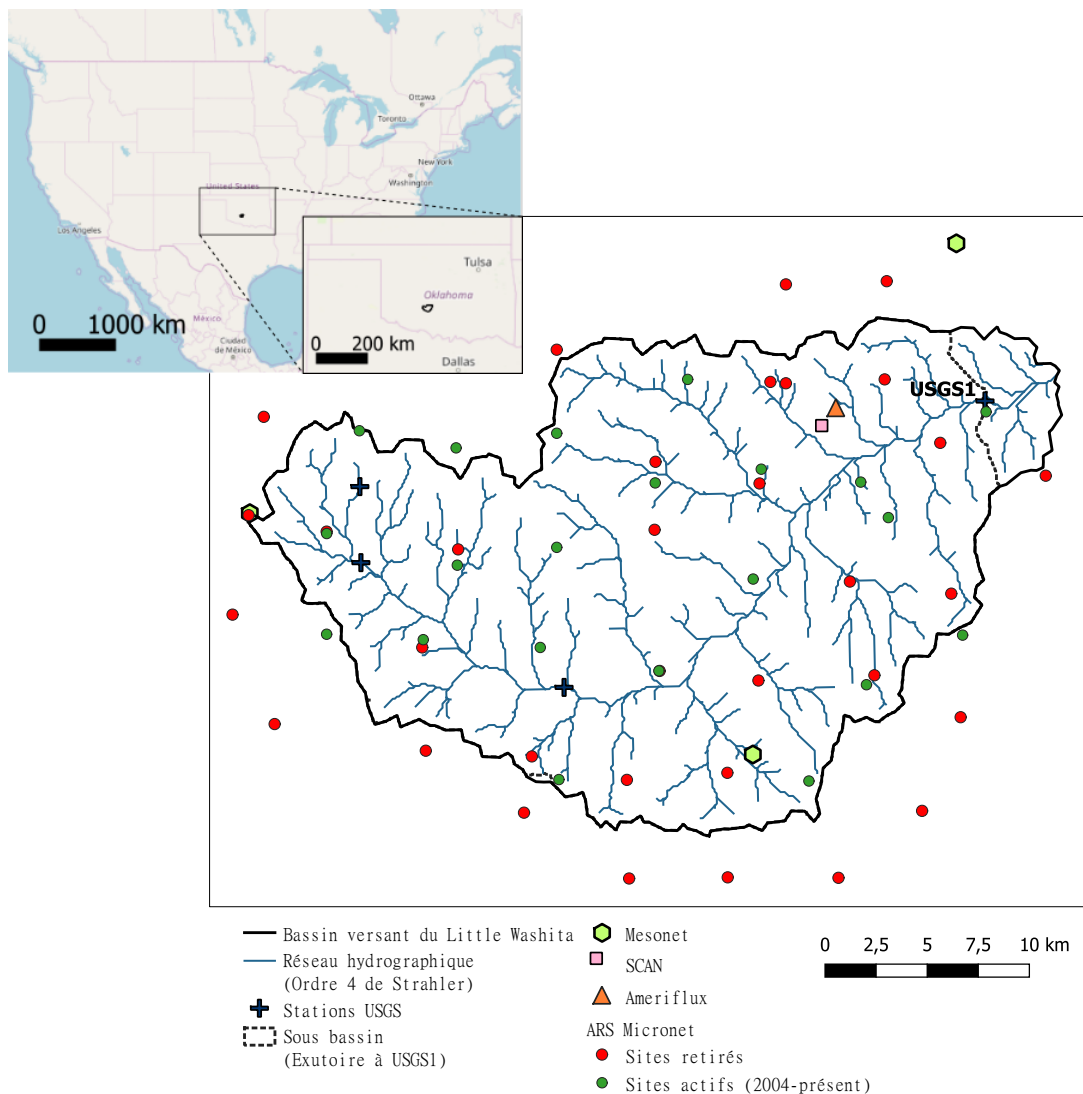


Figure 2.3 – Cartographie des différents réseaux de mesures déployés sur le bassin versant du Little Washita.

elles aussi les précipitations, la température et l'humidité relative de l'air, les radiations solaires, la température et l'humidité du sol à différentes profondeurs, ainsi que la pression atmosphérique et la piézométrie. Ces données (à l'exception du niveau de nappe) sont également mesurées à la station du réseau SCAN (Soil Climate Analysis Network), installée sur le LW en 1998 par le NRCS (Natural Resources Conservation Service). En plus des stations des réseaux Micronet, Mesonet, et SCAN, le LW est également doté d'une station du réseau Ameriflux

(Meyers, 2016) mesurant le bilan énergétique, et notamment le flux de chaleur latente. Deux ans de données (1997 et 1998) ont été collectés à cette station. Enfin, des mesures de débit en rivière sont réalisées en quatre points du bassin par l'USGS (United States Geological Survey) depuis 1992. Une cartographie de l'ensemble des réseaux de mesures présents sur le LW est présentée sur la figure 2.3.

Pour chacun des réseaux, les données sont disponibles aux adresses suivantes :

- ARS Micronet : <http://ars.mesonet.org/>
- Mesonet : <http://mesonet.org/> (données payantes)
- SCAN : <https://wcc.sc.egov.usda.gov/nwcc/site?sitenum=2023>
- Ameriflux : <https://ameriflux.lbl.gov/sites/siteinfo/US-LWW>
- USGS : <https://waterdata.usgs.gov/nwis>

Par ailleurs, le bassin du LW a également fait l'objet de campagnes de mesures par télédétection. Ces dernières offrent une cartographie de l'humidité des sols sur des périodes allant de plusieurs jours jusqu'à un mois, au cours des années 1992, 1997 et 1999 (Jackson *et al.*, 1995, 1999; Jackson et Hsu, 2001).

Travaux de modélisation

De part ses multiples campagnes de mesures, le LW est un site intéressant pour le développement et la validation des modèles hydrologiques. Plusieurs travaux de modélisation sont alors conduits sur le bassin. Van Liew et Garbrecht (2003) utilisent les données de précipitation et de débit du LW pour évaluer la capacité du modèle SWAT à simuler le débit. Rigon *et al.* (2006) utilisent les données de télédétection pour évaluer la capacité de leur modèle GEOTop à simuler la distribution des teneurs en eau. Ces données sont également utilisées par Wang *et al.* (2009) afin d'étalonner et valider leur modèle WEB-DHM (Water and Energy Based Distributed Hydrological Model). Chaney *et al.* (2016) choisissent le LW pour apprécier la performance du couplage entre le modèle de surfaces continentales Noah-MP et le modèle hydrologique TOPMODEL. Jana et Mohanty (2012) appliquent le modèle HYDRUS-3-D au LW dans le but de comparer trois méthodes d'agrégation des paramètres de sol. Évoqué dans le paragraphe 1.2, le modèle ParFlow-CLM est appliqué au LW dans plusieurs articles (Kollet et Maxwell, 2008; Ferguson et Maxwell, 2010; Condon et Maxwell, 2014). L'inventaire fait ici des travaux de modélisation appliqués au LW n'est pas exhaustif. Il suffit néanmoins à illustrer la convergence de multiples travaux sur le bassin.

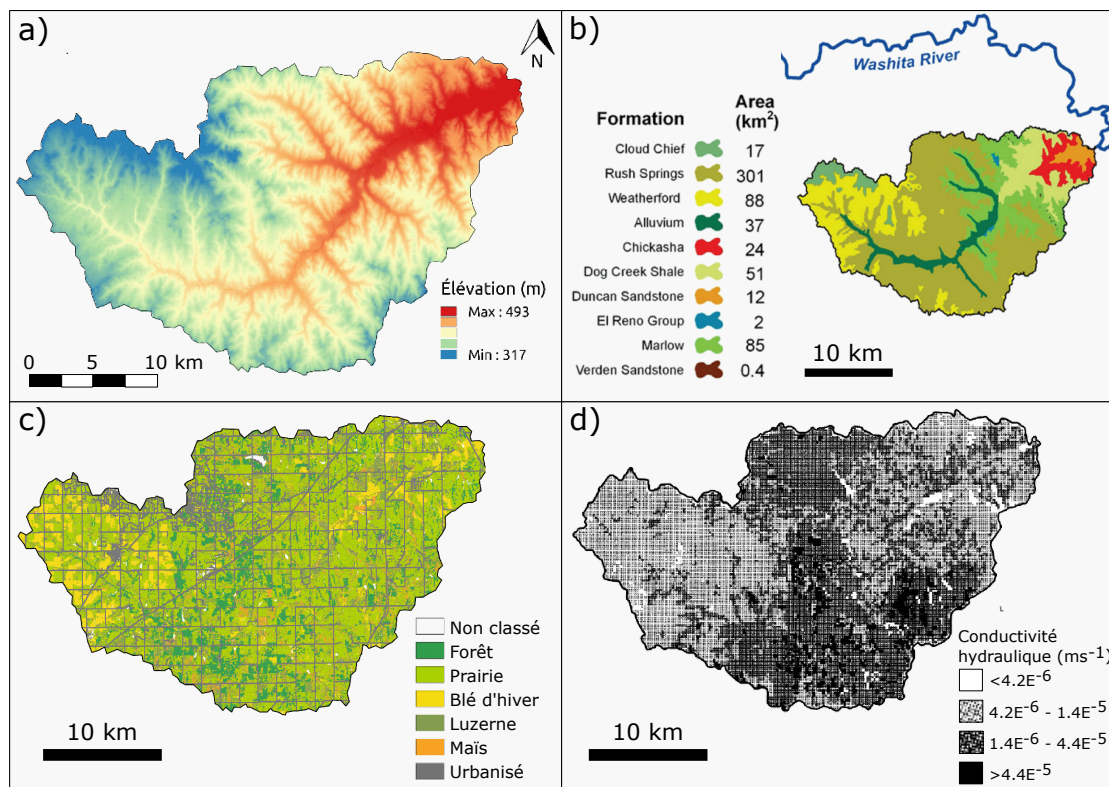


Figure 2.4 – Caractéristiques physiographiques du bassin du Little Washita : a) Topographie (modèle numérique de terrain à 100 m de résolution, d'après les données de l'USGS), b) Géologie, d'après [Moriasi et al. \(2014\)](#), c) Occupation des sols en 2003, d'après les données de [Jackson et Cosh \(2009\)](#), d) Conductivité hydraulique des sols, d'après [Allen et Naney \(1991\)](#).

2.2.2 Physiographie

Le bassin du Little Washita (LW) est situé dans le sud ouest de l'Oklahoma, au sud des grandes plaines Nord Américaines (figure 2.3). Sa surface est de 610 km² et présente une topographie relativement douce (figure 2.4a). Les élévations minimale et maximale sont respectivement égales à 317 m et 493 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Les formations géologiques composant le bassin sont de nature sédimentaire et d'âge Permien (figure 2.4b). Les sols sont quant à eux de perméabilité variable, allant du sable fin ayant une conductivité hydraulique supérieure ou égale à $4,4 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$, aux limons silteux ayant une conductivité hydraulique inférieure ou égale à $4,2 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ([Allen et Naney, 1991](#); [Moriasi et al., 2014](#)) (figure 2.4d). Plusieurs jeux de données d'occupation des sols datant de 1974 à 2007 sont recensés par [Starks et al. \(2014b\)](#). Il apparaît que le LW

est occupé majoritairement par des prairies (65% de la surface), puis par des cultures (16% de la surface), des forêts (13% de la surface) et par de rares zones urbanisées (6% de la surface). Ces pourcentages restent relativement constants sur la période analysée. La figure 2.4c montre la distribution spatiale, en 2003, des différents types d'occupations des sols (Jackson et Cosh, 2009).

2.2.3 Évolution climatique et hydrologique sur la période 1993-2013

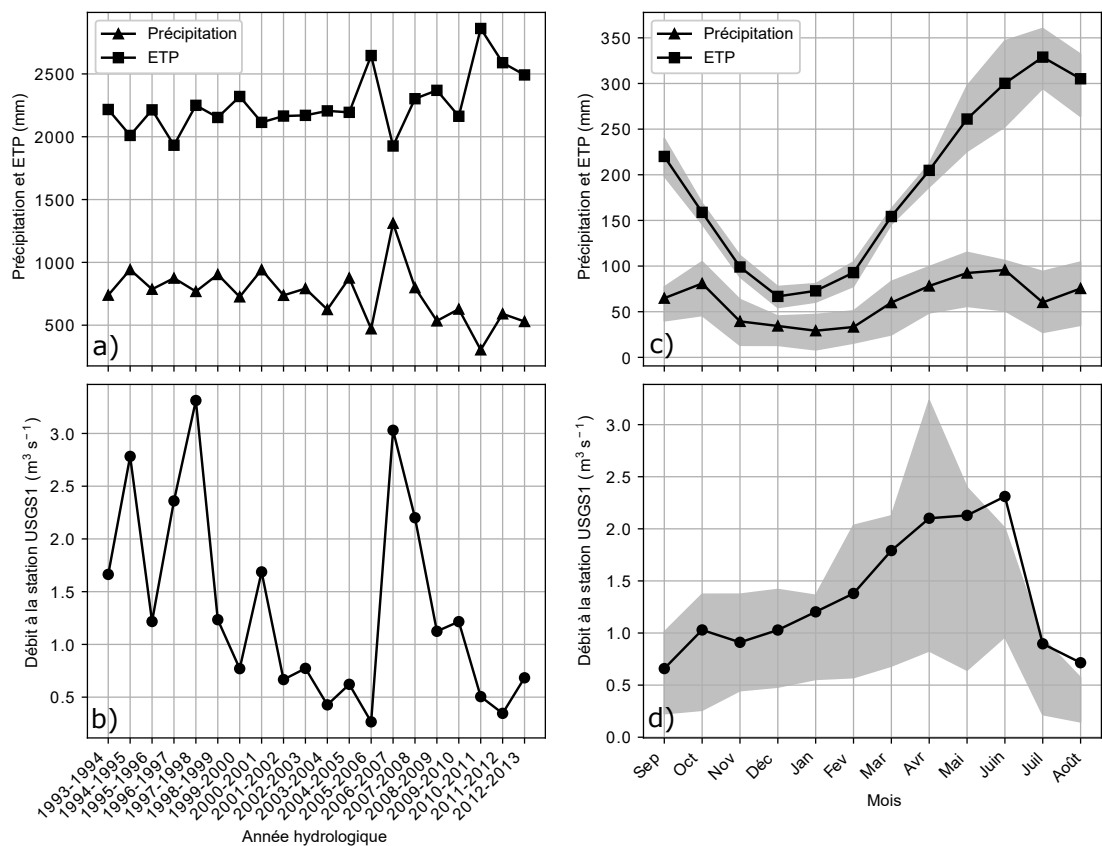


Figure 2.5 – Évolution sur 20 ans (1993-2013) de a) l'évapotranspiration potentielle (ETP) et précipitation moyennes annuelles, b) le débit annuel moyen, c) l'ETP et précipitation saisonnières, et d) le débit saisonnier. Les évolutions saisonnières correspondent aux moyennes mensuelles interannuelles sur la période. Les zones grisées indiquent l'intervalle entre le premier et le troisième quartile de la variabilité interannuelle.

Le climat est caractérisé par une pluviométrie moyenne annuelle d'environ

800 mm et une température moyenne annuelle de 15°C (valeur moyenne du comté de Caddo pour la période 1981-2010, [Laney \(2017\)](#)). En analysant les données climatiques à long terme dans la région, [Garbrecht et al. \(2014\)](#) montrent une tendance à la hausse de la température de l'air observée à partir de 1972. La température augmente de 0,34°C par décennie, ce qui est interprété comme un signe de changement climatique. Une fraction de cette évolution climatique, ainsi que ses conséquences sur le débit du bassin, sont observables sur la période allant de 1993-2013. La figure 2.5a montre les taux annuels d'évapotranspiration potentielle (ETP) et de précipitation sur cette période, d'après les données de ré-analyses NARR (North American Regional Reanalysis) dont les résolutions spatiale et temporelle sont respectivement de 30 km et de 3 heures ([Mesinger et al., 2006](#)). L'ETP augmente alors que les précipitations diminuent, ce qui conduit à une ETP de deux à cinq fois supérieure aux précipitations totales sur la période. En ce qui concerne les moyennes mensuelles (Figure 2.5c), les précipitations les plus importantes se produisent d'avril à juin, tandis que l'ETP la plus importante se produit en juillet.

La station de mesure de débit située le plus en aval, appelée ici USGS1 (figure 2.3), draine une superficie de 601 km². Les données à cette station (figures 2.5b et 2.5d) indiquent une tendance à la baisse du débit sur la période, avec des valeurs maximales en 1997-1998 et 2006-2007. Le pic de 2006-2007 correspond à une année avec un taux de précipitations élevé. Cependant, le pic de 1997-1998 pourrait être dû au moment d'occurrence des précipitations. Au cours de cette année hydrologique, les événements pluvieux les plus importants ont lieu en décembre et janvier alors que l'évapotranspiration potentielle est minimale, produisant ainsi des pics de crues. Cette année peut être qualifiée de particulière, puisque les pics de précipitation et de débit se produisent habituellement d'avril à juin.

2.3 Outil numérique : le code intégré HydroGeoSphere

La démarche nécessitant une modélisation distribuée à base physique, le modèle HydroGeoSphere (HGS) est utilisé (Therrien *et al.*, 2010). Ce dernier est né du code FRAC3DVS développé par R. Therrien et E.A. Sudicky à l'université de Waterloo (Brunner et Simmons, 2012). Il s'agit d'un code de calcul intégré des écoulements d'eau et du transport de solutés en surface et subsurface. HGS couple l'équation d'onde de diffusion pour l'écoulement de surface en 2D et l'équation de Richards pour l'écoulement souterrain à saturation variable en 3D. Les équations sont résolues en appliquant la méthode des volumes de contrôles en éléments finis et la technique de linéarisation de Newton-Raphson. HGS comprend des options de pas de temps adaptatif. Le modèle est forcé avec des données de précipitation et d'évapotranspiration potentielle (ETP). L'évapotranspiration réelle est ensuite estimée en considérant trois facteurs limitants : l'indice de surface foliaire (LAI, de l'anglais Leaf Area Index), l'humidité du sol et la distribution verticale des racines. Les équations du modèle HGS sont résumées dans les paragraphes à suivre. Plus de détails sont disponibles dans la documentation (Aquanty, 2015).

2.3.1 Écoulements

Écoulement de subsurface

L'écoulement souterrain en zones saturée et non saturée est décrit dans le code HGS par la forme suivante de l'équation de Richards :

$$-\nabla \cdot (q) + \sum \Gamma_{ex} \pm Q = sS_e \frac{\partial \psi}{\partial t} + \theta_s \frac{\partial s}{\partial t}, \quad (2.1)$$

où $\Gamma_{ex} [L^3 L^{-3} T^{-1}]$ est le terme d'échange volumétrique de fluide entre le domaine de subsurface et tous les autres domaines (tels que le domaine de surface), $Q [L^3 L^{-3} T^{-1}]$ est un terme source ou puits, $s [-]$ est la saturation en eau, $S_e [L^{-1}]$ est le coefficient d'emménagement, $\psi [L]$ est la pression, $\theta_s [-]$ est la teneur en eau à saturation, qui est égale à la porosité, et $q [LT^{-1}]$ est donné par

$$q = -K_s \cdot k_r \nabla(\psi + z), \quad (2.2)$$

où $K_s [LT^{-1}]$ est la conductivité hydraulique à saturation, $k_r [-]$ est la conductivité relative du milieu qui est fonction de s , et $z [L]$ correspond à l'élévation.

Les relations entre ψ et les variables s et k_r sont données par les fonctions de Van Genuchten décrites dans le paragraphe 1.1.2.

Écoulement de surface

L'écoulement de surface est décrit par une approximation de l'équation de Saint Venant dite approximation de l'onde diffusive :

$$-\nabla \cdot (d_o q_o) - d_o \Gamma_o \pm Q_o = \frac{\partial \phi_o h_o}{\partial t}, \quad (2.3)$$

où $d_o [L]$ est la profondeur de la lame d'eau, $\Gamma_o [T^{-1}]$ est le terme d'échange avec le domaine de subsurface, $Q_o [LT^{-1}]$ est un terme source ou puits, $\phi_o [-]$ est la porosité valant 1 pour une surface plane et variant entre 0 et 1 pour les surfaces irrégulières, $h_o [L]$ est l'élévation de la surface de l'eau ($h_o = d_o + z_o$, avec z_o l'élévation du sol), et $q_o [LT^{-1}]$ est le flux d'eau donné par

$$q_o = -K_o \cdot k_{ro} \nabla (d_o + z_o), \quad (2.4)$$

où $k_{ro} [-]$ est un facteur pour la prise en compte de la réduction de la conductance horizontale et $K_o [LT^{-1}]$ est la conductance en surface donnée par

$$K_{ox} = \frac{d_o^{2/3}}{n_x} \frac{1}{[\partial h_o / \partial s]^{1/2}}, \quad (2.5)$$

$$K_{oy} = \frac{d_o^{2/3}}{n_y} \frac{1}{[\partial h_o / \partial s]^{1/2}}, \quad (2.6)$$

où n_x et $n_y [L^{-1/3}T]$ correspondent aux coefficients de rugosité de Manning et $s [L]$ correspond à la distance dans la direction de la pente maximale.

2.3.2 Évapotranspiration

Interception

L'interception des précipitations par la canopée est modélisée par un réservoir. Les précipitations qui dépassent le stockage dans ce réservoir canopée et l'évaporation depuis ce réservoir atteignent la surface du sol. La capacité maximale du réservoir canopée $S_{int}^{Max} [L]$ est donnée par

$$S_{int}^{Max} = c_{int} LAI, \quad (2.7)$$

avec $c_{int} [L]$ le paramètre de stockage par la canopée et $LAI [-]$ l'indice de surface foliaire. Ce dernier se définit comme une surface de feuillage par surface de sol.

L'évaporation depuis la canopée $E_{can} [LT^{-1}]$ est calculée à chaque pas de temps Δt avec

$$E_{can} = \min \left\{ ETP, \frac{S_{int}^0}{\Delta t} + R \right\}, \quad (2.8)$$

où $ETP [LT^{-1}]$ est l'évapotranspiration potentielle, $S_{int}^0 [L]$ est la valeur de S_{int} au temps précédent et $R [LT^{-1}]$ est le flux précipité.

Transpiration

La transpiration $T_p [LT^{-1}]$ est calculée avec l'équation suivante :

$$T_p = f_1(LAI)f_2(\theta)RDF[ETP - E_{can}], \quad (2.9)$$

où $f_1(LAI)$ est une fonction de l'indice de surface foliaire, $f_2(\theta)$ est une fonction de la teneur en eau et RDF est la fonction de distribution racinaire. Leur expression est donnée par

$$f_1(LAI) = \max\{0, \min\{1, (C_2 + C_1 LAI)\}\}, \quad (2.10)$$

$$f_2(\theta) = \begin{cases} 0 & \text{pour } 0 \leq \theta \leq \theta_{wp} \\ 1 - \left(\frac{\theta_{fc} - \theta}{\theta_{fc} - \theta_{wp}} \right)^{C_3} & \text{pour } \theta_{wp} \leq \theta \leq \theta_{fc} \\ 1 & \text{pour } \theta_{fc} \leq \theta \leq \theta_o \\ \left(\frac{\theta_{an} - \theta}{\theta_{an} - \theta_o} \right)^{C_3} & \text{pour } \theta_o \leq \theta \leq \theta_{an} \\ 0 & \text{pour } \theta_{an} \leq \theta \end{cases}, \quad (2.11)$$

$$RDF = \frac{\int_{z'_1}^{z'_2} r_F(z') dz'}{\int_0^{L_r} r_F(z') dz'}, \quad (2.12)$$

où C_1 , C_2 et C_3 $[-]$ sont des paramètres d'ajustement, $L_r [L]$ est la longueur racinaire, $z' [L]$ est la profondeur depuis la surface du sol, $r_F(z') [L^3 T^{-1}]$ est la fonction d'extraction racinaire, et θ_{wp} , θ_{fc} , θ_o et θ_{an} $[-]$ sont les teneurs en eau au point de flétrissement, à la capacité au champ, à la limite oxique et à la limite anoxique. Le point de flétrissement désigne la teneur en eau en deçà de laquelle la plante n'est plus en capacité de prélever l'eau dont elle a besoin. Celle-ci va alors flétrir. La capacité au champ correspond à la teneur en eau à laquelle la transpiration devient maximale. Ce maximum est maintenu jusqu'à la limite oxique, au-delà de laquelle la transpiration diminue. Celle-ci atteint zéro à la teneur en eau de limite anoxique où le manque d'aération rend les racines inactives.

Évaporation depuis la surface et la subsurface

L'évaporation depuis la surface est donnée par

$$E_{OLF} = \alpha_{OLF}^* (ETP - E_{can} - T_p), \quad (2.13)$$

avec

$$\alpha_{OLF}^* = \begin{cases} \left(\frac{d_o}{h_s} \right)^{2(1-d_o/h_s)} & \text{pour } 0 \leq d_o \leq d_s \\ 1 & \text{pour } d_o > d_s \end{cases} . \quad (2.14)$$

L'évaporation depuis la subsurface est calculée avec :

$$E_s = \alpha^* (ETP - E_{can} - T_p - E_{OLF}) EDF, \quad (2.15)$$

avec :

$$\alpha^* = \begin{cases} 0 & \text{pour } \theta < \theta_{e2} \\ \frac{\theta - \theta_{e2}}{\theta_{e1} - \theta_{e2}} & \text{pour } \theta_{e2} \leq \theta \leq \theta_{e1} \\ 1 & \text{pour } \theta > \theta_{e1} \end{cases} , \quad (2.16)$$

où θ_{e1} est la teneur en eau au-dessus de laquelle l'évaporation maximale a lieu, et où θ_{e2} est la teneur en eau en-dessous de laquelle l'évaporation est nulle. EDF est la fonction de distribution verticale de l'évaporation, laquelle décroît (par défaut de façon linéaire) avec la profondeur, jusqu'à la profondeur d'extinction B_{soil} . Cela traduit la diminution de la pénétration d'énergie dans le sol.

Bilan du chapitre

Ce chapitre a permis de :

- Mettre en place la démarche de mise à l'échelle des processus physiques à l'origine du débit et de l'évapotranspiration. Pour cela, l'approche de modélisation par une colonne dotée d'une fonction de drainage (modèle H2SC de Maquin (2016)) a d'abord été envisagée. Une application du modèle de colonne a cependant mis en évidence une limitation : le processus de compensation de l'évapotranspiration par apport d'eau de l'amont n'est pas représenté. Une nouvelle démarche est alors mise en place. Il s'agit de l'approche bottom-up par réduction de dimensionnalité, qui s'articule en trois étapes : mise en place d'une simulation hydrologique 3D de référence à l'échelle du bassin versant, la réduction du modèle 3D à un modèle 2D de versant équivalent, et enfin la réduction du modèle 2D à un modèle de réservoirs.
- Présenter le bassin versant choisi pour le développement de la démarche. Il s'agit du bassin du Little Washita, un bassin de 610 km² situé en Oklahoma aux États-Unis. Celui-ci est choisi pour différentes raisons. Premièrement, il est bien connu de la communauté des hydrologues et il regroupe une multitude de données ainsi que plusieurs travaux de modélisation. Ensuite, il possède des caractéristiques physiographiques avantageuses pour le développement de notre démarche de mise à l'échelle. Sa surface est comprise dans la fourchette des surfaces des mailles continentales, et sa topographie est relativement douce et uniforme. L'hydrologie du Little Washita est considérée sur 20 années, le but étant de valider la démarche sur un enchaînement conséquent d'années sèches et humides.
- Présenter l'outil de modélisation utilisé : le code 3D intégré à base physique HydroGeoSphere (HGS) (Therrien *et al.*, 2010). HGS couple l'équation d'onde de diffusion pour l'écoulement de surface en 2D et l'équation de Richards pour l'écoulement souterrain à saturation variable en 3D. HGS calcule également un flux évapotranspiratoire à partir de l'évapotranspiration potentielle fournie en forçage, et de plusieurs fonctions dépendantes de l'indice foliaire, la distribution des racines et la teneur en eau. HGS est choisi pour sa capacité à modéliser les processus hydrologiques de façon physique, intégrée et distribuée.

Chapitre 3

Simulation 3D de référence de l'hydrologie du bassin du Little Washita sur 20 années

Objectifs du chapitre : Mettre en place une simulation 3D de référence de l'hydrologie du bassin du Little Washita sur la période 1993-2013, à l'aide du code HydroGeoSphere.

Pour ce faire : La modélisation 3D du bassin est établie au travers de choix de discrétisation, d'application des conditions aux limites, de différents paramètres, et enfin de la procédure d'initialisation. Les résultats de simulation sur 20 ans sont ensuite comparés aux données expérimentales de débit et d'évapotranspiration, avant d'être utilisés pour l'analyse de l'influence des eaux souterraines sur le flux évapotranspiratoire.

3.1 Modélisation 3D du bassin du Little Washita

3.1.1 Discrétisation et conditions aux limites

Discrétisation spatiale

Le maillage utilisé pour la modélisation du bassin du Little Washita est le même que celui utilisé par [Maquin \(2016\)](#). Il possède une résolution horizontale allant de 1 km au niveau des bordures du bassin à 100 m au niveau du réseau hydrographique (figure 3.1a). Le choix d'une résolution à 1 km en bordures est inspiré de la modélisation ParFlow de [Kollet et Maxwell \(2008\)](#). La résolution plus fine au niveau du réseau hydrographique permet quant à elle un tracé plus pré-

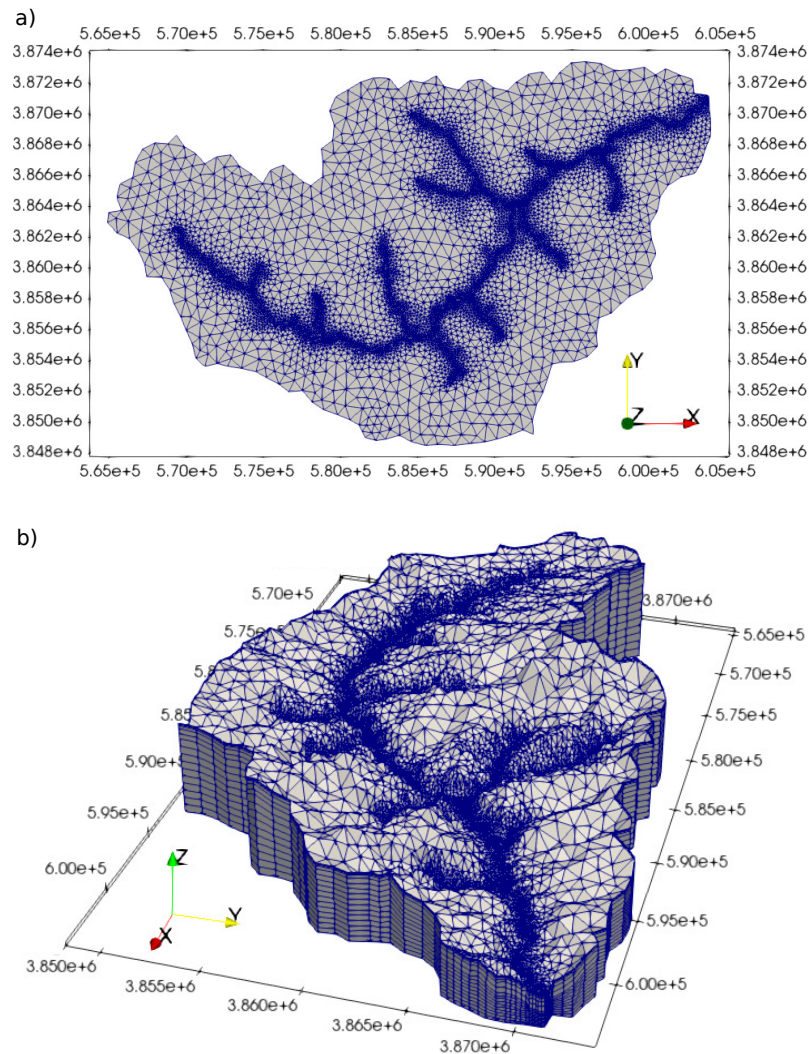


Figure 3.1 – Maillage 3D du bassin du Little Washita repris de [Maquin \(2016\)](#). a) Maillage en surface présentant une résolution de 1 km au niveau des bordures du bassin et de 100 m au niveau du réseau hydrographique. b) Maillage tridimensionnel avec 19 couches sur l'axe z.

cis des rivières, ainsi qu'une description plus fine de la distribution des teneurs en eau et de l'évapotranspiration au voisinage des rivières. La topographie est extraite du modèle numérique de terrain présenté dans le paragraphe 2.2.2 (figure 2.4). De la même façon que [Kollet et Maxwell \(2008\)](#), une limite horizontale est appliquée à la base du domaine. Cela résulte en une épaisseur totale du domaine comprise entre 60 m et 214 m. Cette épaisseur est discrétisée avec une

résolution comprise entre 1 cm et 18 m (figure 3.1b). En partant de la surface du sol, la dimension verticale des mailles est respectivement égale à 1 cm, 9 cm, 20 cm, 50 cm, 1,2 m, 3 m, 6 m, 10 m, et 10 m à nouveau. L'épaisseur restante est discrétisée en 10 mailles, ce qui donne en tout 19 couches sur l'épaisseur totale. Nous appellerons ce choix de discrétisation verticale DV1. En considérant l'ensemble de ce maillage 3D, on compte 307097 éléments et 163180 noeuds.

Un test de sensibilité du modèle à la discrétisation verticale est effectué. Le but est de vérifier si une description plus fine des profils de teneurs en eau impacte le bilan d'eau simulé. Une seconde discrétisation verticale, plus fine, est alors considérée. Nous l'appellerons DV2. Celle-ci est composée non pas de 19 mais de 25 couches. En partant de la surface du sol, la dimension verticale des mailles est respectivement égale à 1 cm, 2 cm, 3 cm, 9,5 cm, 9,5 cm à nouveau, 25 cm pour 9 couches consécutives, 50 cm, 1 m, 2 m, 6 m, et 18 m. L'épaisseur restante est discrétisée en 6 mailles. Deux configurations de modèle 3D identiques, à l'exception de la discrétisation verticale, sont utilisées pour simuler l'hydrologie du LW sur une année. La figure 3.2 montre une comparaison des débits moyens journaliers simulés avec chacune des discrétisations verticales (DV1 et DV2). Il apparaît que les débits moyens journaliers simulés avec DV2 sont majoritairement égaux ($\pm 10\%$) aux débits simulés avec DV1. Seuls quelques points isolés dépassent légèrement de l'intervalle plus ou moins 10%. Ainsi, la discrétisation verticale plus fine n'impacte pas le débit simulé de façon significative. Par conséquent, la discrétisation verticale de Maquin (2016), appelée ici DV1, est conservée.

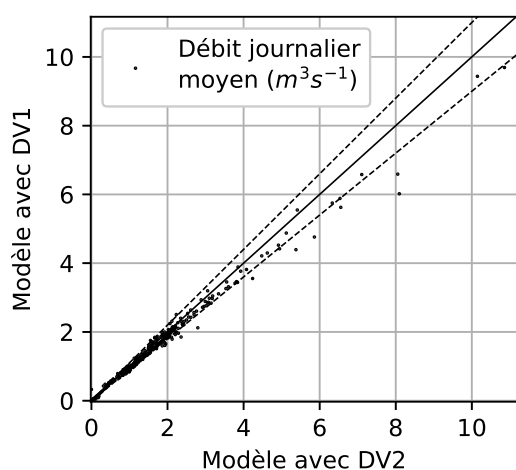


Figure 3.2 – Comparaison des débits moyens journaliers simulés par deux configurations de modèle 3D identiques à l'exception de la discrétisation verticale. DV1 et DV2 désignent respectivement une discrétisation verticale à 19 et à 25 couches sur l'épaisseur totale du domaine variant entre 60 m et 214 m. Une année hydrologique est simulée ici (année 1998-1999). La droite $y = x$ est représentée en trait plein et l'intervalle à plus ou moins 10% est représenté par les droites en pointillés.

Discrétisation temporelle

Le pas de temps HGS est adaptatif. Maquin (2016) impose un pas de temps maximal de 5400 s correspondant à la moitié du pas de temps des données de forçage météorologique. L'objectif étant de simuler une période de 20 années, il est nécessaire de relâcher le pas de temps maximal afin de conserver des temps de calcul raisonnables. Un test est alors conduit sur une année avec des forçages météorologiques moyens journaliers et un pas de temps maximal d'un jour. Moyenner les forçages conduit à un lissage des signaux de pluie et d'évapotranspiration potentielle (figure 3.3) qui peut avoir un impact sur la réponse hydrologique du modèle. La figure 3.4 montre une comparaison entre les débits moyens journaliers simulés sur une année avec les deux configurations suivantes : la configuration appelée DT1 dont la résolution temporelle des forçages est égale à 3h et le pas de temps maximal à 5400 s, et la configuration appelée DT2 dont la résolution temporelle des forçages et le pas de temps maximal sont fixés à 86400 s. Sauf pour quelques points isolés, les débits moyens journaliers s'alignent le long de la droite $y = x$, montrant ainsi un faible impact de la discrétisation temporelle sur le débit simulé. La configuration DT2 est par conséquent utilisée par la suite.

Conditions aux limites

Une condition à la limite de flux nul est imposée à la base du modèle qui est considérée comme imperméable, ainsi qu'aux bordures du bassin qui correspondent à la ligne de partage des eaux. Au niveau de l'exutoire, une condition limite de profondeur critique est appliquée aux noeuds de surface (Aquanty, 2015).

En surface, les conditions limites correspondent aux précipitations et à l'évapotranspiration potentielle. Ces derniers sont uniformes sur la surface du bassin et correspondent aux données de réanalyses NARR présentées en section 2.2.3. Comme justifié précédemment, ces données sont utilisées au pas de temps journalier. Par ailleurs, elles sont appliquées de façon uniforme pour différentes raisons. Premièrement, une simulation a été conduite sur une année en utilisant les données de précipitation du réseau de mesures ARS, présenté en section 2.2.1. Ces dernières ont été appliquées de façon spatialisée à l'aide de la méthode des polygones de Thiessen. Non montrés ici, les débits simulés ne diffèrent pas significativement des débits obtenus avec un forçage en précipitation uniforme. Ensuite, notons qu'en se plaçant dans le contexte d'une modélisation de surface continentale à l'échelle d'une maille, les forçages sont homogènes. Enfin, les données de réanalyse ont l'avantage, contrairement aux réseaux de mesures locales de type ARS, d'être continues sur les vingt années considérées.

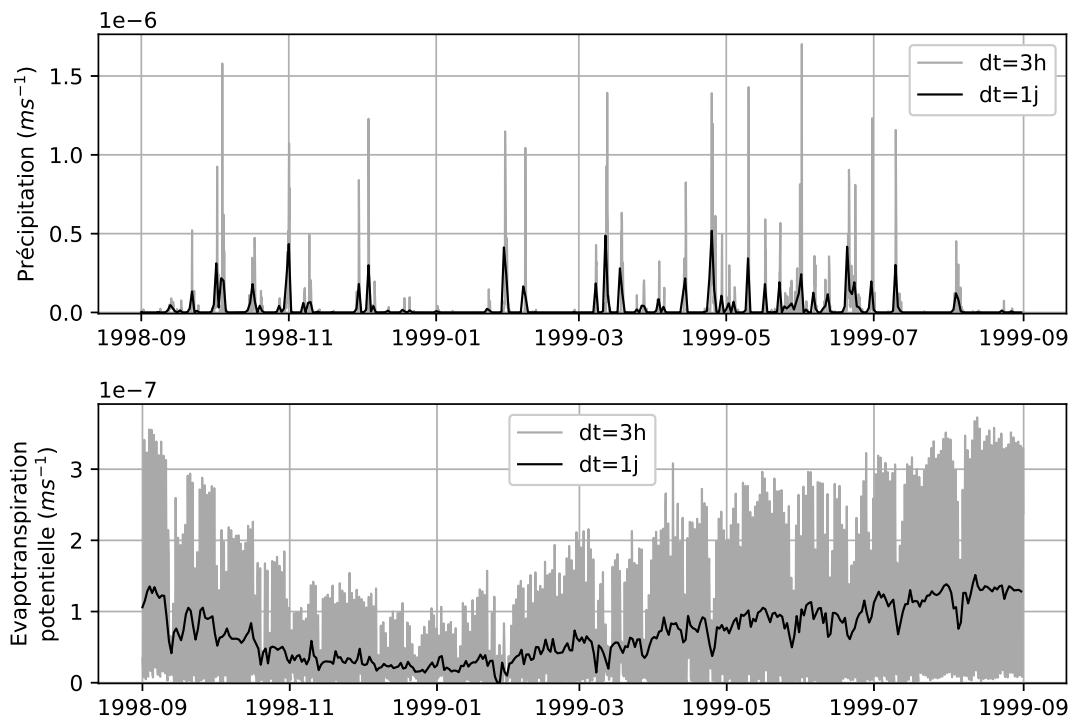


Figure 3.3 – Comparaison des forçages météorologiques (précipitation et évapotranspiration potentielle) aux pas de temps trihoraire et journalier, sur une année hydrologique (1998-1999). Données de réanalyses NARR (présentées dans le paragraphe 2.2.3).

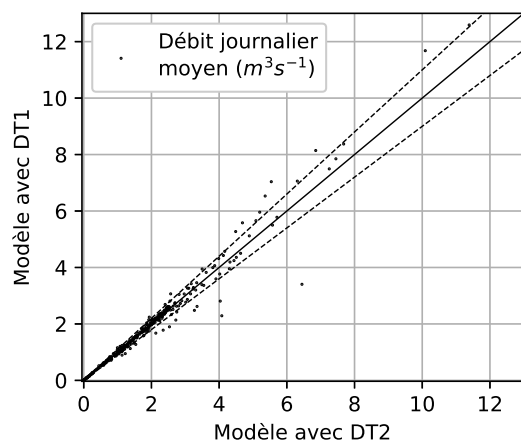


Figure 3.4 – Comparaison des débits moyens journaliers simulés par deux configurations de modèle 3D : DT1, qui désigne une résolution temporelle des forçages égale à 3h et un pas de temps maximal à 5400 s, et DT2 qui désigne une résolution temporelle des forçages et un pas de temps maximal fixés à 86400 s. Une année hydrologique est simulée ici (année 1998-1999). La droite $y = x$ est représentée en trait plein et l'intervalle à plus ou moins 10% est représenté par les droites en pointillés.

3.1.2 Définition des paramètres

Un récapitulatif de l'ensemble des paramètres définis ci-après est présenté en table 3.1.

Paramètres de subsurface

L'hydrologie sur une année a été simulée dans un premier temps avec une spatialisation des paramètres de sol, comme celle réalisée par Kollet et Maxwell (2008). Non montrés ici, les débits simulés ne diffèrent pas significativement des débits obtenus avec un milieu homogène. Le choix est par conséquent fait de conserver une configuration simple avec des paramètres de subsurface homogènes. Ces derniers sont basés sur Kollet et Maxwell (2008) : porosité $\theta_s = 0,4$, saturation résiduelle $s_r = 0,2$, paramètres de Van Genuchten $\alpha = 3,5m^{-1}$ et $\beta = 2,0$. La conductivité hydraulique à saturation a quant à elle été ajustée afin d'optimiser la concordance des débits simulés avec les débits mesurés sur la période. La valeur retenue est $K_s = 5 \times 10^{-6}ms^{-1}$.

Paramètres de surface

Deux valeurs différentes de coefficient de rugosité sont appliquées aux noeuds rivières et aux autres noeuds de surface. Ces valeurs sont les mêmes que celles utilisées par Maquin (2016). Elles sont respectivement égales à 0,02 et 0,1 pour les noeuds rivière et les noeuds de surface hors rivières.

Paramètres d'évapotranspiration

La profondeur maximale à laquelle l'eau du sol peut être évaporée est définie d'après la valeur par défaut du code HydroGeoSphere : $B_{soil} = 0,2$ m. La saturation θ_{e1} [—] limitant l'évaporation du sol est également prise par défaut, tandis que θ_{e2} [—] est définie de façon à être supérieure à la saturation résiduelle du milieu (voir équation 2.16). De cette façon, lorsque la saturation du milieu est inférieure ou égale à la saturation résiduelle, l'évaporation ne peut avoir lieu.

Concernant la transpiration, différents types de végétation sont considérés : forêts à feuilles caduques, forêts à feuilles persistantes, cultures, et prairies. Leur distribution spatiale est celle de Maquin (2016) qui utilise les données d'occupation des sols de l'USGS. Une fonction cubique (Aquanty, 2015) décrit les distributions racinaires jusqu'aux profondeurs maximales (Jackson *et al.*, 1996; Canadell *et al.*, 1996; Fan *et al.*, 2016). Les saturations limitant la transpiration sont identiques à celles de l'évaporation, et aucune limite oxique ni anoxique n'est considérée (i.e. paramètres θ_o [—] et θ_{an} [—] égaux à 1). L'évolution temporelle de

Table 3.1 – Table récapitulative des paramètres de subsurface, de surface et d'évapotranspiration du modèle 3D du bassin du LW. Les valeurs des paramètres de stockage par la canopée, ainsi que des paramètres de saturations limites et d'ajustement pour la transpiration, sont identiques pour tous types de végétation.

Paramètres de subsurface, voir éqs. (1.12), (1.13), (2.1) et (2.2)	Valeur	Unité
Conductivité hydraulique à saturation K_s	5×10^{-6}	ms^{-1}
Porosité θ_s	0,4	—
Coefficient d'emménagement S_e	$2,3 \times 10^{-4}$	m^{-1}
Saturation résiduelle s_r	0,2	—
Paramètres de Van Genuchten :		
α	3,5	m^{-1}
n	2,0	—
Paramètres de surface, voir éqs. (2.3) à (2.6)	Valeur	Unité
Pour les noeuds rivière :		
Coefficient de rugosité n_x	0,02	$m^{-1/3}s$
Coefficient de rugosité n_y	0,02	$m^{-1/3}s$
Pour les autres noeuds :		
Coefficient de rugosité n_x	0,1	$m^{-1/3}s$
Coefficient de rugosité n_y	0,1	$m^{-1/3}s$
Paramètres d'évapotranspiration, voir éqs. (2.7) à (2.16)	Valeur	Unité
Stockage par la canopée C_{int}	10^{-5}	m
Profondeur maximale d'évaporation depuis le sol B_{soil}	0,2	m
Saturations limitant l'évaporation :		
θ_{e2}	0,25	—
θ_{e1}	0,5	—
Profondeur racinaire maximale L_r :		
Prairies	1,9	m
Cultures	1,9	m
Forêt à feuilles caduques	3,0	m
Forêt à feuilles persistantes	3,3	m
Saturations limitant la transpiration :		
Point de flétrissement θ_{wp}	0,25	—
Capacité de champ θ_{fc}	0,5	—
Limite oxique θ_o	1,0	—
Limite anoxique θ_{an}	1,0	—
Paramètres d'ajustement :		
C1	0,1	—
C2	0,0	—
C3	1,0	—

l'indice de surface foliaire (LAI) est supposée identique d'année en année. Les données de LAI de Maquin (2016) sont utilisées pour les deux types de forêts ainsi que pour les prairies. Ces données correspondent à des valeurs de LAI minimales en hiver et maximales en été. Sachant que la culture de blé d'hiver est majoritaire sur le bassin, un LAI correspondant est appliqué. Celui-ci est extrait de simulations ORCHIDEE et présente un maximum d'avril à juin, avant de s'annuler au moment de la récolte. L'évolution temporelle des LAI pour les différents types de végétation est tracée sur la figure 3.5. Par ailleurs, les équations (2.10) et (2.11) font intervenir les paramètres d'ajustement $C1$, $C2$ et $C3$ [—]. Les valeurs par défaut de HGS sont conservées pour $C2$ et $C3$ tandis que $C1$ est ajusté dans le but d'optimiser la concordance des débits simulés avec les débits mesurés sur la période.

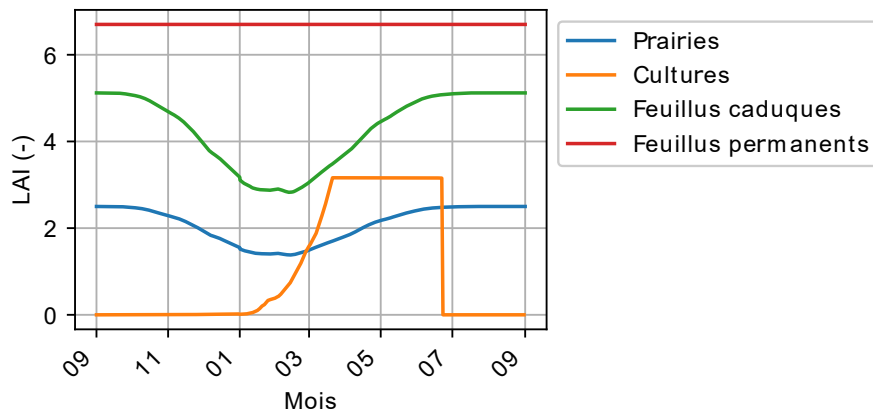


Figure 3.5 – Évolution au cours d'une année hydrologique de l'indice de surface foliaire (LAI) pour les différents types de végétations présents sur le bassin du Little Washita.

3.1.3 Initialisation

Les conditions initiales de la simulation 3D sont obtenues par une procédure de spin-up, à l'instar des travaux de Kollet et Maxwell (2008). Cette procédure consiste, à partir d'un état initial, à simuler de façon consécutive plusieurs fois la même année hydrologique jusqu'à obtention d'un état d'équilibre. L'état initial choisi correspond à une profondeur de nappe imposée à 2 m. Les itérations sont réalisées avec les forçages de la première année de la période considérée, soit l'année 1993-1994. L'état d'équilibre est considéré atteint lorsque la variation du volume d'eau dans le milieu poreux est inférieure à 0,2 % du volume initial. Pour cela, 9 itérations ont été nécessaires. Appliquée ici, la procédure utilisée par Ma-

quin (2016) permet de limiter le temps de calcul en démarrant avec 3 itérations sans calcul de l'évapotranspiration, et en ajustant les différents paramètres numériques (table 3.2). La simulation de l'hydrologie du bassin du Little Washita sur 20 ans débute ainsi avec la neuvième itération sur l'année 1993-1994. Autrement dit, l'état final de la huitième itération sur l'année 1993-1994 constitue l'état initial de la simulation sur 20 ans.

Table 3.2 – Table récapitulative des paramètres numériques pour chaque itération de la procédure d'initialisation par spin-up.

Itération	Calcul de l'ET	Critère de convergence absolu	Critère de convergence relatif	Jacobian epsilon
1	Non	10^{-2}	10^{-2}	10^{-6}
2	Non	10^{-4}	10^{-3}	10^{-5}
3	Non	10^{-4}	10^{-3}	10^{-5}
4 à 9	Oui	10^{-3}	10^{-3}	3×10^{-5}

3.2 Résultats de simulation

Les simulations sont effectuées sur un processeur Intel Xeon à 2,4 GHz. Parallélisés sur 4 noeuds (Aquanty, 2016), les calculs sur la période des 20 ans ont nécessité 636 heures, soit 27 jours. Le débit et le flux d'évapotranspiration simulés sont d'abord comparés aux données mesurées sur site. L'influence de la nappe sur la production du flux évapotranspiratoire est ensuite analysée.

3.2.1 Comparaison aux données expérimentales

La capacité du modèle tridimensionnel à simuler le bilan hydrique réel du bassin du LW sur la période 1993-2013 est évaluée en comparant les débits simulés et mesurés à la station USGS1 et le flux de chaleur latente au site Ameriflux (emplacements représentés sur la figure 2.3). Comme indiqué précédemment, les données de débit de la station USGS1 sont disponibles pendant toute la période. En ce qui concerne la mesure du flux de chaleur latente, la campagne s'est déroulée de janvier 1997 à décembre 1998 (Meyers, 2016). La comparaison entre données mesurées et sorties de modèle est quantifiée à l'aide du critère d'efficacité Kling-Gupta (KGE). Il résulte de la décomposition du critère d'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE). Cette décomposition en trois composantes est connue pour offrir une interprétation complète du biais : r représente le coefficient de corrélation linéaire, α est le rapport de variabilité, calculé à partir de l'écart-type, et β est le rapport entre les moyennes des données. La valeur idéale pour le KGE et ses composantes est de 1 (Gupta *et al.*, 2009).

Débit

La figure 3.6 montre la comparaison entre les débits simulés et mesurés à USGS1. Celle-ci montre une bonne simulation de la tendance à la baisse sur la période de 20 ans (figure 3.6a). Des divergences sont par ailleurs perceptibles : le débit annuel est sous-estimé sur les périodes 1993 à 1998 et 2007 à 2011 alors qu'il est surestimé entre 1998 et 2006. En observant les moyennes mensuelles (Figure 3.6b), il apparaît que pour certaines années, la première moitié de l'année hydrique est bien simulée alors que la seconde moitié est sous-estimée par le modèle (1994-1995 par exemple). Cependant, pour d'autres années, la première moitié de l'année hydrique est surestimée alors que la seconde moitié est bien simulée (1998-1999 par exemple). Différents facteurs peuvent expliquer les difficultés du modèle à décrire le cycle saisonnier et sa variabilité sur 20 ans : les résolutions spatiales et temporelles des forçages météorologiques, ou bien le caractère constant des paramètres d'évapotranspiration. En effet, Li *et al.* (2008) montrent l'importance d'un ajustement de ces paramètres d'une

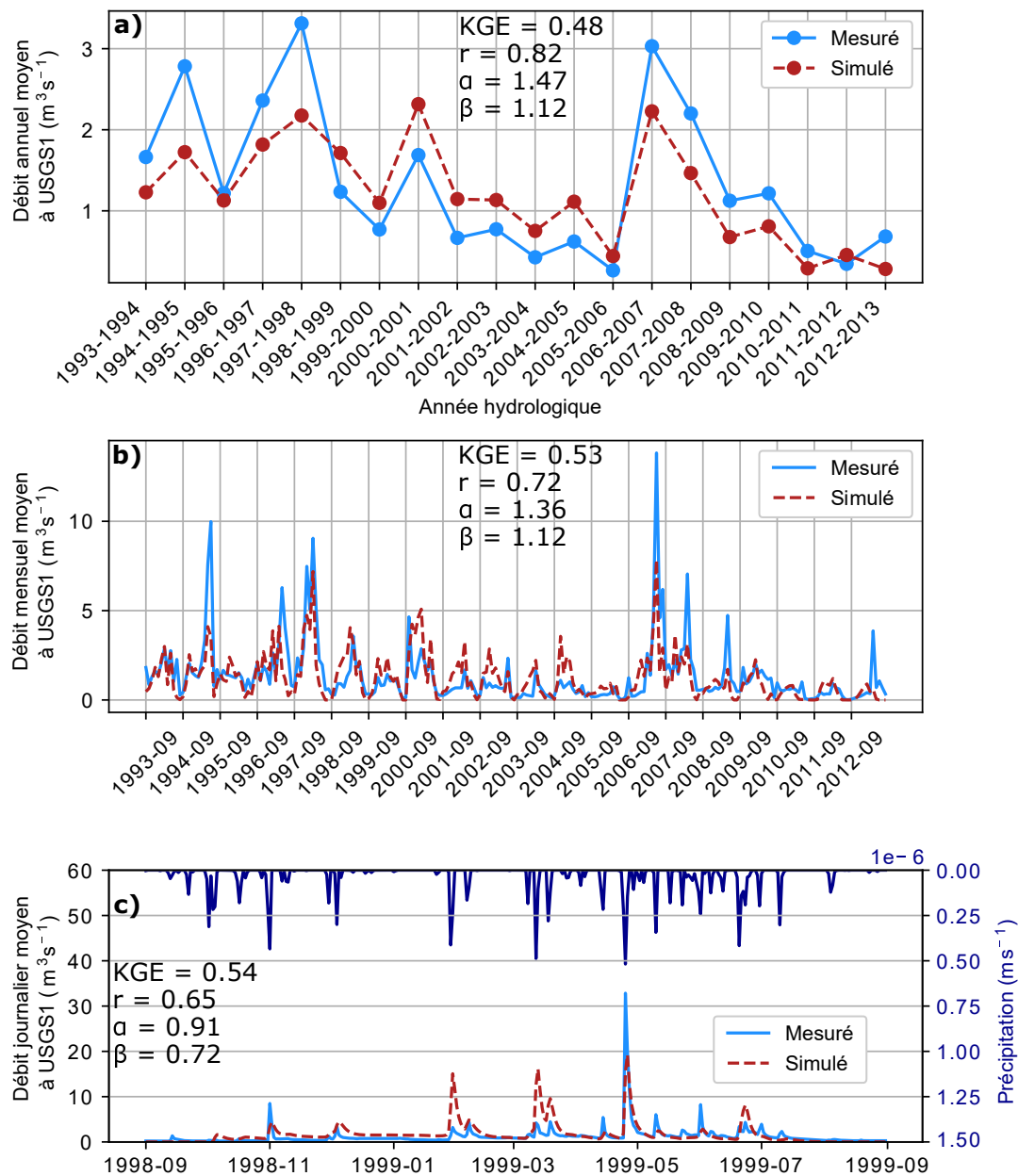


Figure 3.6 – Débit (a) annuel moyen et (b) mensuel moyen à la station USGS1 sur la période 1993-2013, et (c) débit journalier moyen au cours de l'année 1998-1999 : comparaison des débits mesurés avec ceux simulés par le modèle 3D.

année sur l'autre, puisque la modélisation des flux d'évapotranspiration repose sur des relations empiriques. Afin d'évaluer le modèle à l'échelle journalière (Fi-

gure 3.6c), une attention est portée sur l'année hydrologique 1998-1999, qui est celle simulée par [Kollet et Maxwell \(2008\)](#) : comme remarqué précédemment, le modèle a des difficultés à décrire la variation de la saisonnalité d'une année à l'autre, conduisant en 1998-1999 à des débits de base et de pointe surestimés de décembre à avril.

Évapotranspiration

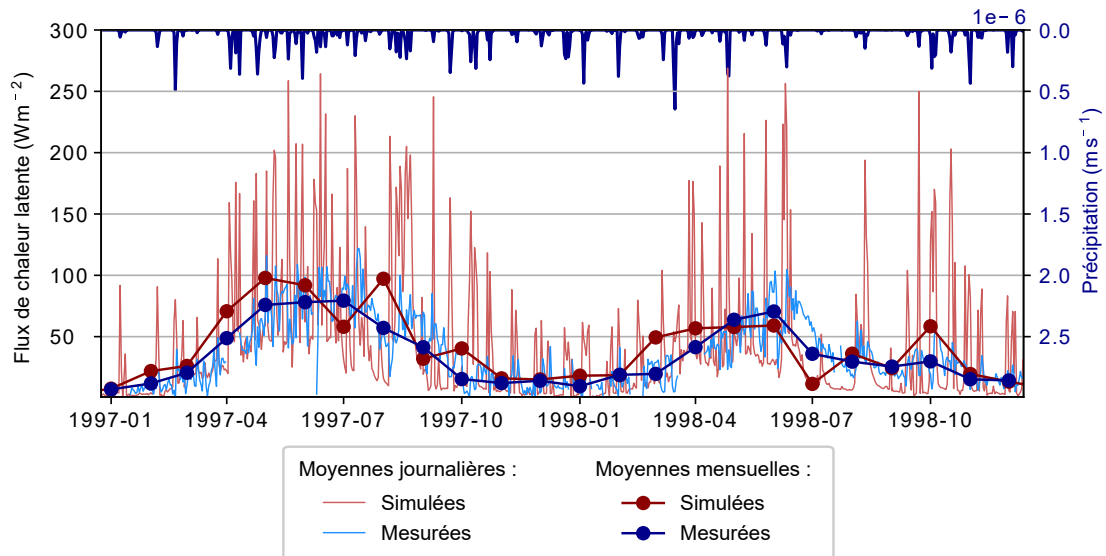


Figure 3.7 – Comparaison des flux de chaleur latente mesurés à la station Ameriflux et simulés au noeud du maillage 3D le plus proche.

La capacité du modèle à simuler les flux d'évapotranspiration est appréciée au travers de la comparaison des flux de chaleur latente simulés et mesurés au site Ameriflux. À cet endroit du bassin, la résolution horizontale du modèle est d'environ 1000 m. Le flux de chaleur latente simulé au nœud le plus proche de la station de mesure est représenté sur la figure 3.7, avec le flux mesuré. Ce graphique montre un bon résultat lorsque l'on considère les moyennes mensuelles. Cependant, les données quotidiennes montrent une amplitude de variation simulée jusqu'à trois fois supérieure à celle mesurée. Ces pics simulés avec une grande amplitude correspondent à l'évaporation de la canopée. En effet, dans le code HGS, le minimum entre l'évapotranspiration potentielle et le taux de précipitation est considéré comme évaporé de la canopée (équation 2.8), ce qui conduit ici à des disparités avec les données mesurées. Néanmoins, ce résultat doit être considéré avec précaution. En effet, la tour de mesure Ameriflux fournit un ensemble de données très locales qui sont ici comparées au flux simulé

à un nœud d'un maillage dont la résolution horizontale est approximativement de 1000 m.

Bilan

En résumé, la comparaison des résultats de simulation 3D avec les données expérimentales disponibles met en évidence certaines limites du modèle. Cependant, les tendances principales sont raisonnablement bien décrites, avec notamment des valeurs de KGE autour de 0,5 pour le débit simulé. De plus, le résultat sur l'année hydrologique 1998-1999 est comparable à ce qui est obtenu par [Kollet et Maxwell \(2008\)](#). Ces résultats de simulation sont par conséquent jugés suffisamment satisfaisants pour servir de référence pour les étapes suivantes de la démarche de mise à l'échelle.

3.2.2 Influence de la nappe sur le flux évapotranspiratoire

La simulation 3D de l'hydrologie du bassin du LW permet d'observer l'influence des eaux souterraines sur le flux évapotranspiratoire. C'est notamment ce que font [Kollet et Maxwell \(2008\)](#), sur une année, dans leurs travaux évoqués dans le paragraphe 1.2.2. [Ferguson et Maxwell \(2010\)](#) considèrent la même année et définissent différents forçages météorologiques théoriques, plus ou moins chauds, humides ou secs. L'objectif est d'analyser l'interaction nappe - bilan d'énergie de surface, sous différentes conditions météorologiques. En simulant une période de 20 années, cette interaction peut être appréhendée sous des conditions réelles de variabilité des forçages.

La figure 3.8 montre l'évapotranspiration mensuelle moyenne en fonction de la profondeur du toit de la nappe. Pour chaque année les valeurs simulées sont affichées en pointillés gris. La moyenne mensuelle interannuelle est tracée en trait plein noir. Ces courbes sont obtenues après calcul d'une moyenne glissante sur l'ensemble des données simulées à chaque nœud de surface. Dans les zones où la nappe affleure (profondeur du toit de la nappe $< 10^{-4}$ m), une augmentation de l'évapotranspiration moyenne mensuelle interannuelle est observée de décembre (2 mm/j) à juillet (9 mm/j), suivie d'une diminution le reste de l'année. La disponibilité en eau n'étant pas limitante, cette évolution saisonnière est associée à l'évolution de la demande évapotranspiratoire (ou évapotranspiration potentielle). En revanche, dans les zones où la profondeur du toit de la nappe dépasse l'ordre de grandeur du mètre, une faible évolution saisonnière de l'évapotranspiration moyenne mensuelle interannuelle est observable. Cette dernière n'est cette fois pas limitée par la demande atmosphérique mais par la disponibilité en eau. Une légère augmentation est en effet perceptible entre fé-

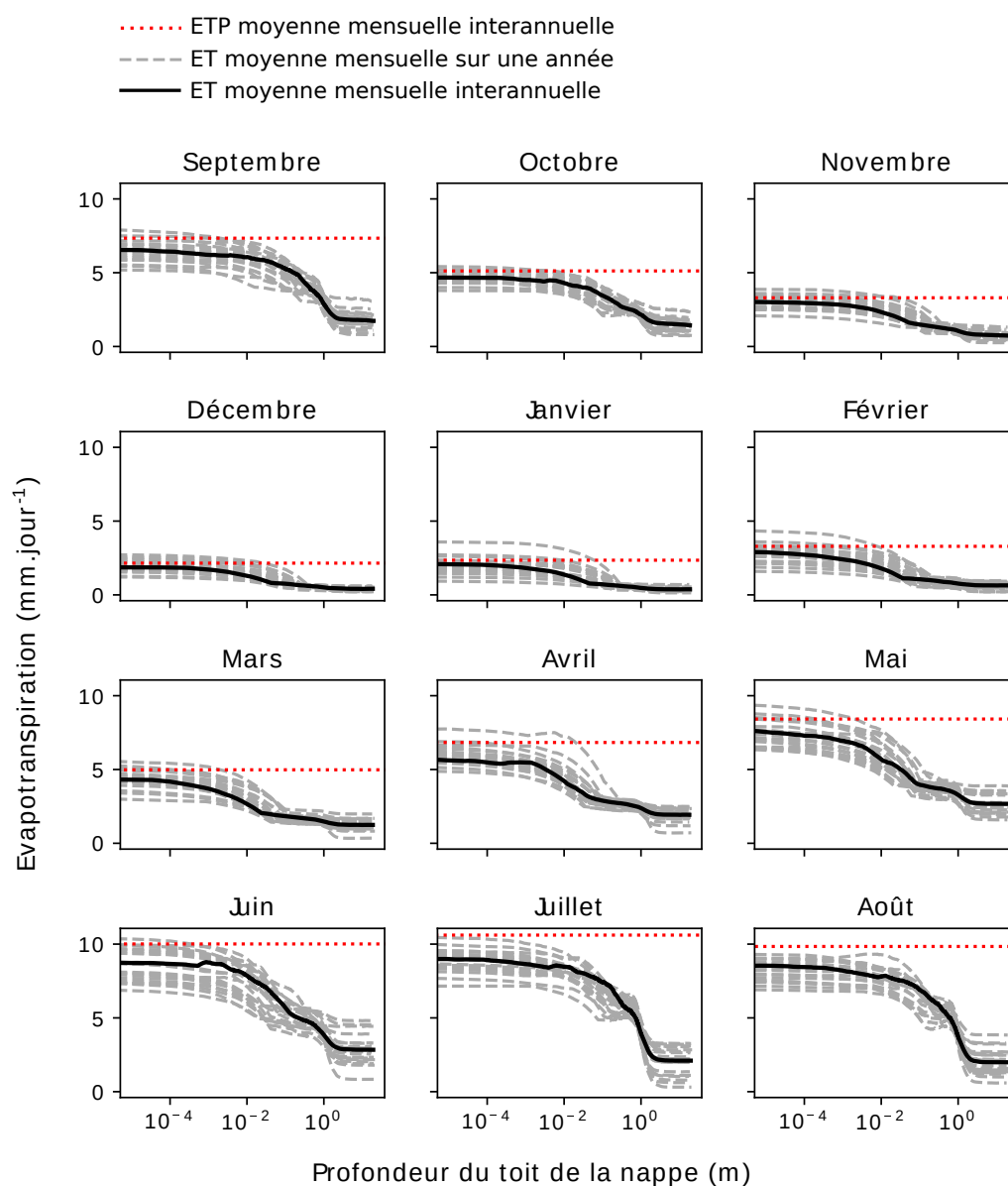


Figure 3.8 – Evapotranspiration mensuelle moyenne en fonction de la profondeur du toit de la nappe. En pointillés gris sont représentées les valeurs simulées pour chacune des 20 années, en trait plein noir sont représentées les valeurs moyennes mensuelles interannuelles, et en pointillés rouges la demande évapotranspiratoire moyenne mensuelle interannuelle. Les courbes tracées ici sont le résultat d'un lissage des données simulées en chaque noeud du maillage de surface, via une moyenne glissante.

vrier (1 mm/j) et juin (2,5 mm/j), période qui correspond à l'augmentation du volume moyen des précipitations (figure 2.5c).

Bilan du chapitre

Ce chapitre a permis de :

- Construire une modélisation 3D du bassin du Little Washita en s'appuyant sur les travaux de [Kollet et Maxwell \(2008\)](#) et [Maquin \(2016\)](#), ainsi que sur différents tests de sensibilité.
- Simuler l'hydrologie du bassin au cours de la période 1993-2013. La comparaison des flux (débit et évapotranspiration) simulés avec les flux mesurés sur site montre une capacité du modèle 3D à simuler l'hydrologie du bassin comparable à celle du modèle de [Kollet et Maxwell \(2008\)](#). L'hydrologie ainsi simulée sur 20 années constituera par conséquent le résultat de référence pour les étapes suivantes de mise à l'échelle. Contrairement aux données de terrain, ce résultat de référence a l'avantage d'offrir une vision 3D continue de l'hydrologie du bassin sur la période.

Chapitre 4

Simulation 2D de l'hydrologie du bassin à l'aide d'un modèle de versant équivalent

Objectifs du chapitre : Utiliser le concept de versant équivalent développé dans la littérature (Khan *et al.*, 2014; Loritz *et al.*, 2017) afin de réduire le modèle tridimensionnel à un modèle bidimensionnel.

Pour ce faire : Une modélisation de versant 2D est mise en place à l'aide du code HydroGeoSphere. L'objectif étant de construire un modèle bidimensionnel représentatif du bassin 3D, des paramètres équivalents sont définis. Les résultats de simulation sur 20 ans sont ensuite comparés aux résultats 3D de référence.

4.1 Modélisation 2D de versant équivalent

4.1.1 Discrétisation et conditions aux limites

Géométrie et discrétisation

Le modèle 2D de versant équivalent est schématisé en figure 4.1. Par le biais de la réduction de dimensionnalité, l'objectif poursuivi est la mise à l'échelle des processus hydrologiques. Par conséquent, le choix est fait d'adopter une géométrie de versant 2D relativement simple, afin de faciliter par la suite la démarche de conceptualisation des processus. Le versant équivalent est donc construit comme un versant uniforme (en opposition à un versant convergent ou divergent tel qu'étudié par Troch *et al.* (2003)), avec une surface de sol li-

néaire. De cette façon, la topographie du bassin est réduite à un seul paramètre de pente $\tan(\gamma)$ [—]. De la même manière que dans le modèle 3D, la limite inférieure du versant est assimilée à une surface horizontale. Le maillage du versant est construit avec une discrétisation spatiale horizontale de 100 m, qui est égale à la discrétisation 3D autour du réseau hydrographique, et une discrétisation verticale également identique à la discrétisation 3D. Enfin, le pas de temps est lui aussi paramétré de façon identique à la modélisation 3D.

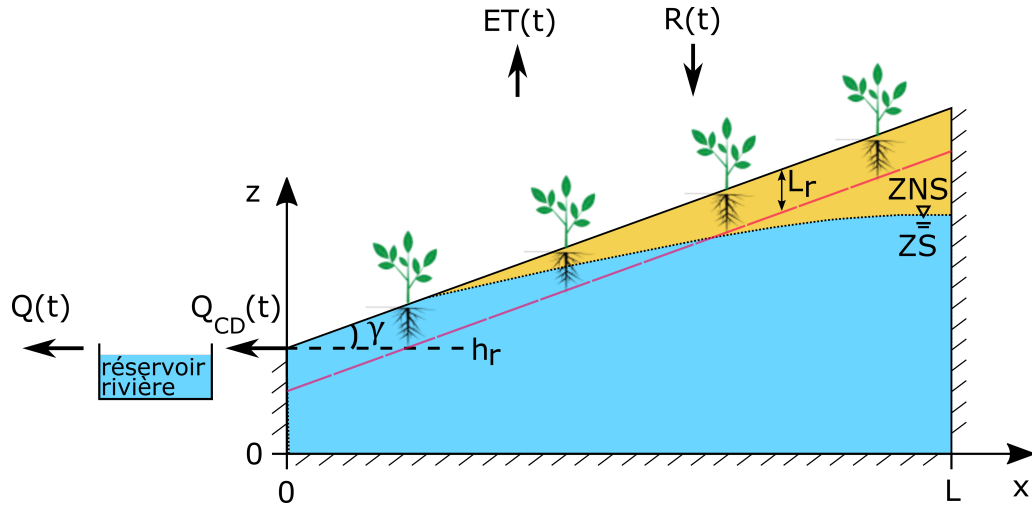


Figure 4.1 – Modèle de versant équivalent au temps t , caractérisé par sa longueur L et sa pente $\tan(\gamma)$. $Q_{CD}(t)$ [L^3T^{-1}] correspond au débit de vidange par la condition à la limite de profondeur critique, $Q(t)$ [L^3T^{-1}] désigne le débit sortant du réservoir rivière, $R(t)$ [L^3T^{-1}] est le débit précipité, $ET(t)$ [L^3T^{-1}] le débit évapotranspiré, et h_r désigne la hauteur de l'aquifère sous la rivière. Le trait pointillé rouge représente la limite inférieure de la zone racinaire et L_r désigne la profondeur maximale des racines. La zone saturée (ZS) est représentée en bleue, la zone non saturée (ZNS) en jaune.

Conditions aux limites

La condition à la limite en surface correspond aux forçages en ETP et précipitation. Ces derniers correspondent aux données de réanalyses NARR présentées précédemment et utilisées dans la modélisation 3D du bassin. Une condition à la limite de flux nul est appliquée à la bordure inférieure du versant qui est considérée comme une surface imperméable, ainsi qu'à la bordure verticale située à l'extrémité amont du versant (en $x = L$) qui correspond à une limite de partage des eaux. Au niveau de la rivière (en $x = 0$), [Maquin \(2016\)](#) simpli-

fié la complexité des interactions nappe-rivière en imposant une charge égale à la hauteur de l'aquifère sous la rivière. L'objectif étant ici la mise à l'échelle non seulement de l'évapotranspiration mais également du débit en rivière, une condition à la limite de profondeur critique est imposée au noeud rivière en surface, et une condition de flux nul est imposée aux noeuds sous-jacents en subsurface (figure 4.1). Cette condition à la limite est imposée à l'instar de ce qui est fait dans la documentation (Aquanty, 2015), où le code HGS est appliqué à l'expérimentation de Smith et Woolhiser (1971). Elle revient à considérer la rivière comme un plan à flux nul, par symétrie. Cela est notamment observé en trois dimensions (figure 4.2). Cette représentation de la rivière permet en outre de simuler les écoulements 2D dans cette zone, ainsi que la dynamique de la surface de suintement où l'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface participe à la génération du débit et de l'évapotranspiration. (Govindaraju et Kavvas, 1991; Scudeler et al., 2017).

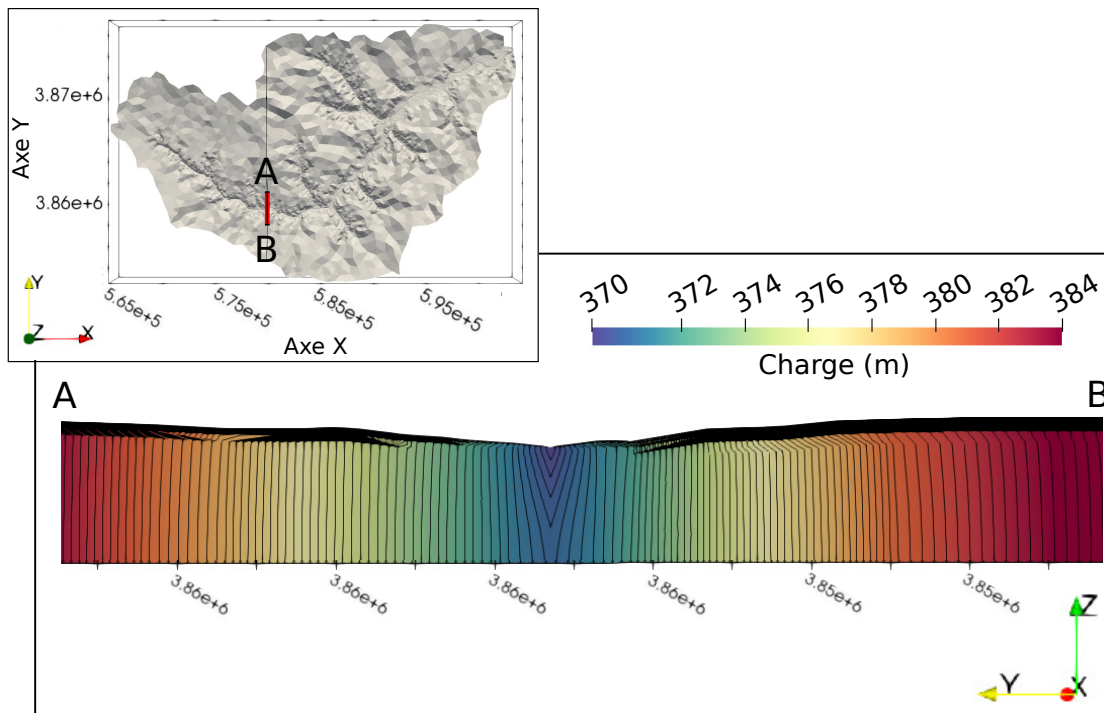


Figure 4.2 – Charge simulée par le modèle 3D du Little Washita au temps $t = 0$ le long d'une coupe AB qui intersecte le réseau hydrographique. Les isolignes sont tracées en noir.

Les flux simulés en 2D sont convertis en flux 3D en utilisant un facteur multiplicatif $l_m [L]$: $l_m = A/L$ où A est la surface du bassin [L^2] et L la longueur du

versant $[L]$. De plus, afin de prendre en compte le temps de parcours dans le réseau hydrographique, le débit généré via la condition à la limite de profondeur critique est utilisé comme entrée d'un réservoir de routage en rivière dont le débit est défini comme une fonction linéaire du stockage d'eau. Le temps caractéristique associé est obtenu par étalonnage sur les périodes de récession simulées en 3D.

4.1.2 Définition des paramètres équivalents

Appliqués de manière homogène en 3D, les paramètres de sol sont inchangés dans le modèle de versant équivalent. Les paramètres équivalents de végétation sont quant à eux obtenus en réalisant une moyenne des paramètres associés à chaque type de végétation, pondérée par la part de la surface du bassin occupée par chacun. Ainsi la profondeur racinaire maximale L_r équivalente vaut 2.1 m, et le LAI équivalent varie entre 1.5 et 3.1. D'autre part, une moyenne de l'épaisseur du domaine de subsurface sous le réseau hydrographique permet de fixer h_r à 96 m (figure 4.1). La longueur du versant équivalent ainsi que l'angle de sa surface restent à définir.

Analyse géomorphologique

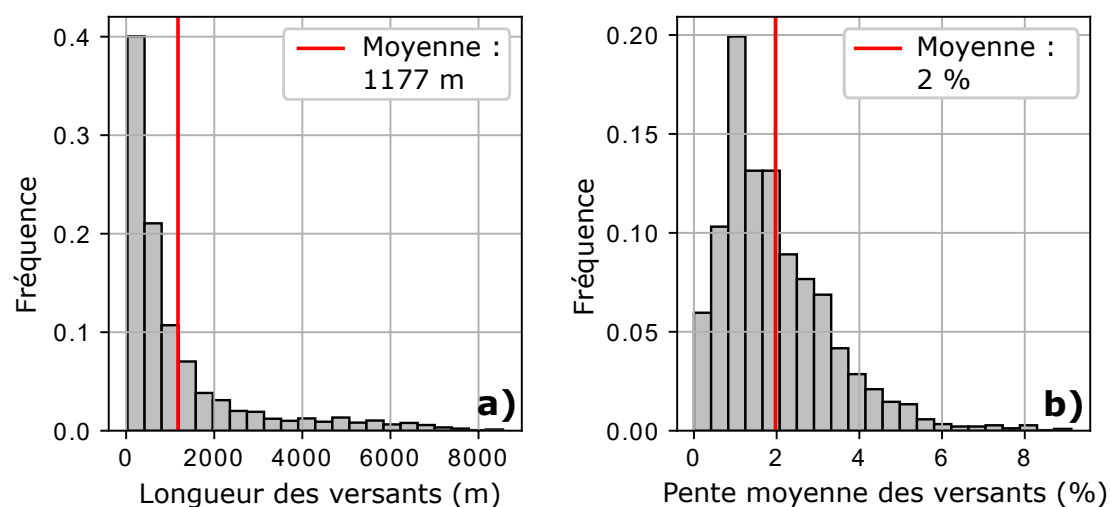


Figure 4.3 – Analyse géomorphologique du bassin du Little Washita : distribution (a) des longueurs des versants et (b) des pentes moyennes des versants. L'analyse est effectuée à partir du MNT à 100 m de résolution (présenté en 2.2.2) en utilisant un algorithme de modélisation des chemins d'écoulement (Maquin, 2016).

Maquin (2016) réalise une analyse géomorphologique du bassin à l'aide d'un algorithme de calcul des différents chemins de plus grande pente à partir du modèle numérique de terrain à 100 m de résolution (figure 4.3). Cette analyse offre un aperçu de la distribution sur le bassin des longueurs des versants et de leurs pentes moyennes. La moyenne des longueurs des versants vaut alors 1177 m, et la moyenne des pentes moyennes des versants vaut 2 %. La distribution spatiale des pentes est par ailleurs montrée en figure 4.4.

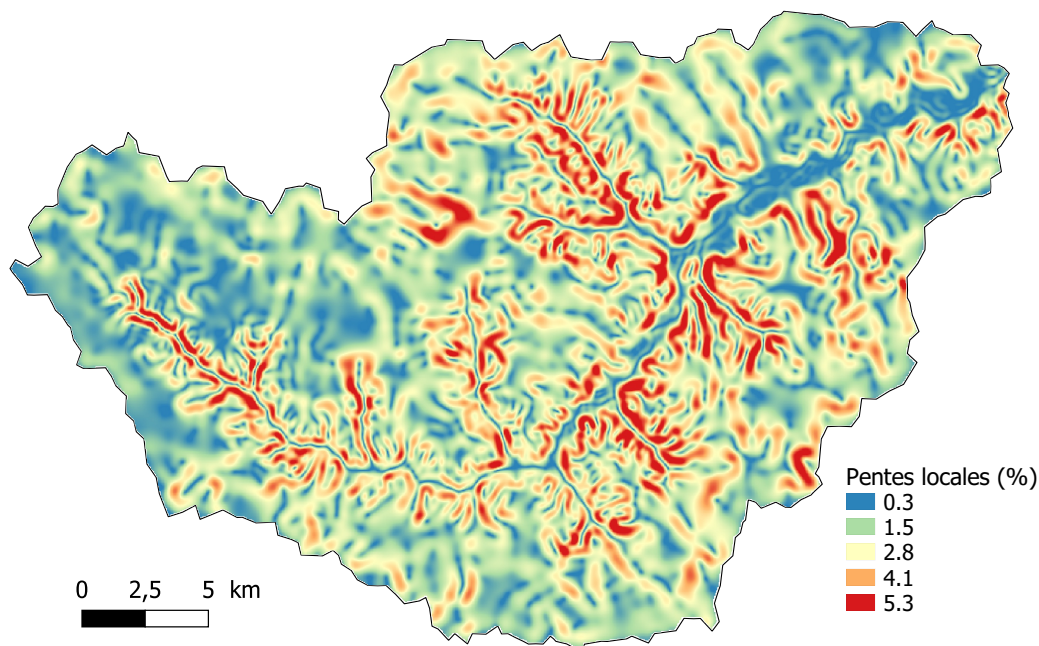


Figure 4.4 – Distribution spatiale des pentes locales dans le modèle 3D. Cartographie obtenue à partir de l'interpolation des hauteurs topographiques aux noeuds du maillage 3D suivie du calcul des pentes locales avec l'outil GRASS GIS (GRASS, 2020).

Représenter le bassin à l'aide d'un versant dont la surface du sol est linéaire représente une forte simplification de la topographie 3D. La question se pose alors de quelle méthode employer pour définir une unique pente représentative du bassin permettant au versant de simuler les flux sortants de débit et d'évapotranspiration. Cette problématique est celle de l'homogénéisation des hétérogénéités. Maquin (2016), à l'instar de Khan *et al.* (2014), utilise les valeurs moyennes calculées via l'analyse géomorphologique du bassin. Afin d'appréhender l'impact des paramètres géométriques sur les deux flux sortant (évapotranspiration et débit) simulés, et afin de définir les paramètres optimaux, une étude de sensibilité aux paramètres L et $\tan(\gamma)$ est menée.

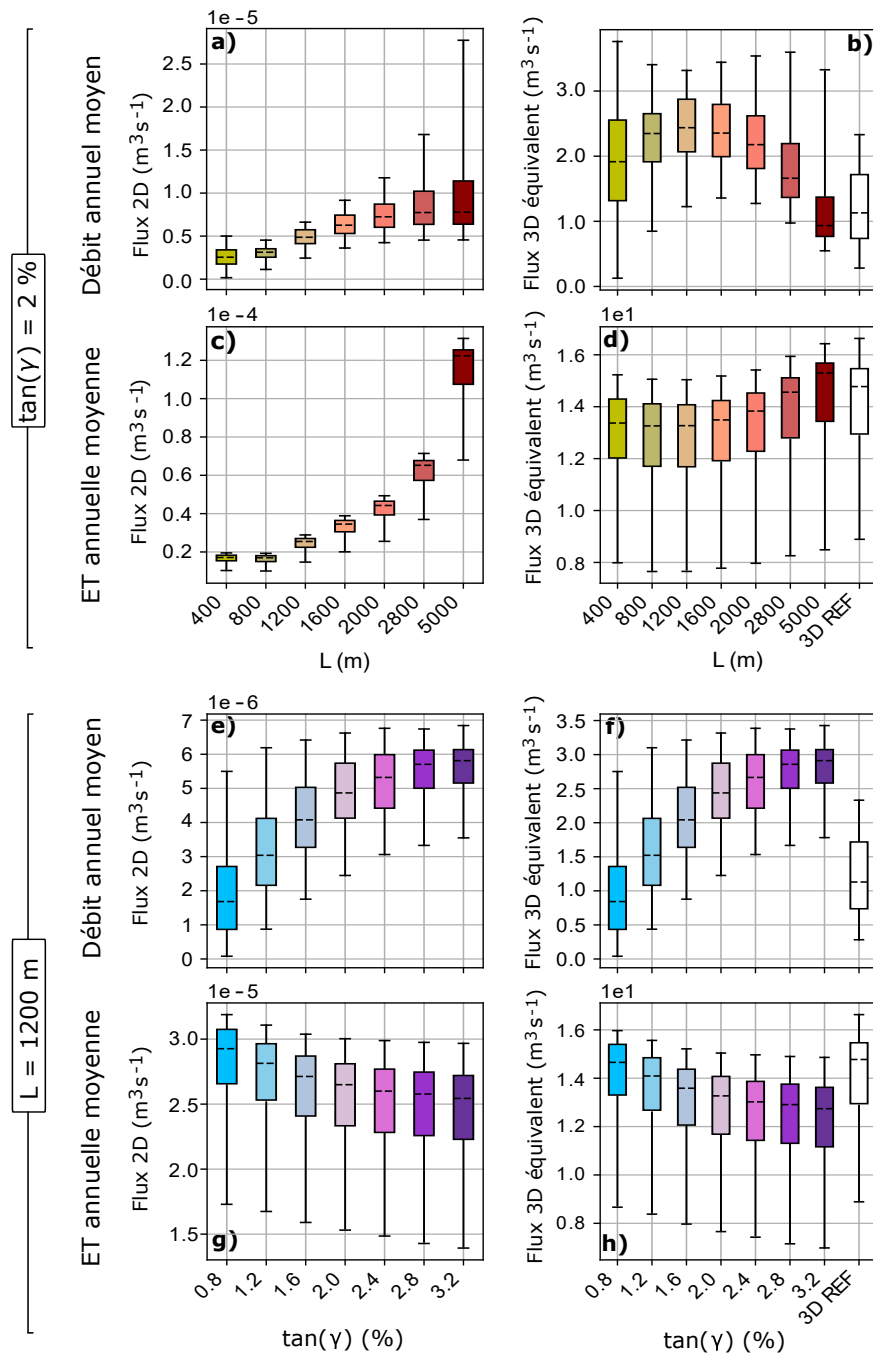


Figure 4.5 – Analyse de sensibilité du modèle 2D de versant à la longueur L (a à d) et à la pente $\tan(\gamma)$ (e à h). Les distributions des moyennes annuelles des débits et flux évapotranspiratoires (ET) sur 20 ans sont représentées par des boîtes à moustaches : les lignes centrales indiquent les valeurs médianes, les extensions des boîtes indiquent l'intervalle entre le premier et le troisième quartile et les moustaches indiquent les valeurs extrêmes. 3D REF désigne la simulation 3D de référence.

Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité est conduite sur des valeurs de L allant de 400 m à 5000 m, et les valeurs de $\tan(\gamma)$ allant de 0,8 % à 3,2 %, ce qui inclut les moyennes (1200 m et 2 %) et inclut également 60 % des longueurs et des pentes moyennes des versants trouvés dans le bassin (figure 4.3). L'hydrologie sur la période 1993-2013 est simulée par les modèles de versants en faisant ainsi varier les paramètres. Les distributions des moyennes annuelles des débits et des flux d'évapotranspiration obtenus sont tracées en figures 4.5a, 4.5c, 4.5e, et 4.5g. Une fois multipliés par le facteur l_m , les flux annuels moyens sont comparés au résultat 3D de référence (figures 4.5b, 4.5d, 4.5f, et 4.5h).

Pour les longueurs supérieures à 1200 m, les médianes des distributions des débits annuels moyens 3D (i.e. après multiplication par le facteur l_m) décroissent d'un facteur 2,5 (figure 4.5b). Cela résulte de la décroissance du facteur multiplicatif inversement proportionnel à L . Malgré la décroissance de l_m avec L , les médianes des distributions des flux d'évapotranspiration (ET) annuels moyens 3D montrent quant à elles une augmentation de 13 à 15 $m^3 s^{-1}$ entre $L = 1200$ m et $L = 5000$ m (figure 4.5d).

Pour une longueur L fixée, le facteur multiplicatif est constant et les mêmes tendances sont visibles sur les résultats 2D et 3D équivalents (figures 4.5e à 4.5h). Les médianes des distributions des débits annuels moyens augmentent d'un facteur 3,7 entre les simulations avec $\tan(\gamma) = 0,8$ % et $\tan(\gamma) = 3,2$ %, alors que les médianes des distributions des ET annuelles moyennes évoluent avec un facteur 0,8. En comparaison avec l'ET, le débit simulé est par conséquent davantage sensible aux variations des paramètres géométriques.

Au vu de ces résultats, la longueur L équivalente est fixée à 1200 m, soit la valeur moyenne d'après Maquin (2016). En effet, une modification de L autour de cette valeur moyenne modifie la variabilité des distributions des débits annuels moyens, qui s'écarte alors de la variabilité 3D de référence (figure 4.5b). La pente équivalente est quant à elle évaluée à 1 % en se calant sur les débits annuels moyens 3D sur 20 ans (figure 4.5h).

4.1.3 Initialisation

La simulation conduite à partir du modèle 2D de versant équivalent est initialisée par une procédure de spin-up identique à celle suivie pour l'initialisation de la simulation 3D (cf. paragraphe 3.1.3). Six itérations sont réalisées jusqu'à atteindre l'état d'équilibre (table 4.1). Les temps de calcul étant moindres dans le cas de la modélisation 2D, les paramètres numériques sont définis directement d'après les valeurs par défaut (Aquanty, 2015).

Table 4.1 – Table récapitulative des itérations formant la procédure d'initialisation par spin-up de la simulation de versant équivalent 2D.

Itération	Calcul de l'ET	Critère de convergence absolu	Critère de convergence relatif	Jacobian epsilon
1 à 3	Non	10^{-5}	10^{-8}	10^{-4}
3 à 6	Oui	10^{-5}	10^{-8}	10^{-4}

4.2 Résultats de simulation

Le modèle tridimensionnel composé de plus de 3×10^5 éléments est ainsi réduit à un versant 2D composé de 228 éléments. Non parallélisée, la simulation de l'hydrologie sur 20 ans à partir du modèle de versant a nécessité 0,33 heure de calcul, ce qui représente une réduction du temps de calcul d'un facteur 2×10^3 par rapport à la simulation 3D. L'hydrologie simulée par le modèle de versant équivalent est comparée à l'hydrologie de référence simulée par le modèle 3D. Cette comparaison est portée sur les flux sortants simulés à l'échelle du bassin (débit et évapotranspiration), puis sur une variable hydrologique locale : la profondeur du toit à la nappe aux abords du réseau hydrographique.

4.2.1 Débit et évapotranspiration à l'échelle du bassin

Table 4.2 – Évaluation du modèle équivalent de versant par rapport au résultat de référence 3D sur 20 ans : indices d'efficacité de Kling Gupta (Gupta *et al.*, 2009) calculé sur les flux de débit (Q) et d'évapotranspiration (ET) moyennés aux pas de temps journalier, mensuel interannuel et annuel. L'indice d'efficacité de Kling Gupta est noté KGE, le coefficient de corrélation linéaire est noté r , le rapport de variabilité est noté α , et le rapport entre les moyennes est noté β .

		Moyennes journalières	Moyennes mensuelles interannuelles	Moyennes annuelles
Q	KGE	0,78	0,76	0,79
	r	0,90	0,96	0,97
	α	1,17	0,78	1,19
	β	1,08	1,08	1,08
ET	KGE	0,96	0,95	0,90
	r	0,99	1,00	0,99
	α	1,01	0,97	0,90
	β	0,97	0,96	0,97

La comparaison entre les résultats de simulation du modèle de versant équivalent et du modèle 3D est présentée dans la figure 4.6 pour les deux flux sortants : le débit Q (figures 4.6a et 4.6c) et l'évapotranspiration ET (figures 4.6b et 4.6d). L'évolution des flux sur 20 ans est étudiée à trois échelles de temps en considérant les moyennes journalières, mensuelles interannuelles et annuelles. Le critère de performance utilisé est à nouveau le critère de Kling-Gupta (KGE),

décrit précédemment (paragraphe 3.2.1). Les KGE calculés pour chacune des échelles de temps sont rassemblés en table 4.2. Les valeurs calculées sur les débits sont respectivement égales à 0.78, 0.76 et 0.79 pour les trois échelles de temps, ce qui décrit une forte corrélation entre le débit simulé avec le modèle de versant équivalent et le modèle 3D. Cette corrélation est encore plus forte entre les flux d'ET simulés, avec des valeurs de KGE de 0.96, 0.95 et 0.90. En résumé, le bilan hydrique du bassin simulé en 3D est capturé par le modèle de versant équivalent avec une précision pouvant être qualifiée de bonne.

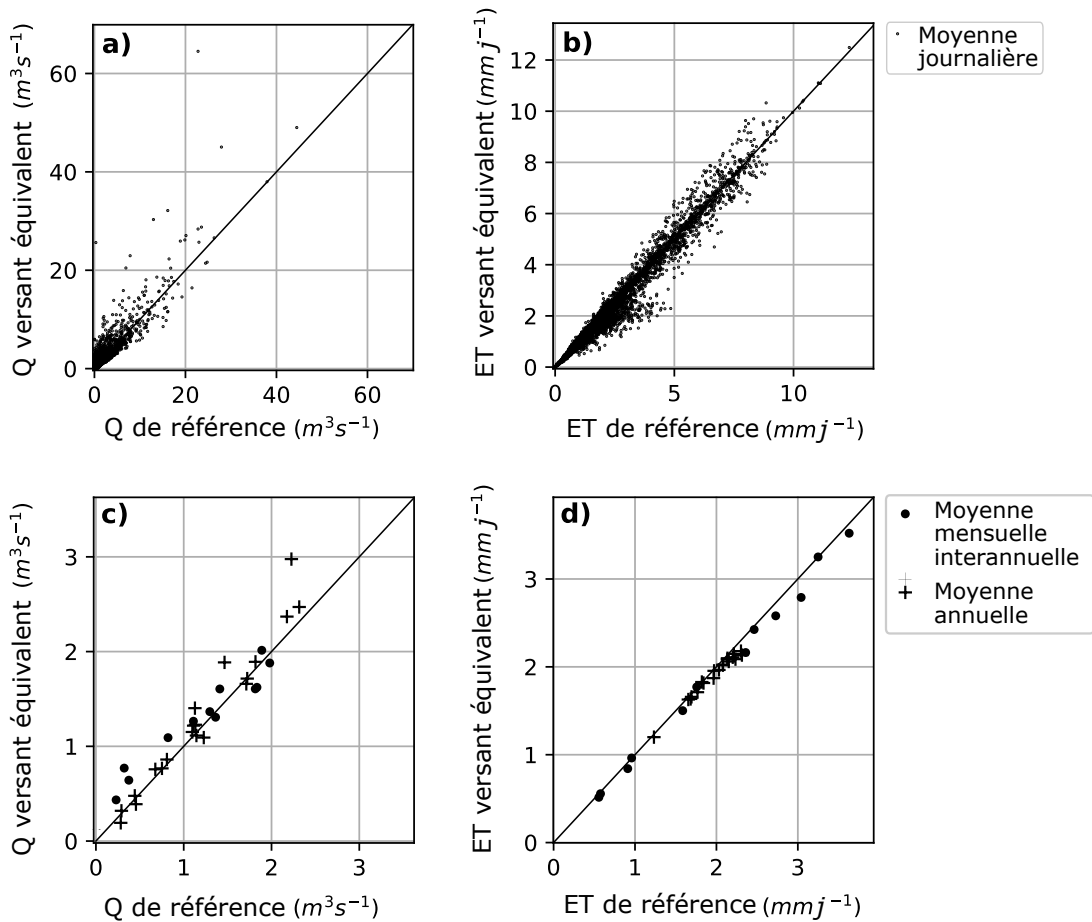


Figure 4.6 – Comparaison entre la simulation 2D de versant équivalent et la simulation 3D de référence du débit (Q) à la station USGS1 (a et c), et de l'évapotranspiration (ET) sur l'ensemble du bassin (b et d) : Moyennes journalières (a et b) et moyennes annuelles et mensuelles interannuelles sur les 20 ans (c et d).

4.2.2 Profondeur locale du toit de la nappe

Outre la production des flux sortants, qui est le résultat d'une combinaison d'un ensemble de processus locaux, on s'intéresse maintenant à la simulation par le versant équivalent d'une variable locale. La question étant : En s'intéressant à une variable hydrologique locale, que représente le versant équivalent ? Représente-t-il une moyenne de cette variable distribuée en 3D ?

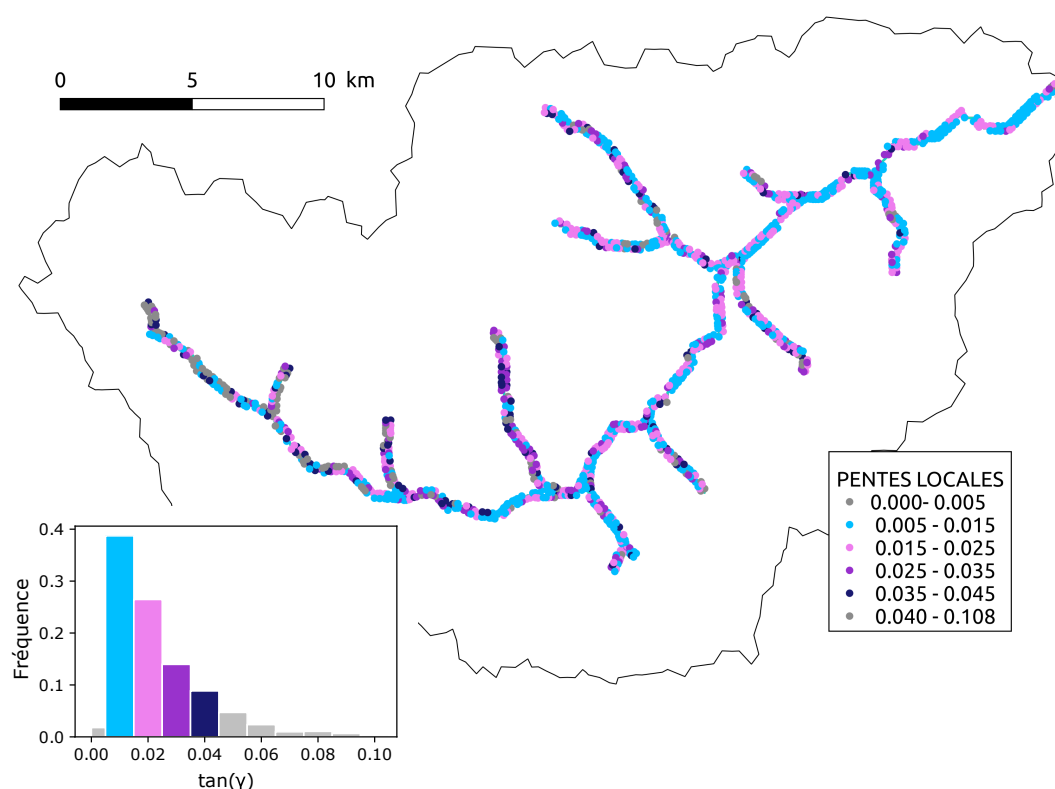


Figure 4.7 – Distribution des pentes locales, dans le modèle tri-dimensionnel, entre les noeuds rivière et les noeuds voisins.

La variable à laquelle on s'intéresse est la profondeur du toit de la nappe aux noeuds jouxtant les noeuds rivière. La topographie 3D étant réduite à une surface linéaire en 2D, il s'agit des seuls noeuds où la topographie identique entre les modèles 3D et 2D permet la comparaison des profondeurs de nappe. Les pentes locales avoisinant les noeuds du réseau hydrographique 3D sont classées en quatre groupes, chacun correspondant à une valeur de pente $\tan(\gamma) \pm 0.5\%$. Les groupes sont ainsi formés pour les valeurs de $\tan(\gamma)$ égales à 1%, 2%,

3% et 4%. Leur distribution est montrée en figure 4.7. Les quatre groupes englobent au total 88% des pentes locales situées aux abords du réseau hydrographique 3D. Des simulations sont conduites avec des modèles de versant ayant les mêmes valeurs de paramètre $\tan(\gamma)$ (L est fixé à 1200 m). Pour chaque valeur de $\tan(\gamma)$ (1%, 2%, 3% et 4%), la profondeur simulée du toit de la nappe à $x = 100$ m est comparée à la moyenne de celles simulées sur le groupe de nœuds 3D correspondant. Les résultats sont montrés en figure 4.8. Pour chaque valeur de pente, le modèle de versant reproduit l'évolution de la profondeur locale de la nappe en 3D avec une assez bonne précision : les valeurs de KGE calculées sur les moyennes journalières sur l'ensemble de la période sont égales ou supérieures à 0,65.

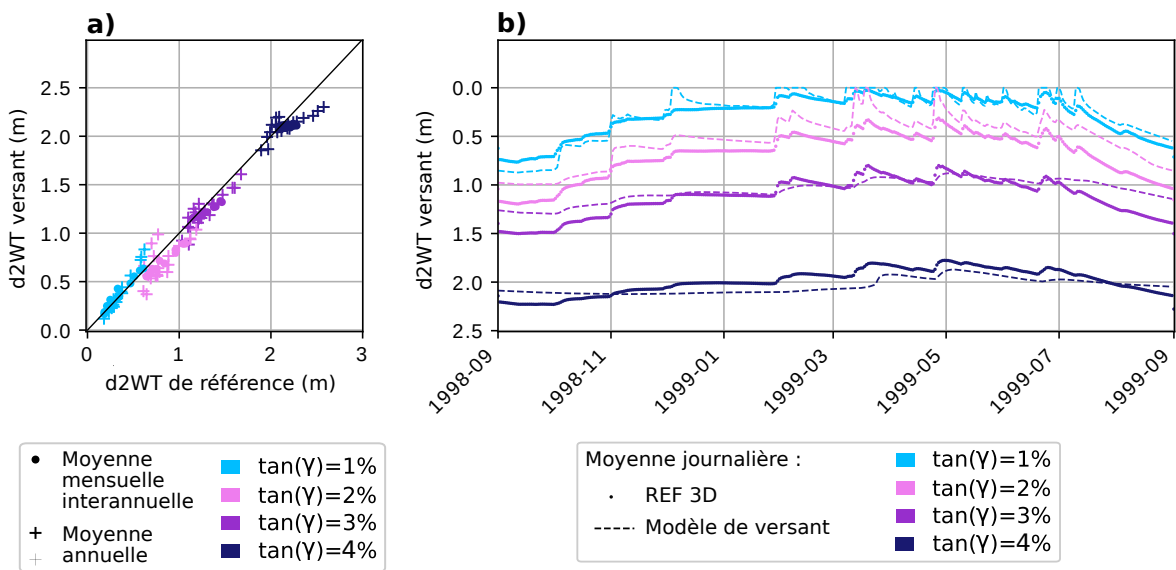


Figure 4.8 – Évaluation de l'approche par modélisation 2D de versant pour la simulation de l'évolution de la profondeur locale du toit de la nappe en 3D : Les nœuds du maillage 3D situés autour du réseau hydrographique sont regroupés en fonction de l'angle de la surface du sol $\tan(\gamma)$ qu'ils forment avec le nœud de rivière le plus proche. La profondeur moyenne du toit de la nappe est calculée pour chaque groupe et comparée à la profondeur du toit de la nappe simulée avec un modèle de versant possédant le même paramètre $\tan(\gamma)$. La comparaison entre les profondeurs du toit de la nappe ($d2WT$ [L]) simulées en 3D et en 2D est représentée en figure (a) pour les moyennes annuelles et mensuelles interannuelles sur la période de 20 ans et en figure (b) pour les moyennes journalières, avec l'exemple de l'année hydrologique 1998-1999. 3D REF désigne la simulation 3D de référence.

Ce résultat montre la capacité d'un modèle de versant à reproduire la dyna-

mique locale du toit de la nappe simulée en 3D. Par ailleurs, il apparaît que la dynamique de nappe simulée à $x=100$ m par le modèle de versant équivalent (qui possède un paramètre $\tan(\gamma)=1\%$), ne correspond pas à une moyenne des dynamiques sur l'ensemble des versants en 3D, mais à la dynamique des versants possédant une pente $\tan(\gamma)$ identique.

4.2.3 Discussion

Le bassin 3D du Little Washita a été réduit à un unique versant 2D uniforme avec une surface de sol linéaire. Cette réduction se traduisant par une forte simplification de la topographie 3D, un problème inverse a été posé afin de définir les paramètres géométriques du versant permettant la simulation des flux sortant. Les paramètres géométriques résultant sont $L = 1200$ m, ce qui correspond à la valeur moyenne calculée par Maquin (2016), et $\tan(\gamma)=1\%$, ce qui est deux fois inférieur à la valeur moyenne calculée par Maquin (2016) (figure 4.3). Comment expliquer qu'un versant avec une pente de 1% permette une simulation plus précise du bilan d'eau du bassin? L'analyse de la dynamique de nappe aux noeuds voisins des noeuds rivière montre que le versant à $\tan(\gamma)=1\%$ simule une dynamique de nappe semblable à celle simulée en 3D au niveau des noeuds dont la pente est égale à $1\% \pm 0,5\%$. Ces derniers représentent 40% des noeuds jouxtant le réseau hydrographique 3D, ce qui pourrait expliquer leur importance dans la production du débit.

Une autre question qui se pose dans cette réduction du bassin 3D au versant 2D est celle de l'initialisation des modèles. Dans un souci de cohérence, le choix a été fait de conserver un protocole d'initialisation identique pour les deux approches de modélisation. Dans quelle mesure une même procédure d'initialisation conduit-elle à une condition initiale de versant 2D représentative de l'état initial de la simulation 3D? En effet, si la question des paramètres équivalents est traitée par Khan *et al.* (2014), la question de l'état initial est quant à elle peu abordée dans la littérature.

Bilan du chapitre

Ce chapitre a permis de :

- Réaliser une première réduction de dimensionnalité en construisant un modèle de versant équivalent 2D représentatif du bassin 3D. Le modèle de versant équivalent est uniforme et présente une surface de sol linéaire de façon à faciliter par la suite sa conceptualisation. La rivière est représentée par une condition à la limite permettant la simulation de la dynamique de la surface de suintement, où l'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface participe à la génération du débit et de l'évapotranspiration. Les paramètres équivalents sont déterminés pour la plupart à partir du calcul des valeurs moyennes, à l'instar de [Khan et al. \(2014\)](#) et [Maquin \(2016\)](#). Par ailleurs, une analyse de sensibilité aux paramètres géométriques permet d'appréhender leur impact sur les flux simulés et permet d'estimer des paramètres optimaux. Le versant équivalent est ainsi défini avec une longueur de 1200 m et une pente de 1 %.
- Comparer l'hydrologie simulée par le modèle de versant équivalent avec l'hydrologie 3D de référence. Le débit et l'évapotranspiration 3D sont capturés par le modèle de versant équivalent avec une précision pouvant être qualifiée de bonne, avec des valeurs de KGE associées supérieures ou égales à 0,76. De plus, on montre que l'approche de modélisation par versant permet de simuler les dynamiques de nappes en zone rivulaire analogues aux dynamiques simulées en 3D.

Chapitre 5

Modélisation conceptuelle de l'hydrologie du versant équivalent

Objectifs du chapitre : Réduire le modèle de versant équivalent à un modèle de réservoir constituant une base pour l'implémentation dans les LSM des processus physiques à l'origine du débit en rivière et du flux évapotranspiratoire.

Pour ce faire : L'hydrologie du versant est conceptualisée au moyen de plusieurs hypothèses simplificatrices. Un modèle de flux est d'abord écrit en fonction des variables et réservoirs clefs. Ce dernier est validé à partir des variables simulées numériquement avec HydroGeoSphere. Un modèle conceptuel de versant est ensuite proposé et appliqué à différents cas tests avant d'être utilisé pour simuler l'hydrologie du bassin du Little Washita de 1993 à 2013.

5.1 Identification des variables clefs, des flux et des réservoirs

Dans la démarche de mise à l'échelle développée dans ce travail de thèse (cf. paragraphe 2.1.2), on propose de réduire l'hydrologie du versant équivalent à un modèle conceptuel de réservoir. Pour cela on considère, à l'instar de [Maquin et al. \(2017\)](#), un versant dont le profil de nappe est linéaire. Explicitée dans un premier paragraphe, cette hypothèse simplificatrice permet de réduire la description du profil de nappe à deux variables. Un modèle de flux est ensuite écrit en fonction de ces variables, avant d'être qualifié puis validé à partir des variables simulées numériquement avec HydroGeoSphere.

5.1.1 Hypothèse de nappe linéaire et variables associées

Evoquée en paragraphe 1.4.1, l'équation décrivant la surface libre de la nappe est l'équation de Boussinesq. Elle résulte de la combinaison, sous l'hypothèse de Dupuit, de l'équation de Darcy et de l'équation de continuité :

$$\omega \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_s h \frac{\partial h}{\partial x} \right), \quad (5.1)$$

où $K_s [LT^{-1}]$ est la conductivité hydraulique à saturation, $h [L]$ est la hauteur de la zone saturée mesurée perpendiculairement à la base imperméable, et $\omega [-]$ la porosité. En régime permanent, l'équation (5.1) donne :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_s h \frac{\partial h}{\partial x} \right) = 0,$$

avec

$$\frac{K_s}{2} \frac{\partial h^2}{\partial x} = Q,$$

où Q est le débit constant. En intégrant entre x et x_0 on obtient

$$h(x) = \sqrt{h^2(x_0) + \frac{2}{K_s} Q(x - x_0)}.$$

Ainsi, l'équation de Boussinesq décrit un profil de nappe parabolique. Sa résolution en régime transitoire nécessite cependant l'utilisation d'outils numériques. La surface libre de la nappe le long du versant 2D est par conséquent approché par un profil linéaire, tel que représenté en figure 5.1 (cela revient à considérer h constant dans $h \frac{\partial h}{\partial x}$, ce qui est licite dans le cas de pentes faibles). L'hypothèse de nappe linéaire s'est notamment avérée efficace pour décrire la dynamique de la nappe dans le bassin versant du Strengbach (Maquin *et al.*, 2017). Cette approximation offre une description de la position du toit de la nappe, et de son évolution temporelle, à l'aide de seulement deux variables :

- l'extension de la zone de suintement notée $X_s(t) [L]$;
- l'angle du toit de la nappe noté $i(t) [-]$.

L'hypothèse d'une nappe linéaire constitue ainsi un compromis intéressant entre simplicité et réalisme de la description du profil du toit de la nappe.

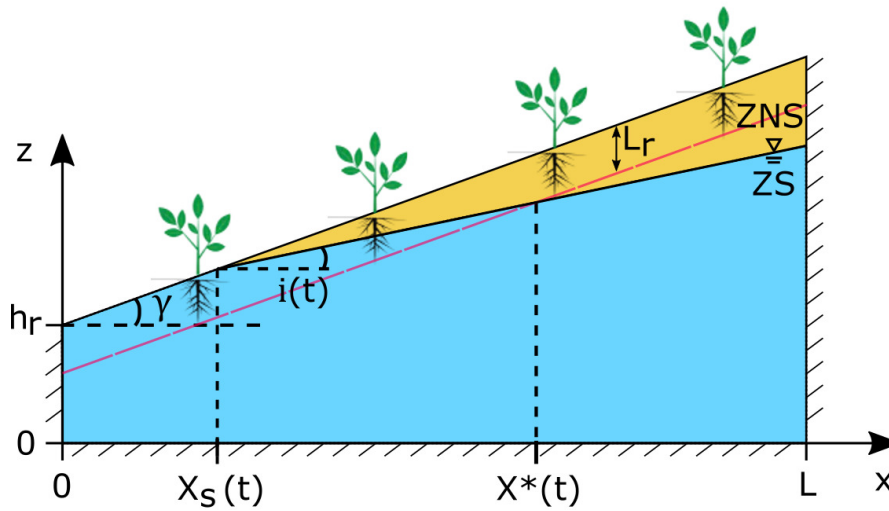


Figure 5.1 – Représentation linéaire du profil du toit de la nappe le long du versant équivalent. $X_s(t)$ [L] correspond à l'extension de la zone de suintement, $i(t)$ [–] désigne l'angle du toit de la nappe, et h_r [L] la hauteur de l'aquifère sous la rivière. Le trait pointillé rouge représente la limite inférieure de la zone racinaire et L_r désigne la profondeur maximale des racines. $X^*(t)$ [L] désigne la coordonnée en x de l'intersection entre le toit de la nappe et la limite inférieure de la zone racinaire. La zone saturée (ZS) est représentée en bleue, la zone non saturée (ZNS) en jaune.

5.1.2 Modèles de débit et d'évapotranspiration

Dans ce paragraphe sont proposées des lois gouvernant les deux flux sortant, à savoir le débit et l'évapotranspiration, dans le cadre de l'hypothèse de nappe linéaire.

Débit

Le débit en rivière est en partie produit par l'écoulement de l'eau souterraine de la nappe libre au travers de la surface de suintement. Dans la littérature ([Harr, 1991](#); [Ogden et Watts, 2000](#); [Bresciani et al., 2014](#)), un tel débit est exprimé dans le cadre d'un régime permanent, en faisant appel à l'hypothèse de Dupuit. Les pentes de la nappe et du sol sont couramment supposées égales en leur point d'intersection, point qui définit l'extension du suintement. Le problème posé ici est plus complexe pour plusieurs raisons. En effet, contrairement à ce qui est fait dans la littérature, nous considérons un régime transitoire et nous prenons en compte le processus d'évapotranspiration. De plus, la géométrie du versant diffère de celle usuellement considérée dans la littérature s'intéressant au suin-

tement (Harr, 1991). Dans notre cas, la géométrie du versant est du même type que celle étudiée par Abdul et Gillham (1984). Cette géométrie conduit à une perte de charge liée à la convergence des lignes de courant sous le fond de la rivière. L'hypothèse de Dupuit n'est par conséquent pas vérifiée dans la région proche de la frontière verticale à flux nul : dans cette région, l'écoulement de subsurface est bidimensionnel.

Par conséquent, afin de calculer le débit s'exfiltrant au travers de la zone de suintement, on considère le réservoir délimité par $x = 0$ et $x = h_r$, et on suppose que la masse d'eau de ce réservoir ne varie pas ($dV/dt = 0$). L'abscisse $x = h_r$ est approximativement l'abscisse en dessous de laquelle l'écoulement de subsurface devient bidimensionnel. Cela permet de faire appel à l'hypothèse de Dupuit pour le calcul du débit de base $Q_b [L^3T^{-1}]$ entrant dans le réservoir au travers de la section en $x = h_r$, dont la hauteur est approchée par h_r (figure 5.2a) :

$$Q_b(t) = \begin{cases} Kh_r \tan(i(t)) & \text{si } X_s(t) \leq h_r, \\ Kh_r \tan(\gamma) & \text{si } X_s(t) > h_r. \end{cases} \quad (5.2)$$

Un second processus contribuant au débit total en rivière est le ruissellement sur surface saturée (Dunne et Black, 1970; Dunne, 1983). Le débit ainsi produit est noté $Q_D [L^3T^{-1}]$. Il dépend de l'extension de la zone saturée $X_s(t)$ sur laquelle les précipitations nettes sont directement ruisselées :

$$Q_D(t) = (R(t) - E_{can}(t)) X_s(t), \quad (5.3)$$

avec $R(t) [LT^{-1}]$ les précipitations et $E_{can}(t) [LT^{-1}]$ l'évaporation depuis la canopée, calculée de la même façon que ce qui est fait dans le code HGS (cf. eq. 2.8 paragraphe 2.3.2).

En appliquant le principe de conservation de la masse, le débit total produit par le versant $Q_v(t) [L^3T^{-1}]$ s'écrit

$$Q_v(t) = Q_b(t) + Q_D(t) - ET_{h_r}(t), \quad (5.4)$$

avec $ET_{h_r}(t) [L^3T^{-1}]$ l'évapotranspiration entre $x = 0$ et $x = h_r$, calculée avec le modèle d'évapotranspiration décrit dans le paragraphe suivant.

Évapotranspiration

L'évapotranspiration totale correspond à la somme de la transpiration des plantes, de l'évaporation depuis la subsurface et la surface, et de l'évaporation depuis la canopée. L'ETP représente le taux d'évapotranspiration maximal. Les

d'évaporation $E_{v_{X_s}}(t)$ [LT^{-1}] (depuis la subsurface et la surface) est approché par la valeur moyenne entre une évaporation nulle et la capacité d'évapotranspiration restante ($ETP(t) - E_{can}(t) - T_{r_{max}}(t)$). Le taux d'évapotranspiration dans le premier compartiment $ET_0(t)$ [LT^{-1}] est donné par :

$$ET_0(t) = T_{r_{max}}(t) + E_{v_{X_s}}(t), \quad (5.5)$$

avec

$$T_{r_{max}}(t) = (ETP(t) - E_{can}(t)) f(LAI)(t), \quad (5.6)$$

$$E_{v_{X_s}}(t) = (ETP(t) - E_{can}(t) - T_{r_{max}}(t)) / 2, \quad (5.7)$$

avec $f(LAI)(t)$ $[-]$ la fonction de l'indice de surface foliaire, calculée de façon identique au code HGS (cf. eq. 2.10 paragraphe 2.3.2).

Une hauteur de remontée capillaire, notée r_c [L], est considérée pour la délimitation des autres compartiments. Cette hauteur correspond à la remontée capillaire depuis le toit de la nappe (où $\theta = \omega$ avec ω la porosité) et jusqu'à la hauteur à laquelle la teneur en eau est supposée devenir limitante pour la transpiration. Cette valeur limite de teneur en eau θ_{r_c} est fixée à la valeur moyenne entre la teneur en eau de la capacité au champ θ_{fc} et la teneur en eau du point de flétrissement θ_{wp} : $\theta_{r_c} = (\theta_{fc} - \theta_{wp})/2$. La hauteur de remontée capillaire est calculée en faisant appel à l'hypothèse d'équilibre hydrostatique : en considérant un axe z ascendant prenant son origine au niveau du toit de la nappe, on note la pression $\psi = -z$. La loi de Van Genuchten relie la teneur en eau à la pression ψ , et donc à l'élévation z (cf. eq. 1.12 paragraphe 1.1.2) :

$$\theta(z) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha z)^n)^m}, \quad (5.8)$$

avec θ_r la teneur en eau résiduelle, θ_s la teneur en eau à saturation (équivalent à la porosité ω), et α , n et m les paramètres de Van Genuchten. Dans le cadre de l'hypothèse d'équilibre hydrostatique, l'élévation r_c correspondant à la teneur en eau θ_{r_c} s'écrit

$$r_c = \frac{1}{\alpha} \left(\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_{r_c} - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right)^{\frac{1}{n}}. \quad (5.9)$$

Le deuxième compartiment est situé entre $x = X_s(t)$ et $x = X_{ET_1}(t)$, coordonnée à laquelle la limite de remontée capillaire intersecte la surface du sol (figure 5.2b). La teneur en eau de ce compartiment est assumée insuffisante pour permettre l'évaporation, mais reste non limitante pour la transpiration. Le taux d'évapotranspiration $ET_1(t)$ [LT^{-1}] résultant de ces hypothèses est donné par

$$ET_1(t) = T_{r_{max}}(t). \quad (5.10)$$

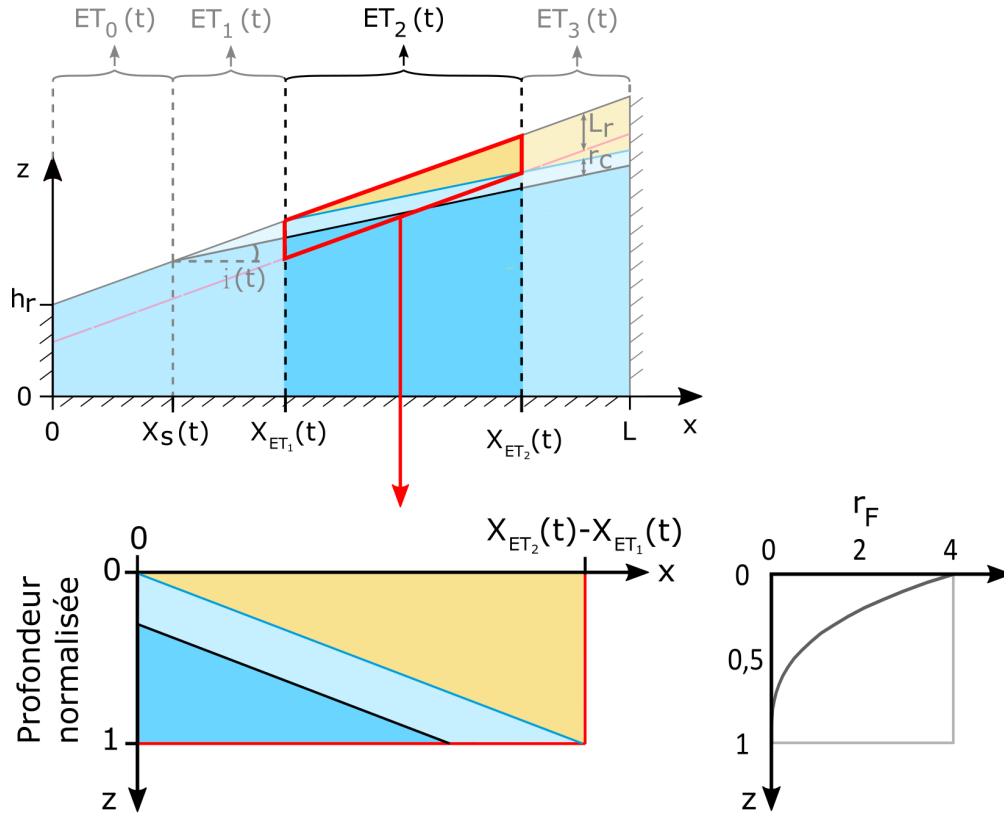


Figure 5.3 – Détail du calcul de la fonction de distribution racinaire $RDF(t)$ (éq. 5.11) : le volume $(X_{ET_2}(t) - X_{ET_1}(t)) \times L_r$ est considéré, et la profondeur racinaire maximale L_r est normalisée à 1. La fonction d'extraction racinaire $r_F(z)$ est une fonction cubique de la profondeur.

Au niveau du troisième compartiment, délimité par $x = X_{ET_1}(t)$ et $x = X_{ET_2}(t)$ (figure 5.2b), le taux d'évapotranspiration $ET_2(t)$ [LT^{-1}] est défini par

$$ET_2(t) = T_{r_{max}}(t)RDF(t) + T_{r_{max}}(t)f(\theta(t))(1 - RDF(t)). \quad (5.11)$$

Le calcul de la fonction de distribution racinaire $RDF(t)$ (cf. éq. 2.12 paragraphe 2.3.2) se fait sur le volume $(X_{ET_2}(t) - X_{ET_1}(t)) \times L_r$, où la profondeur racinaire maximale L_r est normalisée à 1 (figure 5.3). La fonction $RDF(t)$ correspond à l'intégrale de la fonction d'extraction racinaire $r_F(z)$ sur la fraction du volume où la teneur en eau est non limitante pour la transpiration (i.e. la zone saturée et la zone de remontée capillaire), rapportée à l'intégrale de $r_F(z)$ sur

l'ensemble du volume. Cela se traduit par

$$RDF(t) = \frac{\int_0^{X_{ET_2}(t)-X_{ET_1}(t)} \int_{\frac{\tan(\gamma)-\tan(i(t))}{L_r} x}^1 r_F(z) dz dx}{\int_0^{X_{ET_2}(t)-X_{ET_1}(t)} \int_0^1 r_F(z) dz dx}. \quad (5.12)$$

La part restante de densité racinaire ($1 - RDF(t)$) se trouve dans la zone non saturée où la teneur en eau limite la transpiration. La teneur en eau θ dans cette zone est considérée homogène et est estimée à l'aide d'une approche API (Antecedent Precipitation Index, [Chevallier et Hyperbav \(1983\)](#)). Le modèle API est un modèle de vidange de réservoir. L'inverse du temps caractéristique de vidange est donné par $\alpha_\theta [T^{-1}]$. L'évolution de la teneur en eau dans le réservoir est donnée par

$$\theta(t+\Delta t) = \theta_r + (\theta(t) - \theta_r)(1 - \alpha_\theta \Delta t) + \frac{R(t) - E_{can}(t)}{L_r} \Delta t - \frac{T_{rmax}(t)f(\theta(t))}{L_r} \Delta t, \quad (5.13)$$

avec θ_r la teneur en eau résiduelle. $(R(t) - E_{can}(t)) [LT^{-1}]$ désigne la pluie atteignant le sol, avec $R(t)$ le flux précipité et $E_{can}(t)$ l'évaporation depuis la canopée. $T_{rmax}(t)f(\theta(t)) [LT^{-1}]$ désigne le flux évapotranspiré depuis le réservoir, avec $T_{rmax}(t)$ le taux maximal de transpiration (éq. 5.5) et $f(\theta(t)) [-]$ la fonction de limitation par la teneur en eau :

$$f(\theta(t)) = \begin{cases} 0 & \text{si } 0 \leq \theta(t) \leq \theta_{wp}, \\ 1 - \left(\frac{\theta_{fc} - \theta(t)}{\theta_{fc} - \theta_{wp}} \right) & \text{si } \theta_{wp} \leq \theta(t) \leq \theta_{fc}, \\ 1 & \text{si } \theta_{fc} \leq \theta(t). \end{cases} \quad (5.14)$$

La teneur en eau θ dans le réservoir est initialisée par spin-up. L'inverse du temps caractéristique de vidange α_θ (éq. (5.13)) est obtenu par étalonnage à partir d'une simulation HGS de versant conduite sur une année hydrologique. La teneur en eau simulée par HGS est moyennée en z sur la profondeur racinaire L_r . Cette moyenne est calculée en un point de coordonnée x situé suffisamment à l'amont du versant de sorte que la teneur en eau dans la zone racinaire ne soit pas impactée par la nappe mais uniquement par les précipitations. La teneur en eau moyenne ainsi calculée, notée $\bar{\theta}_{HGS}$ est utilisée comme référence pour l'étalonnage du paramètre α_θ . La valeur retenue est $\alpha_\theta = 5 \times 10^{-8} s^{-1}$. La figure 5.4 montre a) la comparaison entre la teneur en eau du réservoir API et $\bar{\theta}_{HGS}$, et b) la comparaison entre la transpiration simulée par HGS au noeud de surface situé au point d'abscisse x où la nappe n'a pas d'influence, et la transpiration depuis le réservoir API. Les différences observées s'expliquent par la distribution

en profondeur dans HGS de la teneur en eau et de la densité racinaire, alors que le modèle de réservoir considère une teneur en eau uniforme. Le modèle API rend néanmoins bien compte de l'évolution de la teneur en eau moyenne et de la transpiration associée.

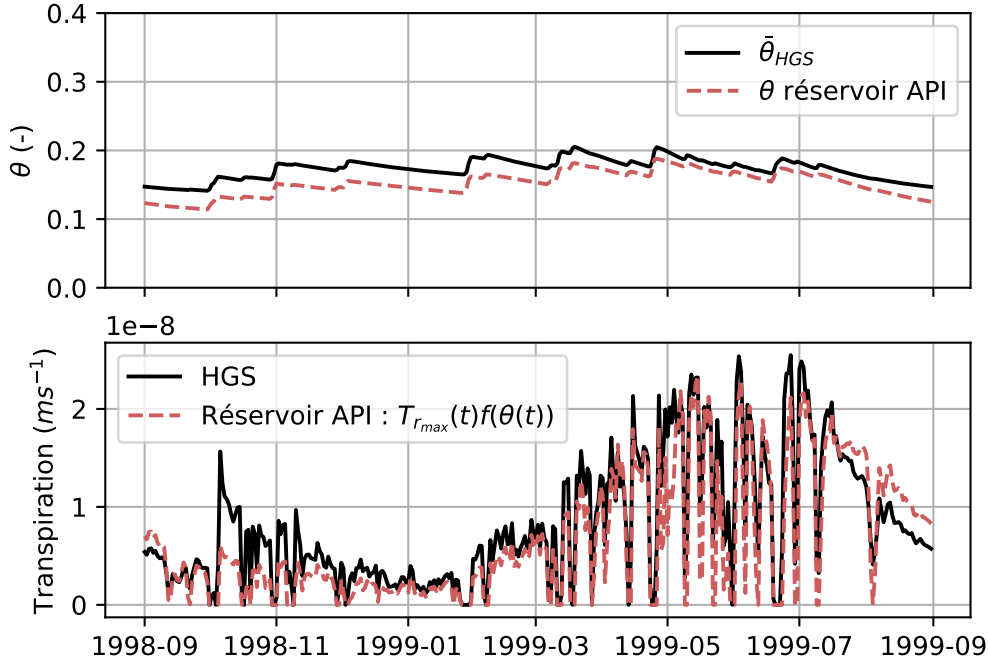


Figure 5.4 – Teneur en eau θ dans le réservoir API et transpiration associée, simulées avec $\alpha_\theta = 5 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ sur l'année hydrologique 1998-1999 du bassin du Little Washita. Comparaison avec des données simulées à l'aide d'un versant HGS : $\bar{\theta}_{HGS}$ la teneur en eau moyenne sur la profondeur racinaire en un point x où la nappe n'a pas d'influence, et transpiration simulée en ce point du versant.

Enfin, pour x compris entre $X_{ET_2}(t)$ et L (figure 5.2b), l'évapotranspiration $ET_3(t)$ [LT^{-1}] n'est pas impactée par la nappe, ce qui donne

$$ET_3(t) = T_{r_{max}}(t)f(\theta)(t). \quad (5.15)$$

L'évapotranspiration totale du versant notée $ET_H(t)$ [L^3T^{-1}] s'écrit

$$ET_H(t) = \sum_{n=0}^3 (ET_n(t) + E_{can}(t)) \Delta X_n(t), \quad (5.16)$$

avec :

$$\begin{aligned}\Delta X_0(t) &= X_s(t), \\ \Delta X_1(t) &= X_{ET_1}(t) - X_s(t), \\ \Delta X_2(t) &= X_{ET_2}(t) - X_{ET_1}(t), \\ \Delta X_3(t) &= L - X_{ET_2}(t).\end{aligned}$$

En suivant ce modèle d'évapotranspiration, le terme $ET_{h_r}(t)$ impliqué dans le calcul du débit (éq. 5.3) s'écrit

$$ET_{h_r}(t) = \begin{cases} ET_0(t)h_r & \text{si } X_s(t) \geq h_r, \\ ET_0(t)X_s(t) + ET_1(t)(h_r - X_s(t)) & \text{si } X_s(t) < h_r. \end{cases} \quad (5.17)$$

En résumé, comme l'a proposé [Kollet et Maxwell \(2008\)](#) (cf. fig. 1.12 paragraphe 1.2.2), le modèle d'évapotranspiration résulte d'une compartimentation du versant basée sur la teneur en eau du sol dans la zone racinaire, et sur son impact sur le flux évapotranspiratoire. Quatre domaines émergent : le premier est le domaine correspondant à la zone de suintement, où la subsurface est entièrement saturée et où une lame d'eau est présente en surface. Cela induit la transpiration des plantes ainsi qu'une évaporation de surface et de subsurface. Le second domaine est défini par un état de saturation du milieu poreux non limitant pour le processus de transpiration. Les premier et deuxième domaines peuvent tous deux être assimilés au cas 1 de Kollet et Maxwell, puisque l'évapotranspiration dans ces domaines est limitée par la quantité d'énergie apportée. Le troisième domaine est défini par un état de saturation du milieu poreux devenant progressivement limitant pour l'évapotranspiration. Ce domaine peut être assimilé au cas 2 de Kollet et Maxwell. Le quatrième domaine est défini lorsque la nappe est trop profonde pour avoir un impact sur les processus d'évapotranspiration. Il correspond au cas 3 de Kollet et Maxwell, dans lequel l'évapotranspiration est limitée par la quantité d'eau disponible.

5.1.3 Qualification et validation

Les modèles de débit et d'évapotranspiration sont fonction des deux variables décrivant le profil du toit de nappe linéaire : l'extension de la zone de suintement $X_s(t)$ et la pente du toit de la nappe $\tan(i(t))$. Les lois composant ces deux modèles sont qualifiées et validées à partir des variables $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$ simulées numériquement avec le code HGS. Numériquement, l'extension de la surface de suintement X_s est définie comme étant la coordonnée x du dernier noeud dont la saturation vaut 1. La pente du toit de la nappe $\tan(i(t))$ est quant

à elle définie comme la pente formée par la droite passant par 1) le point d'intersection du toit de la nappe avec la surface du sol (point de coordonnée $x = X_s(t)$) et 2) le point d'intersection du toit de la nappe avec la limite inférieure de la zone racinaire (point de coordonnée $x = X^*(t)$, figure 5.1).

Les modèles de flux sont d'abord qualifiés en analysant leurs réponses à différents paramètres géométriques du versant. Ensuite, les modèles sont testés sur l'hydrologie du bassin du Little Washita sur la période de 1993 à 2013 : le débit et l'évapotranspiration donnés par les deux modèles sont comparés à ceux de la simulation tridimensionnelle de référence.

Qualification : Réponse des modèles de débit et d'évapotranspiration à la géométrie du versant

La réponse des modèles conceptuels de flux (abrégés MC) aux paramètres de la géométrie du versant est analysée. Pour ce faire, des simulations numériques et conceptuelles de versant sont conduites sur une année (année hydrologique 1998-1999), avec un ensemble de longueurs L et de pentes $\tan(\gamma)$. Les valeurs considérées sont identiques à celles choisies pour l'analyse de sensibilité réalisée au paragraphe 4.1.2. Les simulations numériques de versant HGS sont conduites à partir de la configuration du modèle de versant 2D décrit dans le paragraphe 4.2. Par ailleurs, afin d'observer avec précision l'évolution des deux variables $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$ en fonction des différents paramètres géométriques du versant, la discrétisation spatiale horizontale du versant HGS est affinée (résolution de l'ordre du mètre au niveau de la zone de suintement et de l'ordre de la centaine de mètres à l'amont du versant). La figure 5.5 montre l'évolution sur l'année de $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$ simulés pour différentes valeurs de L et $\tan(\gamma)$.

Les résultats montrent que $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$ augmentent avec la longueur, jusqu'à converger (figures 5.5a-d)). La pente du toit de la nappe tend vers $\tan(\gamma)$ (figures 5.5c et 5.5d)) tandis que $X_s(t)$ atteint une valeur médiane autour de 100 m (figure 5.5a). De plus, un accroissement de la variabilité de $X_s(t)$ avec L est observé. En conclusion, lorsque L augmente, le toit de la nappe se rapproche de la surface du sol, ce qui accroît la sensibilité de l'extension de la zone de suintement aux événements pluvieux.

De même, l'évolution de $X_s(t)$ et de $\tan(i(t))$ avec $\tan(\gamma)$ est présentée sur les figures 5.5e à 5.5h. Une augmentation quasi linéaire de la pente du toit de la nappe est observable avec l'augmentation de la pente du versant (figures 5.5g et 5.5h)). Concernant l'évolution de X_s en fonction de $\tan(\gamma)$, une diminution de l'étendue de la surface d'intersection entre la nappe et la surface du sol est attendue avec l'augmentation de la pente du versant. Cependant, la tendance

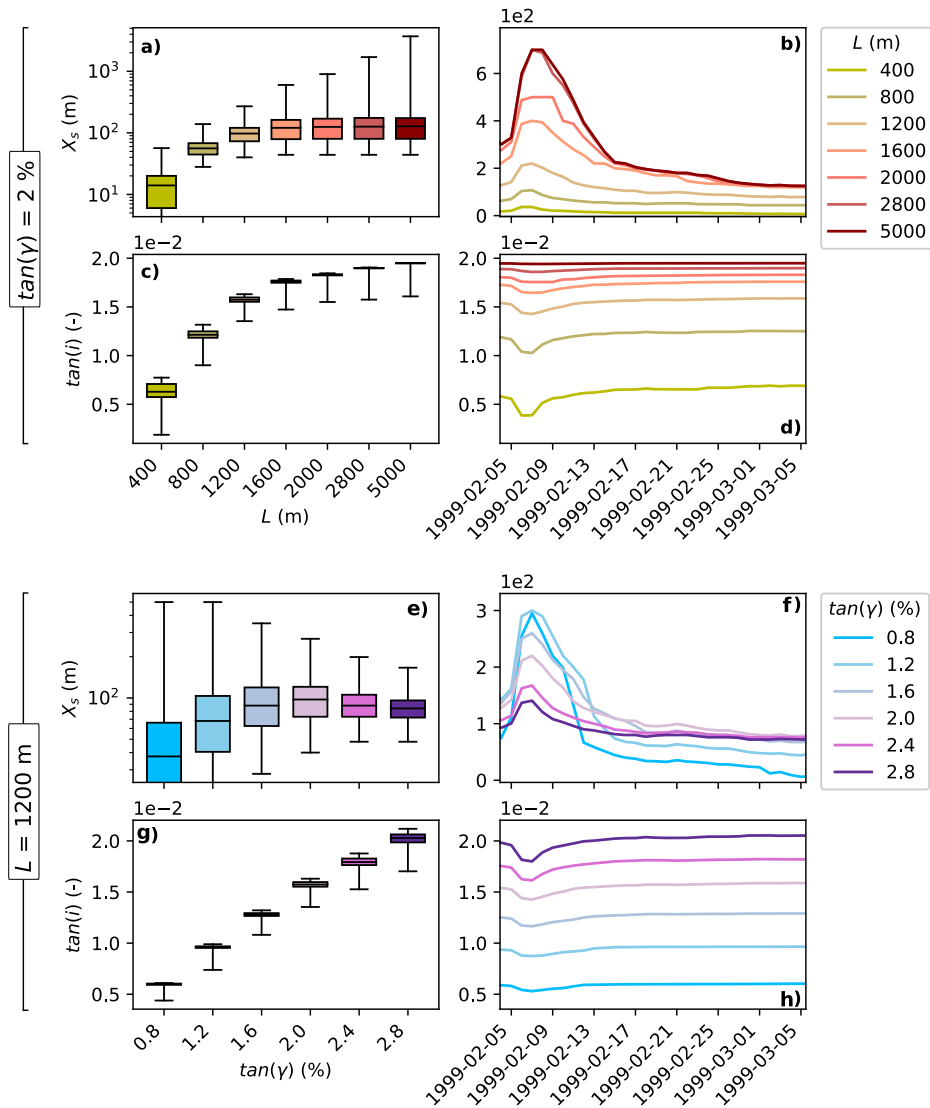


Figure 5.5 – Modèle de versant HGS : évolution de (a, b, e, f) l'extension de la surface de suintement X_s , et de (c, d, g, h) la pente du toit de la nappe $\tan(i)$ avec (a-d) différentes longueurs de versants L (et une pente constante de 2%), et avec (e-h) différentes pentes de versants $\tan(\gamma)$ (et une longueur constante de 1200 m). Les figures a, c, e, et g sont des diagrammes en boîtes des valeurs journalières de la variable analysée pour chaque valeur de paramètre, sur l'année hydrologique 1998-1999. Les figures b, d, f, et h montrent les séries temporelles des valeurs journalières durant le mois de février 1999 qui inclut un évènement pluvieux d'intensité $1,3 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$. Les lignes au milieu des boîtes correspondent aux valeurs médianes, la taille des boîtes indique l'écart entre le premier et le troisième quartile, et les lignes, ou "moustaches", s'étendent jusqu'aux valeurs minimales et maximales. On note que les axes y des figures a et e sont tracées avec des échelles logarithmiques.

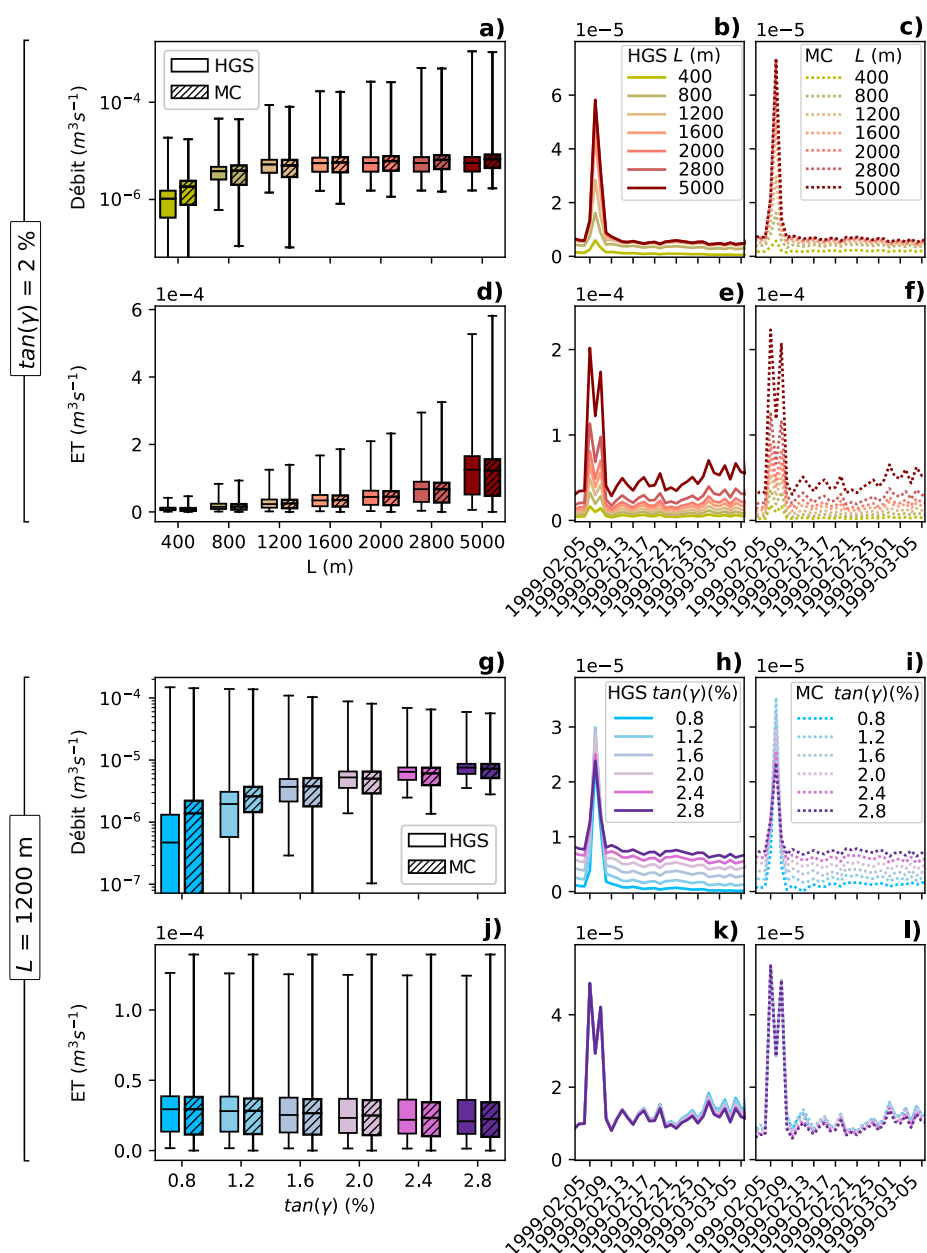


Figure 5.6 – Comparaison (a-c, g-i) du débit et (d-f, j-l) de l'évapotranspiration (ET) simulés avec le versant HGS et les modèles conceptuels de flux (MC) pour (a-f) différentes longueurs de versant (et une pente constante de 2%), et pour (g-l) différentes pentes de versant (et une longueur constante de 1200 m). De même que pour la figure 5.5, les figures a, d, g et j sont des diagrammes en boîtes des valeurs journalières des flux simulés pour chaque valeur de paramètre, sur l'année hydrologique 1998-1999. Les figures b, e, h et k (respectivement c, f, i et l) montrent les séries temporelles des valeurs journalières durant le mois de février 1999 obtenues avec HGS (respectivement avec le MC).

inverse est observée sur la valeur médiane de X_s pour des pentes comprises entre 0,8% et 2,0% (figure 5.5e). Elle s'explique par le volume d'interaction important entre la zone racinaire et la nappe lorsque la pente de la surface du sol s'approche de zéro. Le pompage par la végétation conduit à des temps de récession de X_s courts (figure 5.5f), et peut entraîner la disparition du suintement (valeur minimale de X_s égale à zéro pour les pentes de 0,8% et 1,2% sur la figure 5.5e).

Le débit et l'évapotranspiration (ET) simulés avec le versant HGS et les MC sont comparés sur la figure 5.6. Lorsque L augmente, la valeur médiane du débit du versant HGS augmente et tend vers une valeur maximale, tandis que les moustaches (c'est-à-dire la variabilité) s'élargissent (figure 5.6a). Cela résulte du gradient de la nappe qui tend vers sa valeur maximale $\tan(\gamma)$, ce qui provoque : 1) un débit de base maximal et 2) une extension du suintement qui est très sensible aux événements pluvieux et qui crée donc de forts pics de crues produits par le ruissellement sur surface saturée (figure 5.6b). En impliquant X_s et $\tan(i)$, le MC est capable de décrire ces processus (figures 5.6a et 5.6c). Les indices KGE sont calculés entre les résultats du MC et du versant HGS. En ce qui concerne le débit simulé pour les différentes longueurs de versant, les valeurs KGE sont égales ou supérieures à 0,71. Comme attendu, l'ET simulée par le versant HGS augmente avec L du fait de : 1) l'augmentation de la surface totale de la canopée qui crée de plus grands volumes évaporés pendant les précipitations, 2) l'expansion du volume d'intersection entre la zone saturée et la zone racinaire augmentant les volumes transpirés. Cet accroissement de l'ET est également bien décrit par le MC, avec des KGE égaux ou supérieurs à 0,87 (figures 5.6d-f).

L'influence de la pente sur le débit et l'ET simulés par le versant HGS et les MC est représentée sur les figures 5.6g à 5.6l. On remarque une augmentation des valeurs médianes du débit HGS avec $\tan(\gamma)$ alors que les moustaches se raccourcissent (figure 5.6g). Cela s'explique par l'augmentation du gradient de nappe avec la pente de la surface du sol, ainsi que par la variabilité décroissante de l'extension de la surface de suintement. En effet, ces phénomènes provoquent respectivement une augmentation du débit de base et une diminution de la variabilité du ruissellement sur surface saturée (Figure 5.6h). Là encore, le MC est capable de décrire ces processus puisqu'il dépend des deux variables motrices X_s et $\tan(i(t))$ (figures 5.6g et 5.6i). Les indices KGE sont calculés afin de comparer les résultats du MC et du versant HGS. Les KGE calculés sur les débits pour différentes valeurs de pentes sont supérieurs ou égaux à 0,83. En ce qui concerne l'ET, la valeur médiane HGS diminue légèrement avec $\tan(\gamma)$ (figure 5.6j). Cela est le résultat de la position de la nappe par rapport au système racinaire : plus la pente est forte, plus le volume de nappe intersectant la zone

racinaire est faible. Les indices KGE calculés entre l'ET simulée par le versant HGS et le MC pour différentes valeurs de pentes sont supérieurs ou égaux à 0,96. Ce bon accord entre les résultats démontre la capacité du modèle conceptuel à décrire les flux d'évapotranspiration du versant quelle que soit la pente.

Validation : Simulation de l'hydrologie du bassin du Little Washita sur la période 1993-2013

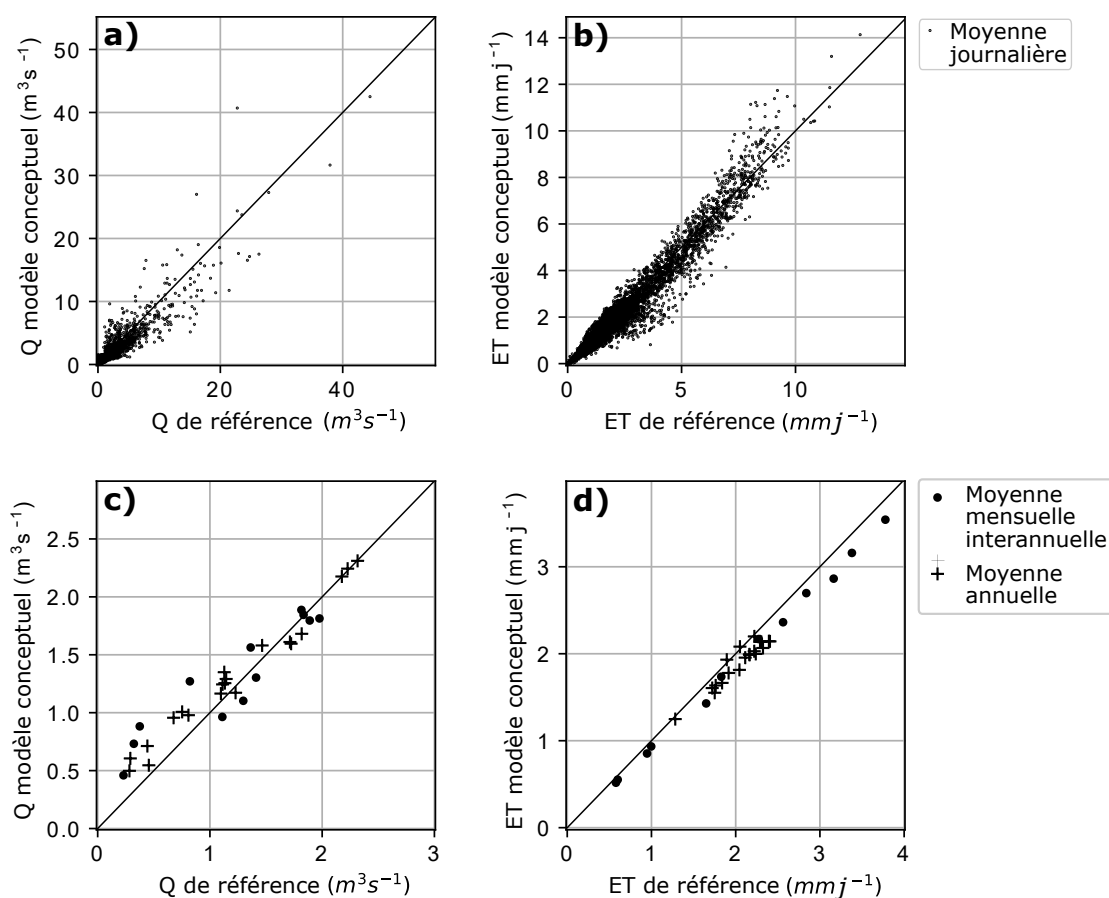


Figure 5.7 – Comparaison entre la simulation conceptuelle (à partir des variables $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$ simulées numériquement par le modèle de versant équivalent) et la simulation 3D de référence du débit (Q) à la station USGS1 (a et c), et de l'évapotranspiration (ET) sur l'ensemble du bassin (b et d) : moyennes journalières (a et b), et moyennes annuelles et mensuelles interannuelles sur les 20 ans (c et d).

Les modèles conceptuels de flux (MC) sont appliqués sur le bassin du LW sur la période de 1993 à 2013. Ils s'appuient sur les deux variables X_s et $\tan(i(t))$

simulées avec le modèle de versant équivalent 2D. Les bilans hydriques du bassin simulés avec le MC et avec le modèle 3D de référence sont comparés sur la figure 5.7. Les flux d'évapotranspiration sont bien décrits par le MC, avec des valeurs de KGE de 0,92, 0,91 et 0,86 pour respectivement les moyennes journalières, mensuelles et annuelles (table 5.1). Les hypothèses permettant le calcul du débit par le MC conduisent à une perte de précision plus importante que pour le calcul de l'ET. Cependant, la capacité du MC à décrire la décharge du bassin peut être qualifiée de bonne avec des valeurs de KGE de 0,82, 0,74 et à nouveau 0,82. Ainsi, le bilan hydrique simulé en 3D est décrit avec une précision raisonnable par les modèles conceptuels de flux.

Table 5.1 – Évaluation des modèles conceptuels de flux par rapport au résultat de référence 3D sur 20 ans : indices d'efficacité de Kling Gupta (Gupta *et al.*, 2009) calculés sur le débit (Q) et l'évapotranspiration (ET) moyennés aux pas de temps journaliers, mensuels interannuels et annuels. L'indice d'efficacité de Kling Gupta est noté KGE, le coefficient de corrélation linéaire est noté r , le rapport de variabilité est noté α , et le rapport entre les moyennes est noté β .

		Moyennes journalières	Moyennes mensuelles interannuelles	Moyennes annuelles
Q	KGE	0,82	0,74	0,82
	r	0,91	0,93	0,99
	α	0,86	0,76	0,84
	β	1,08	1,08	1,08
ET	KGE	0,92	0,91	0,86
	r	0,98	0,99	0,95
	α	1,01	0,94	0,89
	β	0,93	0,93	0,93

Ces résultats satisfaisants s'expliquent par le rôle essentiel de $X_s(t)$ et de $\tan(i(t))$ dont dépendent les MC. Le débit est produit par deux processus : le débit de base qui est contrôlé par le gradient hydraulique $\tan(i(t))$, et le débit de ruissellement sur surface saturée qui se produit sur $X_s(t)$. En ce qui concerne l'évapotranspiration, elle dépend directement de la teneur en eau du sol disponible pour le système racinaire. Cette teneur en eau est fournie de deux manières : par la nappe et sa remontée capillaire, et par l'infiltration des précipitations. La proportion d'eau souterraine et d'eau de pluie dans le flux d'évapotranspiration dépend de la position du toit de la nappe, qui est décrite par $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$. En conclusion, connaître l'évolution de ces deux variables au

cours du temps permet de décrire les différents processus à l'origine du bilan hydrique.

5.2 Modèle conceptuel de versant et applications

Toujours en considérant un versant dont le profil de nappe est linéaire, et en s'appuyant sur les modèles de flux développés précédemment, un modèle conceptuel de versant est proposé. Ainsi, ce dernier conduit à la simulation temporelle des variables clefs $\tan(i(t))$ et $X_s(t)$, qui étaient jusqu'ici prises de la simulation numérique HGS. Les hypothèses et équations sont posées dans un premier paragraphe. Le modèle est appliqué à différents cas tests avant d'être appliqué à l'hydrologie du bassin du Little Washita sur la période 1993-2013.

5.2.1 Équations du modèle

Le modèle de débit, présenté au paragraphe 5.1.2, montre de bons résultats. Celui-ci est basé sur l'hypothèse d'un écoulement unidimensionnel au travers de la section du versant en $x = h_r$. La hauteur de cette section est approchée par h_r . En repartant de ces hypothèses, le modèle conceptuel de versant s'appuie sur le réservoir délimité par $x = L$ et par $x = h_r$ où une condition limite de charge imposée égale à h_r est appliquée. L'équation de conservation de la masse s'écrit

$$\delta\omega \frac{dV(t)}{dt} = -Q_b(t) - ET_{(x>h_r)}(t) + r(t), \quad (5.18)$$

avec $\delta\omega = \omega - \theta_r$ [–] la porosité à laquelle la teneur en eau résiduelle est retirée, $V(t)$ [L^3] le volume géométrique de la zone saturée, $Q_b(t)$ [L^3T^{-1}] le débit sortant (éq. (5.2)), $ET_{(x>h_r)}(t)$ [L^3T^{-1}] l'évapotranspiration, et $r(t)$ [L^3T^{-1}] la recharge de la nappe par les précipitations. Dans le cadre de l'hypothèse de nappe linéaire, et en supposant $h_r \ll L$, le volume $V(t)$ s'écrit

$$V(t) = \frac{1}{2}L^2 \tan(i(t)). \quad (5.19)$$

On en déduit

$$\tan(i(t + \Delta t)) = \tan(i(t)) - \frac{2\Delta t}{\delta\omega L^2} (Q_b(t) + ET_{(x>h_r)}(t) - r(t)). \quad (5.20)$$

Le débit de recharge de la nappe $r(t)$ [L^3T^{-1}] correspond au drainage au bas de la zone racinaire, calculé via l'approche API en équation (5.13), et appliqué sur la longueur $(L - \max\{h_r, X_s(t)\})$:

$$r(t) = (L_r(\theta(t) - \theta_r)\alpha_\theta) (L - \max\{h_r, X_s(t)\}), \quad (5.21)$$

avec $\theta(t)$ la teneur en eau obtenue avec le modèle API en équation (5.13). L'évapotranspiration $ET_{(x>h_r)}(t)$ [L^3T^{-1}] est calculée entre $x = h_r$ et $x = L$, tel que

décrit par le modèle d'évapotranspiration (paragraphe 5.1.2), à la différence que le terme $T_{r_{max}}(t)f(\theta(t))$ (nommé $ET_3(t)$ [LT^{-1}]) est retranché, car déjà évapotranspiré depuis le modèle API (éq. (5.13)) :

$$\begin{aligned}
 ET_{(x>h_r)}(t) = & ET_0(t) (\max\{0, (X_s - h_r)\}) \\
 & + ET_1(t) (\max\{X_{ET1}(t), h_r\} - \max\{X_s(t), h_r\}) \\
 & + ET_2(t) (\max\{X_{ET2}(t), h_r\} - \max\{X_{ET1}(t), h_r\}) \\
 & + ET_3(t) (L - \max\{X_{ET2}(t), h_r\}) \\
 & - ET_3(t) (L - \max\{h_r, X_s(t)\}) .
 \end{aligned} \tag{5.22}$$

En résumé, le problème de suintement étant un problème local, il a été remplacé par une condition limite de Dirichlet. Une équation supplémentaire permet ensuite de relier les variables $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$. Celle-ci repose sur deux descriptions du débit sortant par la zone de suintement. La première est celle exposée au paragraphe 5.1.2. Elle repose sur l'écriture du bilan d'eau du volume délimité par $0 \leq x \leq h_r$, dans lequel la masse d'eau est supposée constante ($dV/dt = 0$, éq. (5.4)). Une seconde expression du débit est écrite en fonction de la variable $X_s(t)$. Comme évoqué au paragraphe 5.1.2, le débit sortant au niveau de la zone de suintement est difficile à exprimer, du fait du caractère bidimensionnel des écoulements dans cette zone. On propose d'approcher ce débit en considérant son écoulement au travers de la surface de suintement $X_s(t)$ avec une vitesse approximée par $K_s \tan(\gamma)$ (Harr, 1991). En découle la relation

$$K_s X_s(t) \tan(\gamma) - ET_{X_s}(t) = K_s h_r \tan(i(t)) - ET_{h_r}(t), \tag{5.23}$$

avec $ET_{X_s}(t)$ [$L^3 T^{-1}$] l'évapotranspiration pour $0 \leq x \leq X_s(t)$:

$$ET_{X_s}(t) = ET_0(t) X_s(t), \tag{5.24}$$

et avec $ET_{h_r}(t)$ [$L^3 T^{-1}$] l'évapotranspiration pour $0 \leq x \leq h_r$ (éq. (5.17)). $ET_0(t)$ [LT^{-1}] désigne le taux d'évapotranspiration sur le premier compartiment du modèle, correspondant à la zone de suintement (figure 5.2, éq. (5.5)). Il en résulte

$$\begin{aligned}
 X_s(t) = & \begin{cases} \max \left\{ 0, h_r \frac{(K_s \tan(i(t)) - ET_1(t))}{K_s \tan(\gamma) - ET_1(t)} \right\} + X_{sR}(t) & \text{si } K_s \tan(\gamma) - ET_1(t) > 0, \\ 0 & \text{si } K_s \tan(\gamma) - ET_1(t) \leq 0. \end{cases}
 \end{aligned} \tag{5.25}$$

Ainsi, lorsque le taux d'évapotranspiration $ET_1(t)$ devient supérieur à la vitesse d'écoulement $K_s \tan(i(t))$, le suintement s'arrête. Par ailleurs, il ne peut y avoir de

suintement dans le cas où le taux d'évapotranspiration est supérieur à $K_s \tan(\gamma)$ qui représente la vitesse d'écoulement maximale. L'égalité (5.23) conduit ainsi à une description de l'évolution de la zone de suintement en lien avec le gradient de nappe et l'évapotranspiration. Par conséquent, deux cinétiques d'évolution de X_s se retrouvent dans cette expression : la première, très lente (évolution à l'échelle de plusieurs années), en lien avec l'évolution du gradient de nappe, et la seconde, plus rapide (échelle de temps saisonnière), en lien avec l'évolution de la demande atmosphérique. Une troisième cinétique d'évolution de la surface de suintement est incorporée via le terme $X_{sR}(t)$ [L]. Ce dernier désigne le suintement créé par les pluies, et varie sur des temps très courts, de l'ordre de la dizaine de jours. Le flux associé à cette évolution rapide du suintement est nommé "return flow" par Dunne (1983), mais aucune quantification n'est cependant apportée par la littérature. De ce fait, le suintement $X_{sR}(t)$ lié aux précipitations est calculé, de la même façon que la recharge de la nappe, à l'aide d'une approche API (Chevallier et Hyperbav, 1983) :

$$X_{sR}(t + \Delta t) = X_{sR}(t)(1 - \alpha_{X_s} \Delta t) + \frac{((R(t) - E_{can}(t)) - ET_1(t)) \Delta t}{\omega_{eff}(\tan(\gamma) - \tan(i(t)))}, \quad (5.26)$$

avec ω_{eff} la porosité effective correspondant à la porosité disponible pour le remplissage par les précipitations. Ainsi la hauteur $((R(t) - E_{can}(t)) - ET_1(t)) \Delta t$ est traduite en longueur de suintement.

5.2.2 Application à différents cas tests

Le modèle conceptuel de versant est testé sur quatre cas tests correspondant à quatre scénarios hydrologiques de complexité croissante :

- Le premier est une **simple vidange sur 16 800 jours** (≈ 45 ans).
- Le second est une **vidange sur 16 800 jours avec évapotranspiration**. La demande atmosphérique ainsi que l'indice de surface foliaire sont constants : $ETP = 6,8 \times 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ (correspond à l'ETP moyenne sur l'année 1998-1999) et $LAI = 2,35$ (correspond à la moyenne annuelle de l'indice de surface foliaire du versant équivalent).
- Le troisième scénario correspond à une **année hydrologique avec évapotranspiration**. Le forçage en évapotranspiration potentielle est celui du Little Washita sur l'année 1998-1999. L'évolution de l'indice de surface foliaire est celle du versant équivalent.
- Le dernier scénario correspond à une **année hydrologique avec évapotranspiration et précipitation**. Les forçages sont ceux du Little Washita

sur l'année 1998-1999. L'évolution de l'indice de surface foliaire est celle du versant équivalent.

En adoptant des scénarios hydrologiques à complexité croissante, il est possible d'analyser la réponse du modèle conceptuel à chacun des processus. Pour l'ensemble des scénarios, le versant considéré possède une hauteur h_r sous la rivière de 96 m, une longueur L de 1200 m et une pente $\tan(\gamma)$ de 2%. Il s'agit des valeurs moyennes des paramètres géométriques des versants du Little Washita d'après l'analyse géomorphologique de Maquin (2016) (figure 4.3, paragraphe 4.1.2). Pour chacun des scénarios hydrologiques, la réponse du modèle conceptuel de versant est comparée à celle d'un versant modélisé avec le code HGS. Ce dernier est discrétisé avec une résolution horizontale de l'ordre du mètre près de la rivière ($x = 0$) et de la centaine de mètres près de la limite amont de partage des eaux ($x = L$). La discrétisation verticale du versant est identique à celle utilisée précédemment sur les modèles 3D et 2D-équivalent. Les paramètres de subsurface et surface utilisés sont également identiques (table 3.1). On rappelle la conductivité hydraulique à saturation $K_s = 5 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$, la porosité $\omega = 0,4$, la teneur en eau résiduelle $\theta_r = 0,08$, et les paramètres de Van Genuchten $\alpha = 3,5 \text{ m}^{-1}$ et $n = 2,0$.

Vidange simple

La réponse du modèle conceptuel de versant (MC) est comparée sur la figure 5.8 à celle du modèle de versant HGS dans le cas de la vidange. On note que la vidange du versant HGS est initialisée avec une profondeur de nappe à 2 m sur l'ensemble du versant. L'origine des temps considérée en figure 5.8 se situe 4 années après le temps initial de la simulation, durée nécessaire pour la mise à l'équilibre de la nappe.

La variable $\tan(i(t))$ est tracée sur la figure 5.8a. La pente de toit de nappe du MC est comparée à différents $\tan(i(t))$ numériques. Ces derniers sont définis comme la pente formée par la droite passant par 1) le point d'intersection du toit de la nappe avec la surface du sol (point de coordonnée $x = X_s(t)$) et 2) différents points du toit de nappe situés en différentes coordonnées x . Il apparaît alors que le profil du toit de nappe simulé numériquement est parabolique, ce qui est cohérent avec Boussinesq (cf. paragraphe 5.1.1). Cela est également visible sur la figure 5.8d où sont tracés les profils de nappe du MC et du versant HGS à trois temps de la vidange. Initialisée à $\tan(i(t_0)) = 0,014$, la pente du toit de la nappe du MC rend compte d'un profil de nappe moyen. La pente du toit de la nappe décroît de façon exponentielle avec un temps caractéristique égal à $(\delta\omega L^2)/(2K_s h_r) \approx 5600$ jours, soit environ 15 ans.

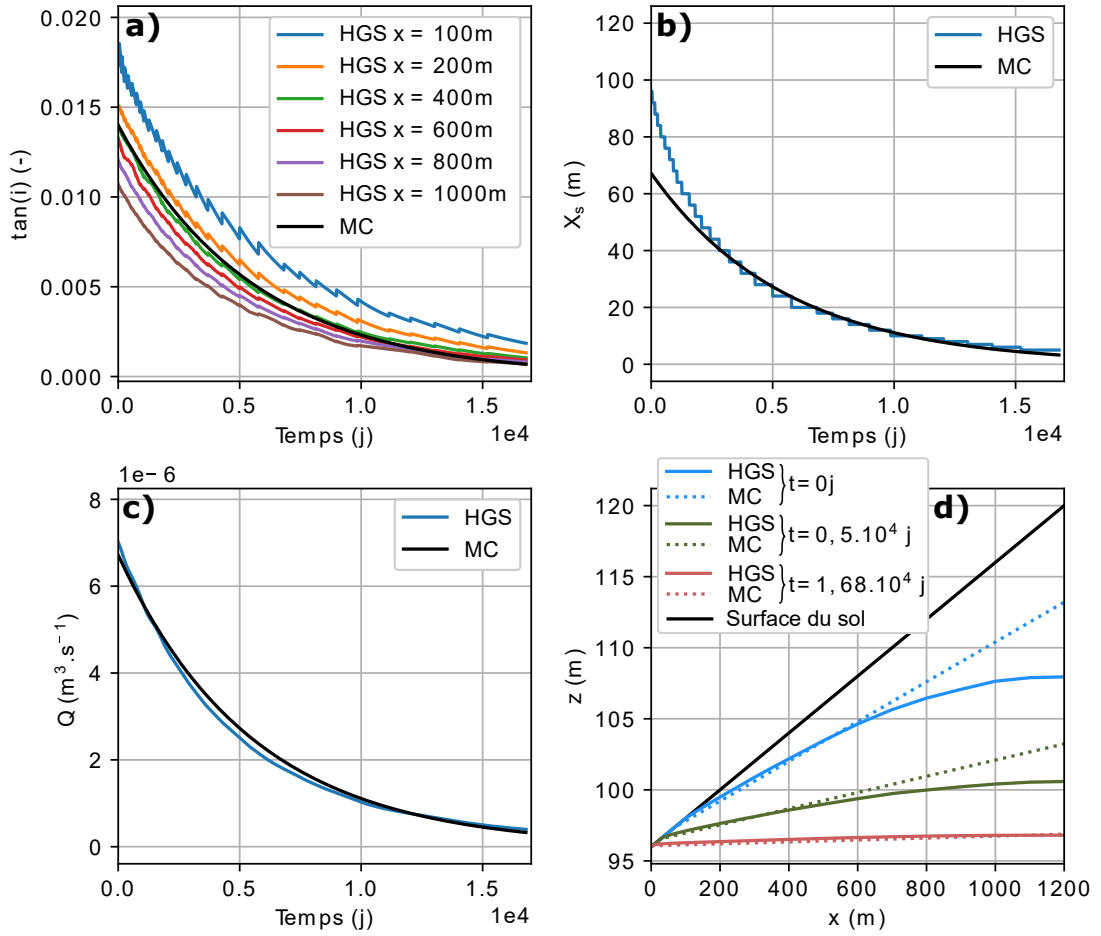


Figure 5.8 – Vidange sur 16 800 jours : comparaison de la réponse simulée par le modèle conceptuel (MC) avec celle simulée numériquement par le versant HGS. a) Pente du toit de la nappe $\tan(i(t))$: les valeurs HGS sont définies comme la pente formée par la droite passant par le point d'intersection du toit de la nappe avec la surface du sol, et les points du toit de la nappe situés en différentes abscisses x . b) Extension de la zone de suintement $X_s(t)$. c) Débit sortant. d) Tracé du toit de la nappe à trois temps t égaux à 0, 5000, et 16800 jours.

La variable $X_s(t)$ est tracée sur la figure 5.8b. Sans évapotranspiration, l'extension de la zone de suintement simulée par le MC est donnée par (éq. (5.25)) :

$$X_s(t) = \frac{h_r}{\tan(\gamma)} \tan(i(t)).$$

Le résultat obtenu est proche du résultat simulé numériquement. Les hypothèses posées afin de relier les deux variables $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$ donnent donc

un résultat satisfaisant dans le cas de la vidange.

Le débit sortant est tracé sur la figure 5.8c. Sans évapotranspiration, le calcul par le MC de ce dernier revient au calcul de $Q_b(t) = K_s h_r \tan(i(t))$ (éq. (5.2)). Il apparaît que la décroissance exponentielle du débit sortant simulé par le MC au cours de la vidange décrit de façon fidèle la décroissance du débit sortant simulé par le versant HGS. Cela confirme que l'hypothèse de nappe linéaire est appropriée malgré le profil parabolique du toit de la nappe.

En conclusion, dans le scénario de vidange, le profil de nappe linéaire du MC rend compte d'un profil moyen qui permet le calcul à la fois de l'extension du suintement et du débit sortant.

Vidange avec paramètres d'évapotranspiration constants

Avant d'analyser la réponse du modèle conceptuel (MC) à un signal d'évapotranspiration (ETP) réel, le MC est testé sur un scénario plus simple de vidange avec ETP et LAI (Leaf Area Index, ou indice de surface foliaire) constants.

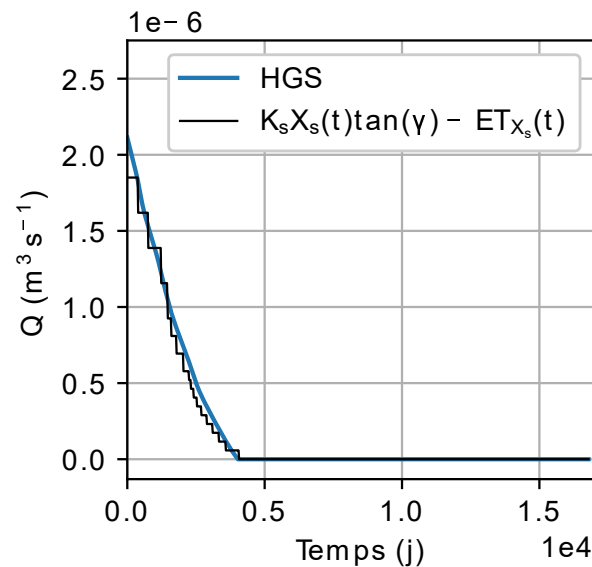


Figure 5.9 – Vidange avec paramètres d'évapotranspiration constants : comparaison entre le débit sortant simulé par le versant HGS et l'expression du débit $(K_s X_s(t) \tan(\gamma) - ET_{X_s}(t))$ intervenant dans les équations (5.23) et (5.25). La variable $X_s(t)$ utilisée dans l'expression correspond à la variable simulée numériquement par HGS.

Dans un premier temps, l'expression du débit au travers de la surface de suintement, qui a permis d'établir l'expression de $X_s(t)$ avec évapotranspiration (équations (5.23) puis (5.25)), est vérifiée à partir de la variable $X_s(t)$ numérique simulée avec le versant HGS. Ainsi, on vérifie sur la figure 5.9 que l'expression $(K_s X_s(t) \tan(\gamma) - ET_{X_s}(t))$ permet bien de retrouver le débit sortant tel que simulé par HGS.

La réponse du modèle conceptuel de versant (MC) est comparée sur la figure 5.10 à celle du modèle de versant HGS dans le cas de la vidange avec ETP et LAI constants. On note que, de la même façon que dans le scénario de la vidange simple, la simulation HGS est initialisée avec une profondeur de nappe de 2 m sur l'ensemble du versant. L'origine des temps considérée en figures 5.9 et 5.10 se situe 4 années après le temps initial de la simulation, durée nécessaire pour la mise à l'équilibre de la nappe.

La variable $\tan(i(t))$ est tracée sur la figure 5.10a. De la même façon que pour la vidange (figure 5.8), la pente de toit de nappe du MC est comparée à différents $\tan(i(t))$ numériques. Ces derniers sont définis comme la pente formée par la droite passant par 1) le point d'intersection du toit de la nappe avec la surface du sol (point de coordonnée $x = X_s(t)$) et 2) différents points du toit de nappe situés en différentes coordonnées x . On observe que plusieurs $\tan(i(t))$ numériques deviennent négatifs. Il s'agit là d'un artifice lié à la méthode de calcul des valeurs numériques de pentes : une fois la zone de suintement disparue, la nappe est supposée intersecter la surface du sol au point $(x, z) = (0, h_r)$. La hauteur de toit de nappe devenant inférieure à h_r en $x = 100$ m, 200 m ou encore 400 m, la valeur de $\tan(i(t))$ considérée est alors négative. En réalité la hauteur de nappe en $x = 0$ n'est pas fixée à h_r dans le versant HGS dont la condition limite en subsurface est flux nul. En $x = 0$, la hauteur du toit de la nappe simulé avec HGS devient inférieure à h_r du fait du pompage par la végétation. Ceci est notamment visible sur la figure 5.10e qui montre les profils du toit de la nappe à différents temps. Notons que ce phénomène n'est pas pris en compte dans le MC, dans lequel le volume d'eau dans le versant cesse de décroître lorsque $\tan(i(t))$ devient nul. Cela conduit à un biais dans l'estimation de l'évapotranspiration (ET) du versant (figure 5.10d). Par ailleurs, avec une pente du toit de la nappe initialisée à 1% (figure 5.10a), le débit sortant et l'extension du suintement simulés par le MC sont comparables à ceux simulés par le versant HGS (figure 5.10b et 5.10c).

En conclusion, malgré des biais liés aux non linéarités locales du profil du toit de nappe, les résultats obtenus avec le MC restent relativement satisfaisants dans le cas d'une vidange avec paramètres d'évapotranspiration constants.

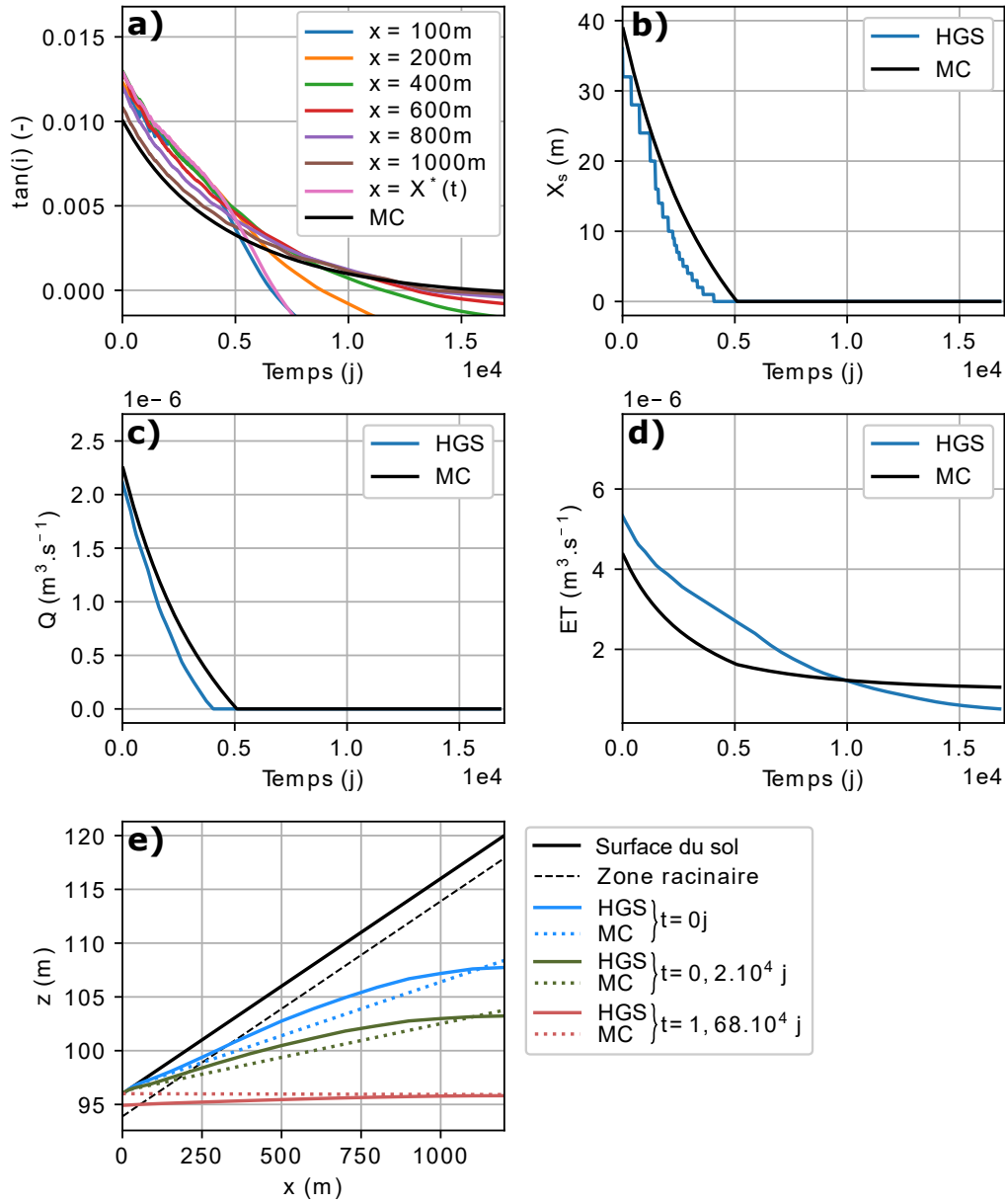


Figure 5.10 – Vidange avec paramètres d'évapotranspiration constants : comparaison de la réponse simulée par le modèle conceptuel (MC) avec celle simulée numériquement par le versant HGS. a) Pente du toit de la nappe $\tan(i(t))$: les valeurs HGS sont définies comme la pente formée par la droite passant par le point d'intersection du toit de la nappe avec la surface du sol, et les points du toit de la nappe situés en différentes abscisses x . b) Extension de la zone de suintement $X_s(t)$. c) Débit sortant. d) Évapotranspiration. d) Tracé du toit de la nappe à trois temps t égaux à 0, 2000, et 16800 jours.

Année hydrologique avec évapotranspiration mais sans précipitation

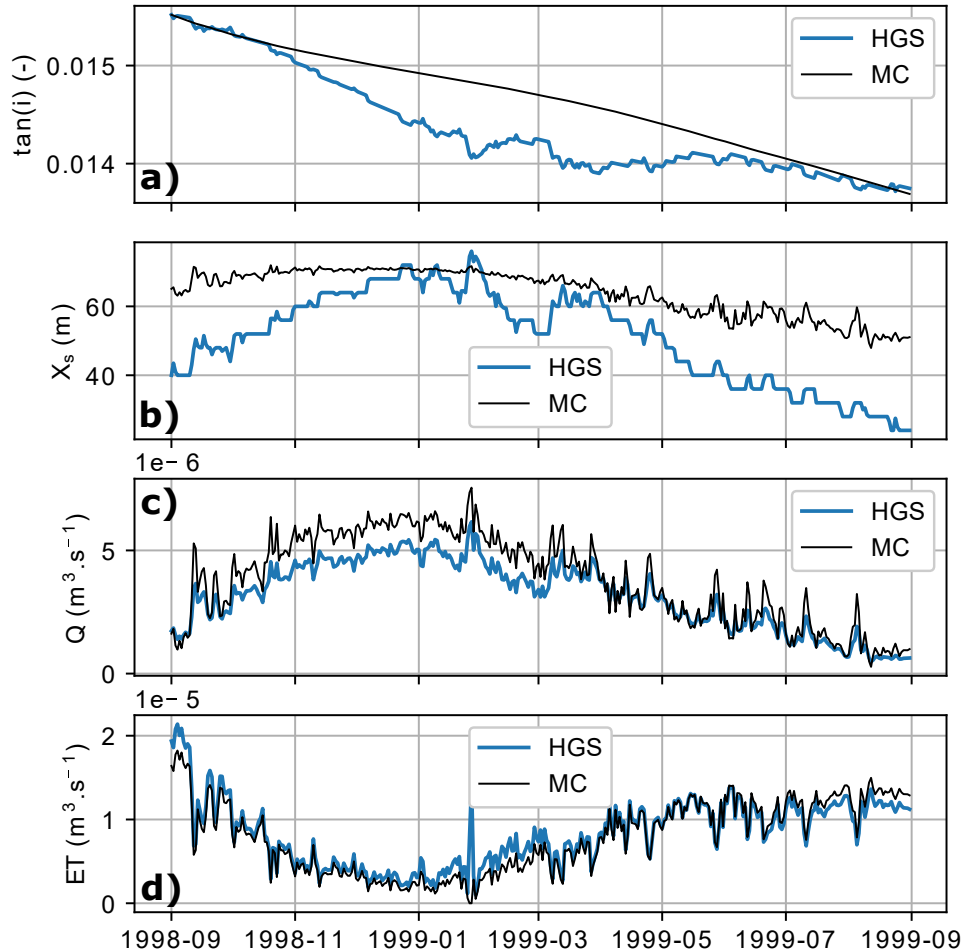


Figure 5.11 – Année hydrologique avec évapotranspiration seule (signal d'ETP 1998-1999) : comparaison de la réponse simulée par le modèle conceptuel (MC) avec celle simulée numériquement par le versant HGS. a) Pente du toit de la nappe $\tan(i(t))$, b) Extension de la zone de suintement $X_s(t)$, c) Débit sortant, et d) Évapotranspiration.

La réponse du modèle conceptuel de versant (MC) est comparée sur la figure 5.11 à celle du modèle de versant HGS sur une année hydrologique sans précipitation, avec un signal d'ETP correspondant à celui du bassin du Little Washita sur l'année 1988-1999. La pente initiale $\tan(i(t_0))$ du MC est prise égale à celle de la simulation numérique (figure 5.11a). La tendance décroissante de la pente du toit de nappe sur l'année est bien décrite par le MC. En revanche, la si-

mulation numérique montre une variation saisonnière de $\tan(i(t))$ qui n'est pas retranscrite par le MC. En effet $\tan(i(t))$ numérique présente un minimum en hiver. Ce minimum coïncide avec le maximum de la variable $X_s(t)$ (figure 5.11b). Le MC "peine" également à retranscrire la variation saisonnière de l'extension de la zone de suintement. Si une variation saisonnière est simulée grâce au terme d'évapotranspiration dans l'équation (5.25), celle-ci possède une amplitude plus de deux fois inférieure à l'amplitude simulée numériquement. Malgré les difficultés du MC à décrire les dynamiques saisonnières des deux variables $\tan(i(t))$ et $X_s(t)$, les résultats obtenus sur les flux sont satisfaisants (figure 5.11c et 5.11d).

Ces résultats montrent que le modèle à nappe linéaire n'est évidemment pas capable de retranscrire les non linéarités locales de la nappe liées aux variations saisonnières du terme de pompage par la végétation. En effet, le MC ne faisant intervenir qu'une pente de nappe (i.e. un seul degré de liberté), l'évapotranspiration ne peut agir localement sur la nappe pour contraindre son gradient : elle agit sur l'ensemble de la nappe. Néanmoins, la simulation de la cinétique lente d'évolution du gradient moyen de nappe permet, avec la relation le reliant au suintement, de simuler les flux sortants avec une précision satisfaisante.

Année hydrologique avec évapotranspiration et précipitation

La réponse du modèle conceptuel de versant (MC) est comparée sur la figure 5.12 à celle du modèle de versant HGS sur une année hydrologique simulée avec les forçages d'ETP et de précipitation du bassin du Little Washita sur l'année 1988-1999. Les paramètres du modèle API régissant l'extension $X_{sR}(t)$ du suintement lié aux précipitations (éq. (5.26)) sont calés manuellement : $\alpha_{X_s} = 6 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ (ce qui correspond à un temps caractéristique de décroissance de 20 jours) et $\omega_{eff} = 7 \times 10^{-2}$. La pente initiale $\tan(i(t_0))$ du MC est prise égale à celle de la simulation numérique (figure 5.12a). Comme relevé précédemment, le MC simule l'évolution lente de la pente du toit de nappe (évolution à l'échelle de plusieurs années) : dans ce scénario hydrologique le $\tan(i(t))$ simulé par le MC décroît 4% sur l'année. En revanche, le MC ne retranscrit pas la dynamique saisonnière d'évolution du $\tan(i(t))$ et retranscrit celle du $X_s(t)$ avec une amplitude plus de deux fois trop faible. Par ailleurs, avec l'ajout des précipitations se juxtapose une troisième cinétique d'évolution de $\tan(i(t))$ et de $X_s(t)$, celle-ci beaucoup plus rapide (variations à l'échelle de la dizaine de jours). Les variations à haute fréquence de $\tan(i(t))$ simulées par le versant HGS s'expliquent par les variations de la position du point $x = X_s(t)$ (figure 5.12b). Elles ne sont pas visibles sur la variable $\tan(i(t))$ simulée par le MC, car l'évolution de celle-ci est basée uniquement sur le bilan de flux appliqué au volume de la nappe à profil linéaire. Ainsi, les variations locales de $\tan(i(t))$ liées aux variations de $X_s(t)$ sont négligées. En

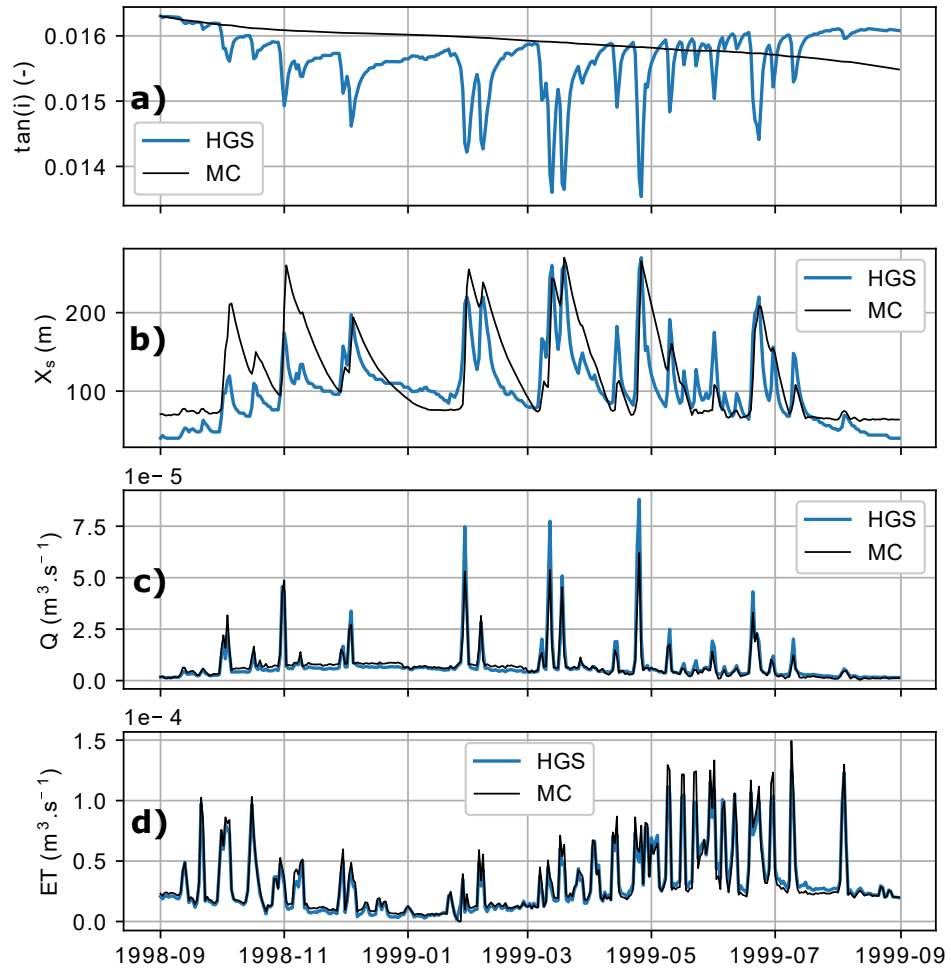


Figure 5.12 – Année hydrologique avec évapotranspiration et précipitation (forçages 1998-1999) : comparaison de la réponse simulée par le modèle conceptuel (MC) avec celle simulée numériquement par le versant HGS. a) Pente du toit de la nappe $\tan(i(t))$, b) Extension de la zone de suintement $X_s(t)$, c) Débit sortant, et d) Évapotranspiration.

revanche, concernant le suintement, le terme $X_{sR}(t)$ de l'équation (5.25) a pour objectif de retranscrire ces variations haute fréquence de $X_s(t)$ liées aux pluies. En effet, si ces variations importent peu au niveau de la variable $\tan(i(t))$, il est en revanche important de les retranscrire sur la variable $X_s(t)$ qui intervient dans le calcul du débit de ruissellement sur surface saturée. In fine, les flux simulés par le versant HGS sont raisonnablement bien décrits par le modèle conceptuel (figures 5.12c et 5.12d).

Bilan

En résumé, les résultats obtenus sur les différents cas tests montrent les limites de l'hypothèse de nappe linéaire. En négligeant les non-linéarités locales, le modèle conceptuel décrit uniquement la dynamique lente d'évolution de la pente moyenne du toit de nappe. Par ailleurs, la relation reliant la pente du toit de nappe avec l'extension du suintement offre une assez bonne estimation du $X_s(t)$, bien que l'amplitude de la variation saisonnière avec l'évapotranspiration ne soit pas correctement retranscrite. Malgré les biais observés sur la simulation des variables du système, $\tan(i(t))$ et $X_s(t)$ (biais inhérents aux hypothèses simplificatrices considérées), les flux de débit et d'évapotranspiration sont simulés par le MC avec une précision satisfaisante. On propose maintenant d'appliquer ce modèle à l'hydrologie du bassin du Little Washita sur la période 1993-2013. Cette application est présentée dans le paragraphe suivant.

5.2.3 Application à l'hydrologie du bassin du Little Washita sur la période 1993-2013

Le modèle conceptuel (MC) est appliqué sur le bassin du LW sur la période de 1993 à 2013. Les paramètres de versant considérés sont ceux du versant équivalent (cf. chapitre 4). Dans un premier temps, les variables $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$, ainsi que les flux de débit et d'évapotranspiration simulés par le MC et par le modèle de versant équivalent HGS sont comparés. Enfin, les flux sortants simulés par le MC sont comparés aux flux de la simulation 3D de référence.

Comparaison avec le modèle HGS de versant équivalent

Les variables $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$, ainsi que les flux de débit et d'évapotranspiration simulés par le MC et par le modèle de versant équivalent HGS sont comparés sur la figure 5.13. Les indices KGE calculés pour cette comparaison sont répertoriés dans la table 5.2. Les séries temporelles des différentes variables sont tracées en annexe 1.

Les figures 5.13a et 5.13e affichent les résultats concernant la variable $\tan(i(t))$. Les points correspondants aux moyennes journalières s'alignent, pour la majorité, autour de la droite $y = x$ (figure 5.13a et table 5.2 : KGE=0,76). Néanmoins, un ensemble de points montrent des surestimations ponctuelles de $\tan(i(t))$ par le MC. Il s'agit là des variations de $\tan(i(t))$ liées aux événements pluvieux. En effet, comme cela a été montré sur les cas tests, les variations à haute fréquence de $\tan(i(t))$ avec les précipitations ne sont pas retranscrites par le MC. Les cas tests ont également montré l'incapacité du modèle à retranscrire les variations saisonnières de la variable. Ainsi, le KGE calculé sur les moyennes mensuelles

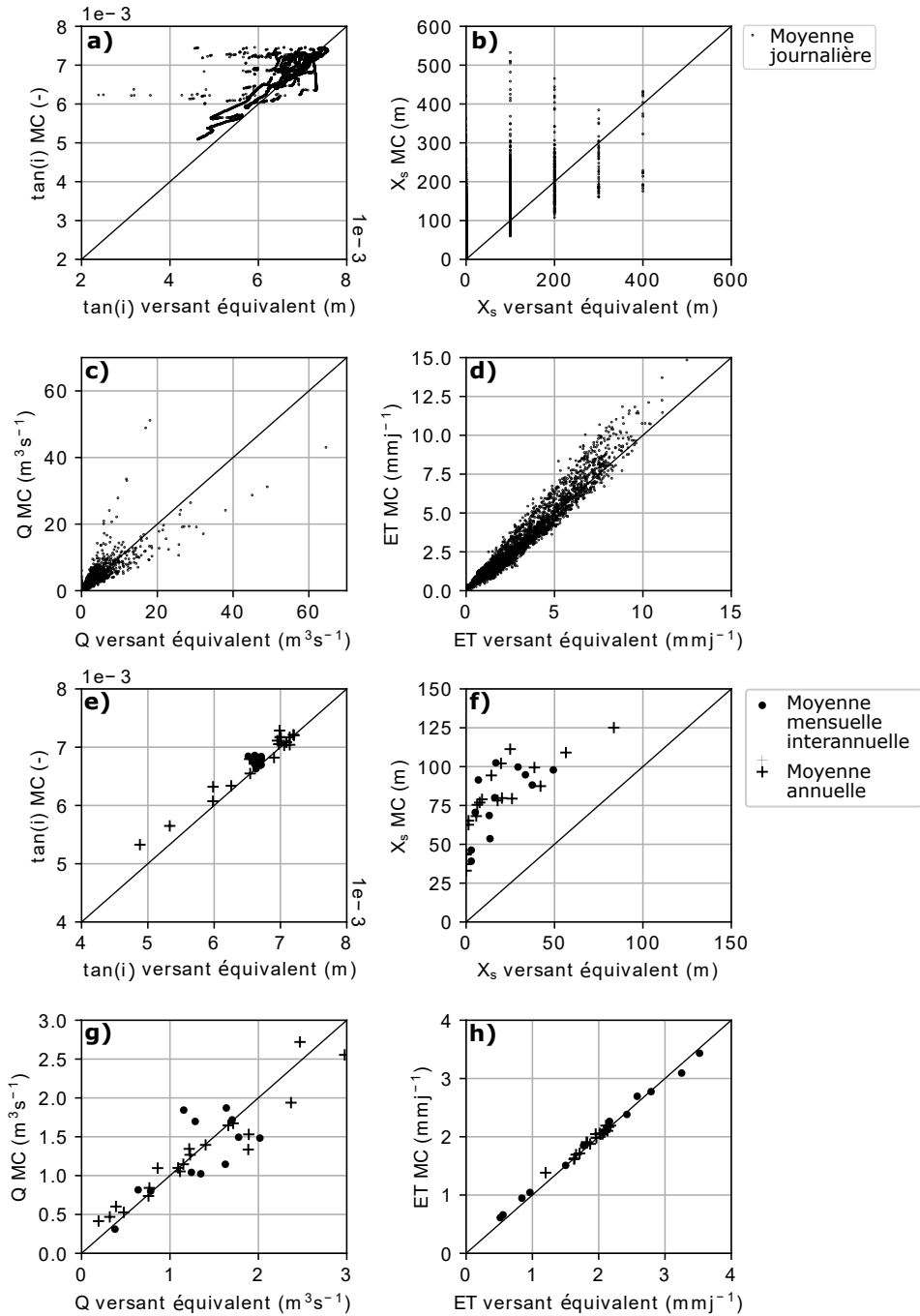


Figure 5.13 – Comparaison entre les résultats de simulation du modèle conceptuel (MC) et du modèle HGS de versant équivalent. Résultats de simulation de la pente du toit de nappe $\tan(i)$ (a et e), de l'extension du suintement X_s (b et f), du débit Q (c et g), et de l'évapotranspiration ET (d et h) : Moyennes journalières (a à d), et moyennes annuelles et mensuelles interannuelles sur les 20 ans (e à h).

interannuelles est de -0,30. Par ailleurs, l'évolution interannuelle de la variable sur les vingt années est raisonnablement bien retranscrite (figure 5.13e), avec un KGE de 0,85 (table 5.2).

La comparaison de l'extension de la zone de suintement $X_s(t)$ simulée avec le MC et avec le versant équivalent HGS est montrée sur les figures 5.13b et 5.13f. Le modèle de versant équivalent étant discrétisé avec une résolution horizontale de 100 m (cf. chapitre 4), le nuage de points des valeurs journalières affiche un ensemble de droites verticales. Les nuages de points des valeurs mensuelles interannuelles et annuelles montrent quant à eux une surestimation du $X_s(t)$ par le MC d'environ 50 à 75 m. Liés à la discrétisation grossière du versant équivalent, ces biais résultent en des valeurs de KGE de -2,17, -2,15, et -2,14 pour respectivement les moyennes journalières, mensuelles interannuelles et annuelles (table 5.2). Afin d'évaluer le modèle de suintement (équ. (5.25)), une simulation est conduite avec un versant équivalent discrétisé plus finement sur l'axe x . La résolution horizontale considérée est de l'ordre du mètre à l'abord de la rivière, et de l'ordre de la centaine de mètres à l'amont du versant. La comparaison des variables X_s simulées avec le MC et avec ce versant équivalent finement discrétisé est montrée sur la figure 5.14. Le MC décrit l'évolution du suintement de façon approximative. Les KGE obtenus restent peu satisfaisants : -0,22, -0,19, et -0,18 pour respectivement les moyennes journalières, mensuelles interannuelles et annuelles. Si une corrélation est appréciable entre les deux résultats de simulation (coefficients de corrélation linéaire de respectivement 0,73, 0,80 et 0,92 pour les trois échelles de temps), le MC surestime d'environ 50 m l'extension de la zone de suintement en moyennes mensuelles interannuelles et annuelles (figure 5.14b).

La comparaison du débit Q simulé avec le MC et avec le versant équivalent HGS est montrée sur les figures 5.13c et 5.13g. Il apparaît que le débit simulé par le modèle de versant équivalent HGS est bien décrit par le MC : les KGE calculés sur les valeurs journalières, mensuelles interannuelles et annuelles sont respectivement de 0,86, 0,73 et 0,83 (table 5.2). Au niveau des valeurs journalières (figure 5.13c), on observe cependant des points isolés correspondants à des débits ponctuellement surestimés ou sous-estimés par le MC. Il s'agit de certains pics de crue mal retranscrits par le MC. Cela montre la limite du modèle d'évolution du suintement avec précipitation. En effet, le modèle donnant le terme d'évolution du suintement avec les pluies, $X_{sR}(t)$, est simpliste : le paramètre de décroissance α_{X_s} est calé, et le paramètre de porosité efficace ω_{eff} est calé à une valeur constante dans le temps. En réalité, la croissance de la surface de suintement causée par un évènement pluvieux dépend de l'état de saturation du sol antérieur à l'évènement. Ceci n'est pas retranscrit par le MC, ce qui conduit à

des biais sur le terme de ruissellement sur surface saturée, et par conséquent sur les débits de crues.

Enfin, la comparaison de l'évapotranspiration ET simulée avec le MC et avec le versant équivalent HGS est montrée sur les figures 5.13f et 5.13h. Ces résultats sont particulièrement satisfaisants, avec des valeurs de KGE égales à 0,92, 0,94 et 0,91 pour respectivement les valeurs journalières, mensuelles interannuelles et annuelles (table 5.2).

Table 5.2 – Évaluation du modèle conceptuel par rapport au modèle HGS de versant équivalent sur 20 ans : indices d'efficacité de Kling Gupta ([Gupta et al., 2009](#)) calculés pour la pente du toit de nappe ($\tan(i)$), l'extension du suintement (X_s), le débit (Q), et l'évapotranspiration (ET), moyennés aux pas de temps journaliers, mensuels interannuels et annuels. L'indice d'efficacité de Kling Gupta est noté KGE, le coefficient de corrélation linéaire est noté r , le rapport de variabilité est noté α , et le rapport entre les moyennes est noté β .

		Moyennes journalières	Moyennes mensuelles interannuelles	Moyennes annuelles
$\tan(i)$	KGE	0,76	-0,30	0,85
	r	0,89	-0,29	0,98
	α	0,79	1,17	0,85
	β	1,02	1,02	1,02
X_s	KGE	-2,17	-2,15	-2,14
	r	0,59	0,68	0,81
	α	1,19	1,45	1,15
	β	4,14	4,11	4,13
Q	KGE	0,86	0,73	0,83
	r	0,86	0,73	0,96
	α	0,99	0,99	0,83
	β	0,98	0,98	0,98
ET	KGE	0,92	0,94	0,91
	r	0,98	0,99	0,98
	α	1,08	0,94	0,92
	β	1,02	1,02	1,02

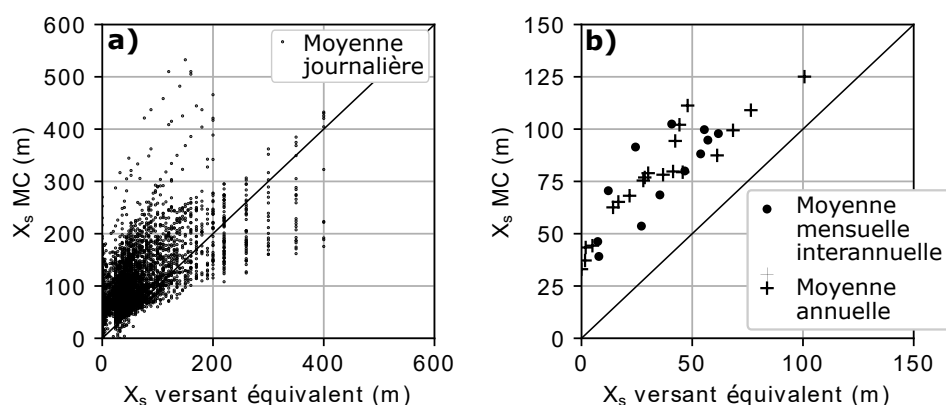


Figure 5.14 – Comparaison entre l’extension du suintement X_s simulée par le modèle conceptuel (MC) et par le modèle HGS de versant équivalent dont la discrétisation horizontale est affinée (de l’ordre du mètre près de la rivière, et de la centaine de mètres à l’amont du versant) : Moyennes journalières (a), et moyennes annuelles et mensuelles interannuelles sur les 20 ans (b).

Comparaison avec l’hydrologie 3D de référence

Table 5.3 – Évaluation du modèle conceptuel par rapport au résultat de référence 3D sur 20 ans : indices d’efficacité de Kling Gupta ([Gupta et al., 2009](#)) calculé sur le débit (Q) et l’évapotranspiration (ET) moyennés aux pas de temps journaliers, mensuels interannuels et annuels. L’indice d’efficacité de Kling Gupta est noté KGE, le coefficient de corrélation linéaire est noté r , le rapport de variabilité est noté α , et le rapport entre les moyennes est noté β .

		Moyennes journalières	Moyennes mensuelles interannuelles	Moyennes annuelles
Q	KGE	0,72	0,64	0,93
	r	0,79	0,73	0,96
	α	1,17	0,77	0,99
	β	1,06	1,06	1,06
ET	KGE	0,93	0,86	0,78
	r	0,97	0,99	0,96
	α	1,04	0,88	0,80
	β	0,95	0,95	0,95

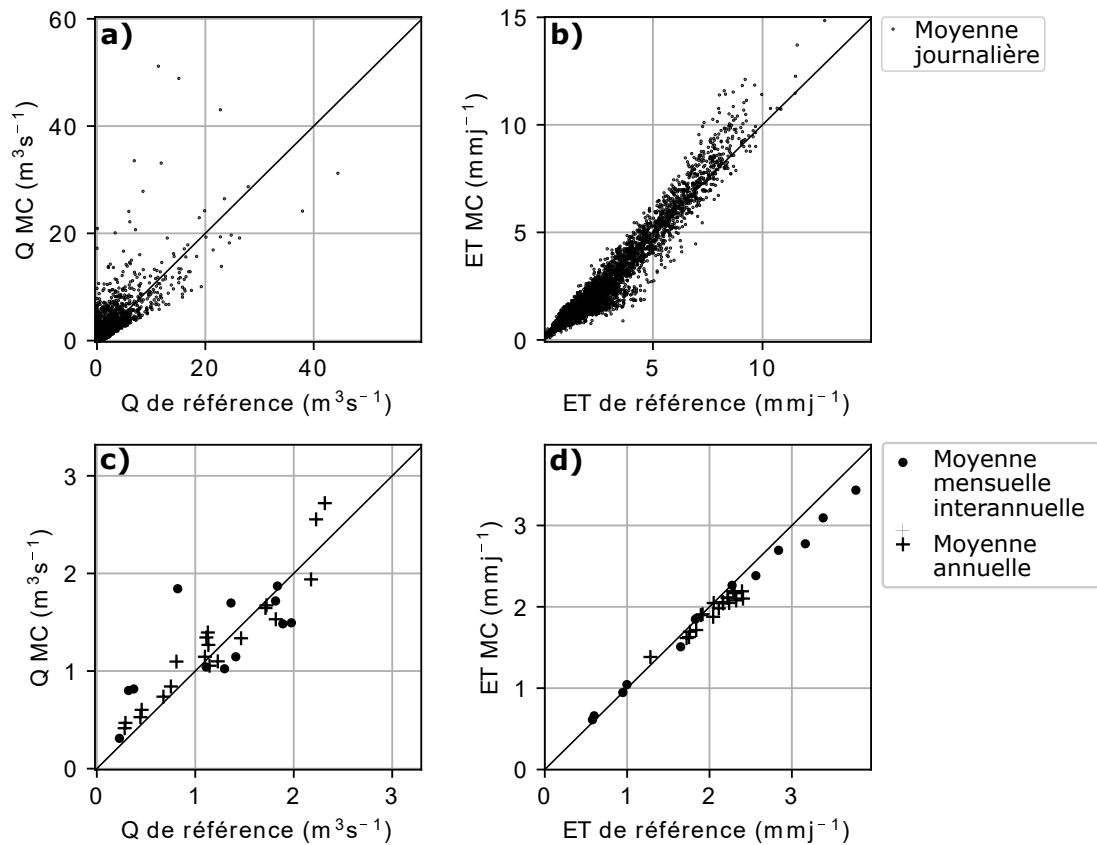


Figure 5.15 – Comparaison entre la simulation conceptuelle et la simulation 3D de référence du débit (Q) à la station USGS1 (a et c), et de l'évapotranspiration (ET) sur l'ensemble du bassin (b et d) : Moyennes journalières (a et b), et moyennes annuelles et mensuelles interannuelles sur les 20 ans (c et d).

Les flux sortants du bassin simulés avec le MC sont comparés aux flux de la simulation 3D de référence (figure 5.15). Les indices de performance KGE associés sont répertoriés dans la table 5.3. Les flux d'évapotranspiration sont raisonnablement bien décrits par le MC, avec des valeurs de KGE de 0,93, 0,86 et 0,78 pour respectivement les moyennes journalières, mensuelles et annuelles. Il en est de même pour la simulation du débit, qui résulte en des KGE de 0,72, 0,64 et 0,93 pour les trois échelles de temps. On en conclut que le bilan hydrique simulé en 3D sur 20 ans est raisonnablement bien décrit par le modèle conceptuel de versant.

Ce résultat montre la capacité du modèle à retranscrire, via l'équation de conservation de la masse sur un unique réservoir, l'évolution à long terme du gradient moyen de la nappe. Il a été montré que ce dernier jouait un rôle majeur

dans la production du débit de base, ainsi que dans la distribution du flux d'évapotranspiration le long du versant. Par ailleurs, la relation établie entre $\tan(i(t))$ et $X_s(t)$ permet d'estimer la valeur de l'extension du suintement. Bien que le modèle "peine" à retranscrire les dynamiques rapides d'évolution des deux variables, les flux du bassin restent raisonnablement bien décrits. La non description des dynamiques rapides (saisonnières et journalières) est une conséquence de l'hypothèse de nappe linéaire à une seule pente, qui réduit le problème à un unique degré de liberté.

Bilan du chapitre

Ce chapitre a permis de :

- Réduire, grâce à l'hypothèse de nappe linéaire, la description de la position du toit de la nappe à deux variables : la pente formée par le toit de nappe $i(t)$ et l'extension de la surface de suintement $X_s(t)$.*
- Établir des lois pour le calcul des flux sortants, débit et évapotranspiration, en fonction de ces deux variables.*
- Valider ces lois à partir des variables simulées numériquement avec HydroGeoSphere.*
- Proposer un modèle conceptuel de versant décrivant l'évolution des deux variables clefs. Ce dernier est basé sur 1) un réservoir, sur lequel l'équation de conservation de la masse donne l'évolution de la pente du toit de la nappe $\tan(i(t))$ et 2) une relation qui, en liant le gradient de nappe $\tan(i(t))$ à l'extension de la surface de suintement $X_s(t)$, réduit le nombre de variables du problème de deux à une seule.
- Qualifier ce modèle sur différents scénarios hydrologiques, avant de l'appliquer à l'hydrologie du bassin du Little Washita sur 20 années. Les résultats obtenus montrent la capacité du modèle à décrire la dynamique lente d'évolution de $\tan(i(t))$ sur la période, et à estimer l'extension de la zone de suintement avec une erreur moyenne de l'ordre de 50 à 75 m sur les valeurs mensuelles et annuelles. Par ailleurs, le modèle ne faisant intervenir qu'un seul degré de liberté, les dynamiques saisonnières et journalières de $\tan(i(t))$ sont négligées. Ces biais ont cependant un impact limité sur les flux simulés qui offrent des résultats comparables à ceux de la simulation 3D de référence.

* [Picourlat et al. \(2022\)](#)

Chapitre 6

Simulation 1D de l'hydrologie du bassin à l'aide d'une colonne ORCHIDEE

Objectifs du chapitre : Établir des liens entre le modèle conceptuel issu de la démarche d'upscaling et le modèle de surface continentale ORCHIDEE.

Pour ce faire : Le modèle ORCHIDEE est appliqué à la modélisation, à l'aide d'une colonne, de l'hydrologie du bassin du Little Washita. La réponse hydrologique simulée est comparée à celle du modèle conceptuel upscalé. Les équivalences et disparités entre la physique des deux modèles sont ensuite discutées.

6.1 Modélisation du bassin par une colonne ORCHIDEE

Une des raisons ayant conduit au choix du bassin du Little Washita comme site expérimental pour le développement de la démarche de mise à l'échelle est sa surface. En effet, celle-ci est comprise dans la fourchette de résolution horizontale des mailles de modèles de surface continentale (LSM). Ainsi on propose de modéliser le bassin à l'aide d'une colonne de LSM. L'objectif est d'analyser la réponse hydrologique d'un LSM de type colonne et de la comparer avec celle du modèle conceptuel développé. Présenté au paragraphe 1.3.2, le modèle de surface continentale ORCHIDEE est utilisé pour cette analyse.

6.1.1 La colonne ORCHIDEE

Le maillage horizontal des surfaces continentales dans le modèle ORCHIDEE est défini par celui des forçages climatiques. Ici, le mode offline est utilisé : i.e. le modèle n'est pas couplé au modèle de circulation atmosphérique, mais est forcé par des données météorologiques. Régulièrement employée par la communauté ORCHIDEE, la base de données CRUJRA (Harris (2019), Climatic Research Unit Japanese Reanalysis) est choisie. Il s'agit de données de réanalyses disponibles à une résolution spatiale de $0,5^\circ$ et à une résolution temporelle de 6h. Ces données sont interpolées par ORCHIDEE au pas de temps de la simulation qui est de 30 minutes. La maille recoupant le maximum de surface du bassin est sélectionnée. Cette dernière est centrée sur le point de coordonnées $34,75^\circ$ nord, $-98,25^\circ$ est (figure 6.1).

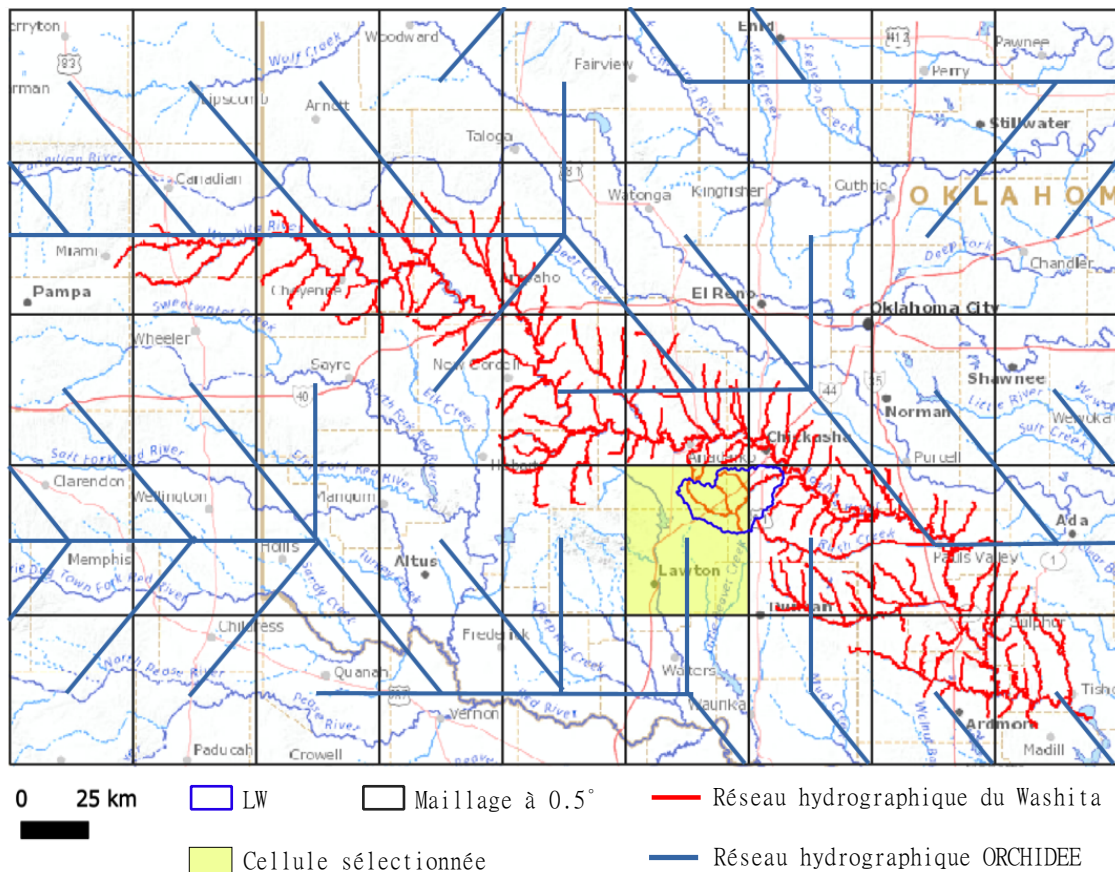


Figure 6.1 – Discretisation des surfaces continentales à la résolution de $0,5^\circ$: zoom sur le secteur du bassin du Washita. Le bassin du Little Washita est délimité en bleu, et la cellule de surface continentale sélectionnée est indiquée en jaune.

Sur la figure 6.1 est également tracé de réseau hydrographique ORCHIDEE sur la zone. Ce réseau est celui construit par [Vörösmarty et al. \(2000\)](#) à partir de données de hauteurs topographiques. Pour chaque cellule, une unique direction d'écoulement est définie parmi les 8 directions possibles. Il apparaît qu'en se basant sur le maillage des forçages atmosphériques, le tracé du réseau hydrographique ORCHIDEE ne peut pas coïncider avec le réseau hydrographique réel. Cette problématique, bien que non traitée dans ces travaux, s'inscrit également dans les problématiques de mise à l'échelle des processus hydrologiques continentaux.

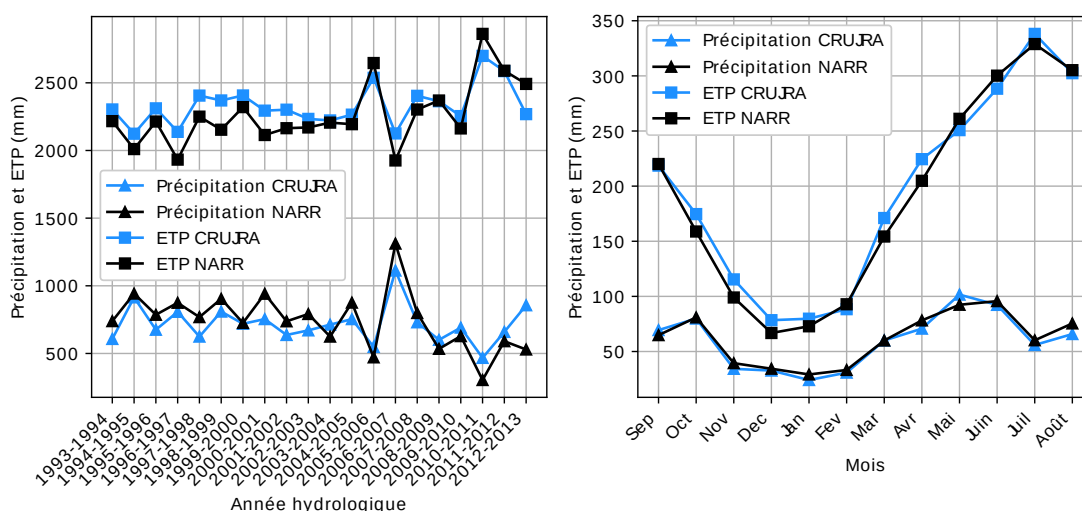


Figure 6.2 – Comparaison des forçages en précipitation et ETP extraits des données CRUJRA (Climatic Research Unit Japanese Reanalysis) et NARR (North America Regional Reanalysis) : a) hauteurs annuelles, b) hauteurs mensuelles inter-annuelles. L'ETP légendée "ETP CRUJRA" correspond à l'ETP calculée par le modèle ORCHIDEE à partir des données météorologiques CRUJRA.

Les forçages météorologiques étant extraits d'une base de données différente dont la résolution spatiale est moindre, ils diffèrent légèrement des forçages NARR utilisés dans les chapitres précédents. À titre informatif, les précipitations CRUJRA sont comparées aux précipitations NARR sur la figure 6.2. Par ailleurs, les données climatiques CRUJRA sont utilisées par ORCHIDEE pour le calcul de l'ETP :

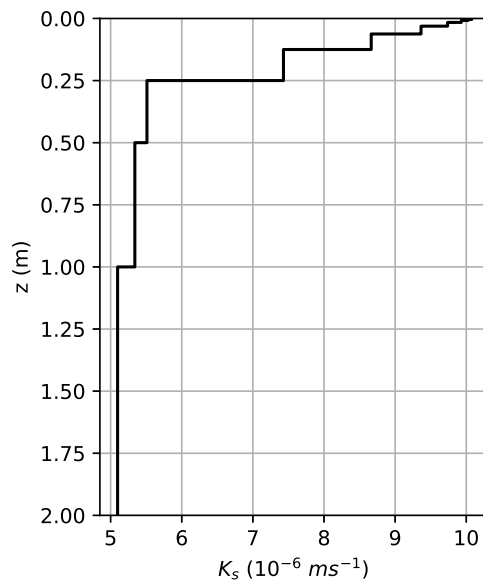
$$ETP = \rho \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a} \quad (6.1)$$

avec ρ la densité de l'air, $(q_{sat}(T_s) - q_{air})$ le gradient d'humidité entre l'air et le sol à saturation à la température de surface, et r_a la résistance aéro-dynamique.

Cette ETP est comparée à l'ETP NARR sur la figure 6.2. Malgré quelques légères différences de hauteurs, les tendances interannuelles et mensuelles des précipitations et de l'ETP des deux bases de données sont semblables. En cumul sur la période, le volume précipité CRUJRA est inférieur de 527 mm au volume NARR, ce qui correspond à 3,5% du volume NARR. Toujours cumulé sur les 20 ans, l'ETP CRUJRA est quant à elle supérieure de 1315 mm par rapport à l'ETP NARR, ce qui correspond à 2,9% de l'ETP NARR.

6.1.2 Définition des paramètres

Paramètres du sol



supérieures du sol est cependant codée dans ORCHIDEE afin de représenter l'effet des macropores liés aux bioturbations. La conductivité hydraulique des différentes couches de la colonne de sol est tracée sur la figure 6.3.

Paramètres de végétation

Différents types de végétation (appelés PFT pour "Plant Functional Type") sont prédéfinis dans le code ORCHIDEE, chacun étant associé à un jeu de paramètres (valeurs minimale et maximale de LAI, profil racinaire, albédo, etc.). Une fraction de chacun des PFT est définie pour chaque maille. Par conséquent, sur la maille sélectionnée pour cette étude sont définies les fractions des différents PFT, et ce en fonction des données d'occupation des sols sur le bassin du Little Washita (cf. paragraphe 2.2.2). Ainsi les fractions 0,68, 0,19, et 0,13 sont respectivement attribuées aux PFT "prairies C3", "cultures C3", et "feuillus caduques". Les paramètres associés à chacun des PFT, ainsi que les détails du calcul de l'évapotranspiration dans ORCHIDEE sont disponibles dans la littérature (De Rosnay, 1999; Krinner *et al.*, 2005; Guimberteau, 2010; Ducharne *et al.*, 2018). Le but étant d'analyser l'hydrologie du modèle, seul le module SECHIBA (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère) est activé. Cela signifie que seuls les bilans hydrique et énergétique sont calculés. Les modélisations de la phénologie de la végétation ainsi que du cycle du carbone sont désactivées.

6.1.3 Initialisation

La simulation de l'hydrologie de la maille continentale sélectionnée est initialisée par procédure de spin-up (cf. paragraphe 3.1.3). Pour cela dix itérations sont conduites sur l'année 1993. L'hydrologie ensuite simulée sur la période 1993-2013 est analysée dans le paragraphe suivant.

6.2 Résultats de simulation et comparaison avec le modèle conceptuel mis à l'échelle

6.2.1 Comparaison des flux simulés

Le débit et l'évapotranspiration simulés par le modèle conceptuel (MC) mis à l'échelle et le modèle ORCHIDEE sur la colonne du Little Washita sont comparés, sous la forme de nuages de points, sur la figure 6.4. Les séries temporelles de ces flux sont montrées sur la figure 6.5 pour les trois premières années de la simulation. Les débits simulés sont alors comparés au débit mesuré à la station USGS1 (cf. paragraphe 2.2.1, figure 2.3).

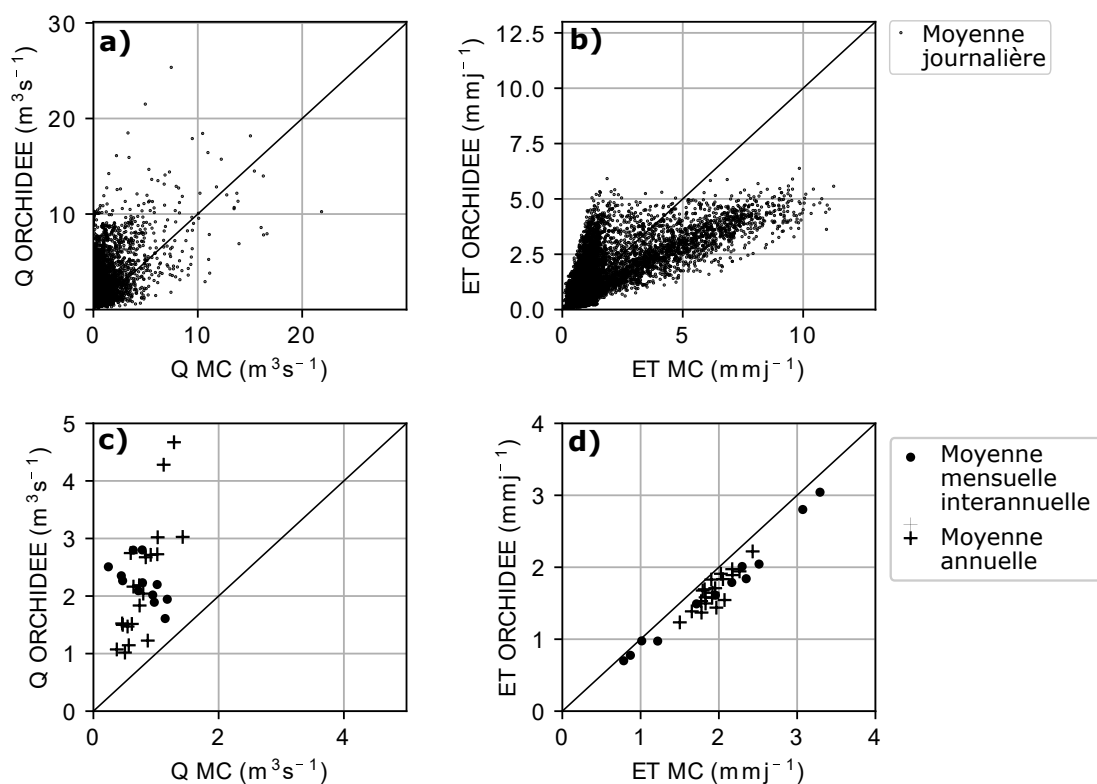


Figure 6.4 – Comparaison entre la simulation 1D de colonne ORCHIDEE et la simulation conceptuelle du débit (Q) à la station USGS1 (a et c), et de l'évapotranspiration (ET) sur l'ensemble du bassin (b et d) : Moyennes journalières (a et b), et moyennes annuelles et mensuelles interannuelles sur les 20 ans (c et d).

Le modèle ORCHIDEE produit des débits globalement plus élevés que le MC (figures 6.4a et 6.4c). Les débits annuels moyens sont par exemple jusqu'à plus

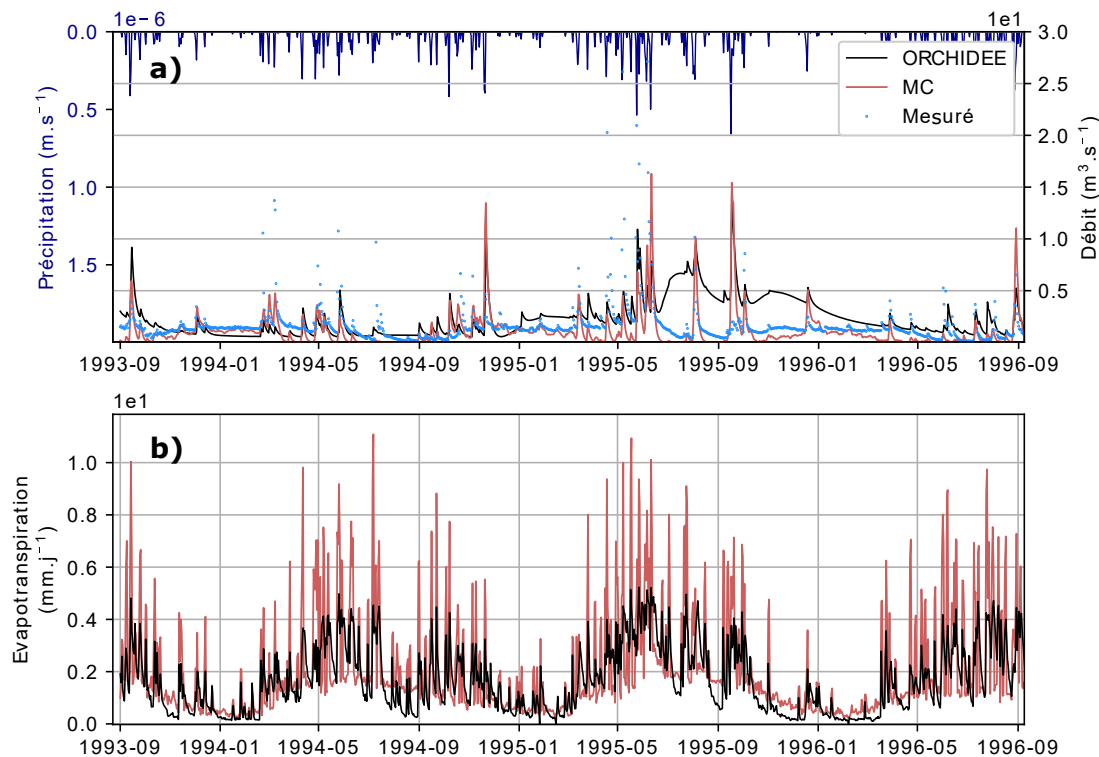


Figure 6.5 – Série temporelle, de septembre 1993 à septembre 1996, a) du débit journalier simulé avec le modèle conceptuel et avec la colonne ORCHIDEE, ainsi que du débit mesuré à la station USGS₁, et b) de l'évapotranspiration journalière simulée avec le modèle conceptuel et avec la colonne ORCHIDEE.

de quatre fois supérieurs. En analysant les séries temporelles, peu de différences apparaissent au niveau des pics de crue entre les deux modèles. En revanche, le débit de base simulé par ORCHIDEE forme, à la suite de plusieurs événements pluvieux, des courbes en cloche (visibles entre mai 1995 et mai 1996 sur la figure 6.5a). ORCHIDEE produit de cette façon de forts débits de base sur plusieurs mois.

Concernant l'évapotranspiration, la comparaison des valeurs journalières simulées par les deux modèles montre deux nuages de points s'étendant respectivement au-dessus et en-dessous de la droite $y = x$ (figure 6.4b). Cela s'explique par l'amplitude de variation de l'ET qui diffère entre les deux résultats de simulation. Cela est visible sur la figure 6.5b où l'amplitude de variation de l'ET simulée par le MC est deux fois supérieure à celle simulée par ORCHIDEE. En moyennes mensuelles interannuelles, ou encore en moyennes annuelles, les ET simulées par les deux modèles sont relativement proches : l'ET MC est légèrement en deçà

(en moyenne moins de $0,5 \text{ mmj}^{-1}$) de l'ET ORCHIDEE (figure 6.4d).

6.2.2 Discussion : équivalences et disparités entre le modèle conceptuel de versant et la colonne ORCHIDEE

Au vu de la comparaison des réponses hydrologiques des deux modèles exposée précédemment, une discussion sur la représentation physique des processus hydrologiques dans les deux modèles est ici proposée. Celle-ci s'articule autour de la façon dont chacun des processus à l'origine des deux flux sortants, le débit et l'évapotranspiration, est représenté.

Processus à l'origine du débit

Les représentations des deux composantes du débit, le débit de base et le débit de ruissellement (Dunne, 1983), sont discutées ci-après.

i) Débit de base :

Dans le modèle ORCHIDEE, le débit de base est produit par la vidange du réservoir lent (figure 1.14), lui-même approvisionné par le volume drainé au bas de la colonne de sol. Le temps caractéristique de vidange de ce réservoir, noté T_{lent} , est donné par :

$$T_{lent} = g_{lent}k. \quad (6.2)$$

Le terme $g_{lent} [TL^{-1}]$ est une constante obtenue par étalonnage sur le débit du bassin du Sénégal (Ngo-Duc *et al.*, 2007). Celle-ci vaut $25 \times 10^{-3} \text{ jkm}^{-1}$. Le terme $k [L]$ correspond à l'indice topographique de la colonne, obtenu via une simplification de l'équation de Manning (Ducharne *et al.*, 2003) :

$$k = \sqrt{\frac{d^2}{\tan\beta}}, \quad (6.3)$$

avec d la distance et $\tan\beta$ la pente entre deux colonnes. De cette façon, la logique d'écoulement en surface est appliquée à l'ensemble des réservoirs, y compris le réservoir lent représentant les eaux souterraines. Dans le cas de la colonne du Little Washita, T_{lent} est égal à 37.5 jours.

On montre que la vidange d'un tel réservoir, qui s'écrit

$$\frac{dV_{lent}(t)}{dt} = -\frac{1}{T_{lent}}V_{lent}(t), \quad (6.4)$$

équivalait à la vidange d'un versant à nappe linéaire avec une condition à la limite de charge imposée. En effet, dans le cas d'un versant dont le toit de nappe est

linéaire, et dont la condition à la limite est une condition de Dirichlet, la variation dans le temps du volume d'eau $dV(t)/dt$ s'écrit

$$\begin{aligned}\frac{dV(t)}{dt} &= \delta\omega \frac{L^2}{2} \frac{d\tan(i(t))}{dt} = -K_s h_r \tan(i(t)), \\ \Leftrightarrow \frac{d\tan(i(t))}{dt} &= -\frac{2K_s h_r}{\delta\omega L^2} \tan(i(t)),\end{aligned}\tag{6.5}$$

avec L la longueur du versant, $\delta\omega = \omega - \omega_r$ la différence entre porosité et porosité résiduelle, h_r la hauteur d'aquifère sous la rivière, K_s la conductivité hydraulique et $\tan(i(t))$ la pente formée par le toit de la nappe. Ainsi l'équation (6.5) est équivalente à l'équation (6.4), avec un temps caractéristique donné par $\frac{\delta\omega L^2}{2K_s h_r}$. Ce temps est égal à 15 ans dans le cas du versant équivalent au bassin du Little Washita (cf. MC dans le cas test de la vidange, paragraphe 5.2.2). Il est 150 fois supérieur au temps caractéristique du réservoir lent ORCHIDEE. Cela explique le motif d'évolution du débit de base mis précédemment en évidence. En effet, le temps caractéristique du réservoir lent conduit à une dynamique d'évolution du débit de base qui est sensible au drainage, faisant alors apparaître des motifs de courbes en cloche tels qu'observés en figure 6.5.

Par ailleurs, le pompage des eaux souterraines par évapotranspiration en zone rivulaire, et son impact sur le débit en rivière, sont négligés par ORCHIDEE.

ii) Débit de ruissellement :

Dans les deux modèles, les débits de crues sont produits par ruissellement. En revanche, ORCHIDEE et le MC modélisent chacun un processus de ruissellement différent. Dans le MC, il s'agit d'un ruissellement de Dunne se produisant sur la surface de suintement. ORCHIDEE modélise quant à lui un ruissellement hortonien lié à une distribution exponentielle de la capacité d'infiltration sur la maille, ainsi qu'un ruissellement par excès de saturation dans la colonne de sol (Orgeval, 2006).

Processus à l'origine de l'évapotranspiration

On distingue trois sources d'eau évapotranspirée : l'eau interceptée par la canopée, l'eau de la nappe, et l'eau de pluie s'infiltrant au travers de la zone racinaire.

Le modèle d'évapotranspiration du MC étant basé sur celui du code HGS, l'évaporation depuis la canopée est définie comme le minimum entre l'ETP et le flux précipité (au flux sortant du réservoir canopée près, cf. éq. (2.8)). Cela conduit le MC à une évapotranspiration dont l'amplitude est environ deux fois

supérieure à celle produite par ORCHIDEE (figure 6.5). Dans ORCHIDEE, le terme d'évaporation depuis la canopée fait intervenir différentes résistances. Par ailleurs, ce terme dépend largement du LAI, qui diffère du LAI considéré dans le MC (De Rosnay, 1999).

L'eau non retenue par le feuillage atteint le sol et s'infiltre (ou bien ruisselle). L'évapotranspiration de l'eau s'écoulant au travers de la zone racinaire est calculée par ORCHIDEE via un terme puits dans l'équation de Richards discrétisée sur les 11 couches de sol. Ce terme puits dépend de la teneur en eau et de la densité racinaire de la couche. Ce processus est représenté de façon simplifiée dans le MC qui considère une teneur en eau moyenne en z , et qui simule son évolution par une approche API. Le terme de pompage de la végétation est fonction de cette teneur en eau moyenne.

ORCHIDEE néglige le phénomène d'évapotranspiration depuis la nappe. En effet, la condition à la limite de drainage libre au bas des deux mètres de sol génère un flux unidirectionnel d'eau entre la zone racinaire et la nappe représentée par le réservoir lent. Dans le MC, l'évapotranspiration est calculée via la compartimentation du versant en fonction de l'interaction nappe/système racinaire. De cette façon, le MC considère l'influence de la nappe sur la distribution latérale des teneurs en eau du sol et par conséquent sur le flux évapotranspiratoire.

La comparaison présentée au paragraphe 6.2.1 entre l'évapotranspiration simulée par ORCHIDEE et par le MC est difficile à interpréter du fait des différences entre modèles et paramètres de végétation. Néanmoins, on sait que l'eau évapotranspirée dans ORCHIDEE provient uniquement de l'évapotranspiration de l'eau de pluie s'écoulant dans les deux mètres de sol. Dans le MC, cela équivaut à l'évapotranspiration calculée sur le compartiment situé le plus en amont du versant (évapotranspiration notée ET_3 , figure 5.2). La figure 6.6 montre ce que vaudrait l'évapotranspiration du bassin calculée par le MC dans le cas où l'évapotranspiration ET_3 serait appliquée sur l'ensemble du bassin. Sur l'année 1997-1998 (figure 6.6a) cette évapotranspiration ET_3 est inférieure à l'ET du MC, notamment pendant les périodes estivales. En été, l'évapotranspiration devient limitée par la disponibilité en eau, et le différentiel d'ET le long du versant est alors conséquent (cela a notamment été montré dans le paragraphe 3.2.2, figure 3.8). En hiver, ce différentiel est moindre : l'évapotranspiration devient limitée par l'apport d'énergie. Prendre en compte l'impact de la nappe sur l'évapotranspiration est donc particulièrement important pendant les périodes sèches. Sur l'année 2006-2007 (figure 6.6b), qui est une année marquée par une forte pluviométrie (figure 6.2), l'évapotranspiration ET_3 diffère peu de celle du MC, et ce également durant la période estivale qui reste particulièrement humide cette

année-là.

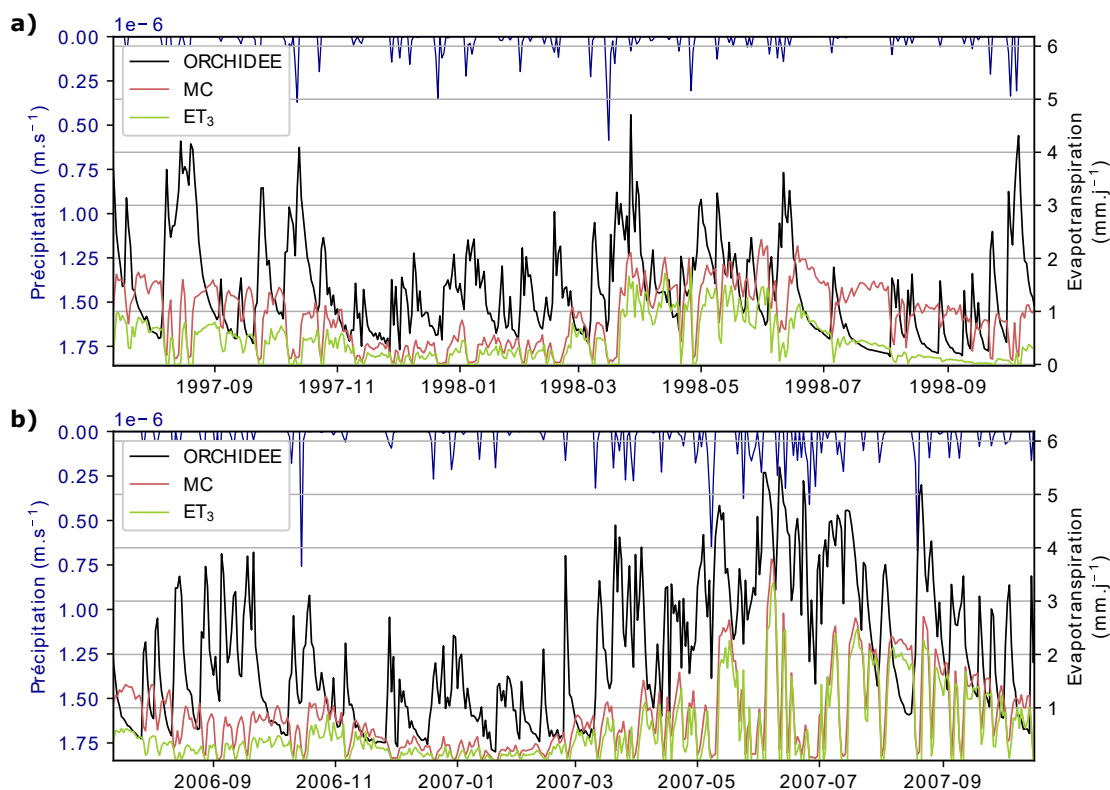


Figure 6.6 – Évapotranspiration simulée par le modèle ORCHIDEE, le modèle conceptuel (MC), et par le MC avec l'évapotranspiration ET_3 appliquée sur l'ensemble du bassin. L'évapotranspiration ET_3 désigne le flux évapotranspiré depuis le compartiment le plus en amont du versant, où la nappe n'a pas d'influence. a) Année 1997-1998 marquée par un été sec. b) Année 2006-2007 marquée par une forte pluviométrie. On note que l'évaporation depuis la canopée a été retirée des flux tracés sur ce graphique.

Bilan du chapitre

Ce chapitre a permis de :

- Modéliser le bassin du Little Washita à l'aide d'une maille du modèle de surface continentale ORCHIDEE. Les forçages CRUJRA à la résolution 0.5° , régulièrement utilisés par la communauté ORCHIDEE pour les travaux en configuration offline, sont utilisés. Les paramètres de sol sont imposés de manière à ce qu'ils soient égaux à ceux du bassin utilisés dans les étapes précédentes de la démarche de mise à l'échelle. Les fractions des différents types de végétations sont imposées afin de correspondre à l'occupation des sols du bassin. Les paramètres associés sont extraits des données internes au modèle ORCHIDEE.
- Produire une simulation ORCHIDEE de l'hydrologie du bassin sur la période 1993-2013, et comparer la réponse hydrologique du LSM avec celle du modèle conceptuel extrait de la démarche de mise à l'échelle. La simulation ORCHIDEE est initialisée par spin-up : 10 itérations sont conduites sur la première année.
- Discuter la représentation physique des processus hydrologiques dans le LSM, en comparaison avec le modèle conceptuel upscalé. Un parallèle est réalisé entre la vidange du réservoir lent ORCHIDEE et la vidange du versant à nappe linéaire simulée par le MC. Les temps caractéristiques associés à ces vidanges sont cependant très différents, produisant des divergences dans la dynamique d'évolution du débit de base. Par ailleurs, l'omission par ORCHIDEE de l'évapotranspiration de l'eau de la nappe génère également des dynamiques différentes au niveau du débit de base, mais aussi au niveau de l'évapotranspiration totale. En effet, on montre que négliger l'évapotranspiration depuis la nappe conduit à des biais importants sur le flux évapotranspiratoire pendant les périodes sèches.

Conclusion et perspectives

Conclusion générale

Communément appliquée à l'échelle du bassin versant, l'hydrologie a historiquement eu un premier rôle opérationnel de prévisions des crues et de gestion de la ressource. En 1986, [Eagleson \(1986\)](#) écrit "Celui qui contrôle l'avenir des modèles à l'échelle du globe contrôle le devenir de l'hydrologie", plaidant ainsi en faveur du développement de l'hydrologie à l'échelle mondiale. La modélisation de l'hydrologie continentale à l'échelle du globe a d'abord été développée à partir de la fin des années soixante par la communauté des météorologues et climatologues dont l'objectif était de comprendre l'évolution climatique planétaire. L'architecture générale actuelle des modèles de surface continentale (de l'anglais Land Surface Model - LSM) de type colonne (i.e. incluant une représentation intra-cellule des écoulements latéraux vers le réseau hydrographique, cf. table 1) est héritée de ces développements. L'hydrologie y est représentée de façon simplifiée. En prenant le cas du modèle ORCHIDEE ([Rosnay et Polcher, 1998](#)), il apparaît que les surfaces continentales sont représentées par un ensemble de larges (20 à 200 km) colonnes de sol de quelques mètres de profondeur dont la condition limite en profondeur correspond par défaut à un drainage libre. Dans cette architecture, l'influence de la nappe sur la distribution spatiale des teneurs en eau des sols, et donc sur l'hétérogénéité spatiale du flux évapotranspiratoire, est négligée. Par ailleurs, les hétérogénéités spatiales à l'origine des mécanismes de production des débits en rivières (par exemple l'état de saturation des sols et la topographie) sont conceptualisées, voire négligées, au sein d'une maille ORCHIDEE. Les débits sont calculés de façon conceptuelle par une approche réservoir faisant intervenir des paramètres effectifs. Ces simplifications sont inhérentes à la modélisation à grande échelle qui est contrainte par les capacités actuelles de calcul et de stockage, mais également par l'absence de données. Néanmoins, un consensus est observé au sein de la communauté scientifique sur le besoin d'améliorer la représentation des processus hydrologiques dans les LSM, et ce pour plusieurs raisons :

- i) Une approche davantage mécanistique est encouragée afin d'assurer la

performance des modèles sous des régimes climatiques en évolution.

ii) À mesure que les LSM évoluent vers une augmentation de la diversité et de la complexité des processus représentés (processus relatifs par exemple au cycle du carbone, de l'azote, ou encore aux activités anthropiques), il est important que l'hydrologie progresse au même rythme. En effet, les processus étant interdépendants, leur complexification doit rester cohérente.

iii) Obtenir des flux corrects pour les "bonnes" raisons devient également de plus en plus important à mesure que les LSM commencent à se concentrer sur des questions à dimension sociétale telles que la gestion de l'eau et des territoires.

En réponse au besoin d'améliorer la représentation de l'hydrologie dans les LSM, ce travail de thèse propose une approche "bottom-up" de mise à l'échelle des processus hydrologiques basée sur la réduction de la dimensionnalité des processus. À l'inverse des approches "top-down" qui, en partant de l'hydrologie des LSM de type colonne, tentent de se rapprocher de la physique locale des processus en implémentant davantage de complexité dans le modèle, l'approche "bottom-up" développée ici considère en premier lieu un modèle tridimensionnel à base physique, avant d'en réduire la dimensionnalité et la complexité au travers d'hypothèses simplificatrices identifiées. L'objectif est de développer un modèle de réservoirs qui conserve la physique des processus locaux d'intérêt pour la production du débit et de l'évapotranspiration. Le modèle ainsi développé offre une base de réflexion pour l'amélioration de l'hydrologie des LSM de type colonne à réservoirs tel qu'ORCHIDEE.

De par ses caractéristiques géomorphologiques et son caractère expérimental, le bassin du Little Washita (Oklahoma, USA) est choisi comme site d'application de la démarche de mise à l'échelle par réduction de dimensionnalité. Une période de 20 années est également sélectionnée afin de valider la démarche sur une période relativement longue donnant lieu à une alternance d'années sèches et humides. Par ailleurs, le code intégré HydroGeoSphere (HGS, [Therrien et al. \(2010\)](#)) est utilisé tout au long de la démarche qui s'articule selon les trois étapes suivantes :

Étape 1 : Mise en place d'une simulation hydrologique 3D de référence à l'échelle du bassin versant.

Il s'agit dans un premier temps de définir un résultat de référence pour la validation de la mise à l'échelle des différents processus hydrologiques. Pour cela, un modèle 3D du bassin est construit avec HGS, en s'appuyant sur les travaux de [Kollet et Maxwell \(2008\)](#) et [Maquin \(2016\)](#). Contrairement aux données mesurées, la modélisation offre un aperçu complet de l'hydrologie du bassin sur la

période. C'est notamment vrai pour le flux évapotranspiratoire, qui est mesuré uniquement en un point sur deux années, et pour la position de la nappe, dont aucune mesure n'est faite sur la période. La comparaison des flux (débit et évapotranspiration) simulés avec les flux mesurés montre la capacité du modèle 3D à simuler l'hydrologie du bassin avec une précision comparable à celle du modèle de [Kollet et Maxwell \(2008\)](#). Cette simulation 3D est par conséquent définie comme résultat de référence pour les étapes ultérieures de mise à l'échelle.

Étape 2 : Réduction du modèle 3D à un modèle 2D de versant équivalent.

Une première réduction de dimensionnalité est opérée en considérant un modèle HGS de versant 2D représentatif du bassin 3D. La topographie du versant 2D est réduite à un profil de sol linéaire, de façon à simplifier par la suite la conceptualisation des processus. La rivière est représentée par une condition limite permettant la simulation de la dynamique de la surface de suintement, où l'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface participe à la génération du débit et de l'évapotranspiration. Les paramètres de la végétation équivalente ainsi que la profondeur de l'aquifère sous la rivière sont déterminés à partir des valeurs moyennes, à l'instar de [Khan et al. \(2014\)](#) et [Maquin \(2016\)](#). Par ailleurs, une analyse de sensibilité aux paramètres géométriques (longueur du versant et pente formée par la surface du sol) permet d'appréhender leur impact sur les flux simulés et permet d'estimer des paramètres optimaux. Défini avec une longueur de 1200 m et une pente de 1 %, le modèle de versant équivalent reproduit avec une assez bonne précision le débit et l'évapotranspiration 3D de référence (indices de performance $KGE \geq 0,76$). Outre la simulation des flux à l'échelle du bassin, on montre que l'approche de modélisation par versant 2D permet la simulation d'une variable locale : la profondeur du toit de la nappe. En effet, pour une pente donnée, la dynamique de nappe en zone rivulaire simulée par un versant 2D est analogue à celle simulée localement en 3D.

Étape 3 : Réduction du modèle 2D à un modèle conceptuel de versant

Le modèle de versant équivalent HGS est par la suite réduit à un modèle conceptuel de versant. Pour cela, l'hypothèse d'un profil de nappe linéaire est posée. Cela permet la description de la position du toit de la nappe à partir de deux variables : la pente formée par le toit de nappe $i(t)$ et l'extension de la surface de suintement $X_s(t)$.

Des lois établies en fonction de ces variables permettent de retrouver les flux sortants de débit et d'évapotranspiration. Elles sont vérifiées à partir des variables extraites de la simulation numérique de versant HGS : d'abord sur une année pour plusieurs géométries de versant, ensuite sur la période de 20 années

avec le versant équivalent. On rappelle que le débit est produit à la fois par le débit de base, qui est contrôlé par le gradient hydraulique $\tan(i(t))$, et le débit de ruissellement sur la surface saturée décrite par $X_s(t)$. L'évapotranspiration est quant à elle limitée par la teneur en eau du sol. Celle-ci est fournie par la nappe et sa remontée capillaire, ainsi que par l'infiltration des précipitations. La proportion d'eau souterraine et d'eau de pluie dans le flux d'évapotranspiration dépend de la position du toit de la nappe, qui est décrite par $X_s(t)$ et $\tan(i(t))$. En conclusion, connaître l'évolution de ces deux variables au cours du temps permet de décrire les différents processus à l'origine des flux.

Un modèle conceptuel de versant décrivant l'évolution temporelle des deux variables clefs est développé. Il est basé sur 1) un réservoir, sur lequel l'équation de conservation de la masse donne l'évolution de la pente du toit de la nappe $\tan(i(t))$ et 2) une relation qui, en liant le gradient de nappe $\tan(i(t))$ à l'extension de la surface de suintement $X_s(t)$, réduit le nombre de variables du problème de deux variables à une seule. Le modèle est qualifié sur différents scénarios hydrologiques à complexité croissante, avant d'être appliqué à l'hydrologie du bassin du Little Washita sur 20 années. Les résultats obtenus montrent la capacité du modèle à décrire la dynamique lente d'évolution de $\tan(i(t))$ sur la période, et à estimer l'extension de la zone de suintement avec une erreur moyenne de l'ordre de 50 à 75 m sur les valeurs mensuelles et annuelles. Par ailleurs, le modèle ne faisant intervenir qu'un seul degré de liberté, les dynamiques saisonnières et journalières de $\tan(i(t))$ sont négligées. Ces biais ont cependant un impact limité sur les flux simulés qui offrent des résultats comparables à ceux de la simulation 3D de référence.

On note que l'analyse de la réponse hydrologique du modèle conceptuel reste à faire pour différentes géométries de versant. Le volume à considérer (eq. (5.19)) pourrait différer selon la géométrie du versant (il se pourrait par exemple que l'hypothèse d'une hauteur d'aquifère h_r négligeable devant la longueur du versant L ne soit pas appropriée dans le cas d'un versant court).

Simulation 1D de l'hydrologie du bassin à l'aide d'une colonne ORCHIDEE

Une fois le modèle 3D du bassin réduit à un modèle conceptuel de réservoirs, quels liens peuvent être faits avec le modèle de surface continentale ORCHIDEE? Pour répondre à cette question, une simulation 1D de l'hydrologie du bassin est conduite avec une colonne ORCHIDEE. La comparaison de la réponse hydrologique du LSM avec celle du modèle conceptuel issu de la démarche de mise à l'échelle permet de discuter la représentation physique des processus hydrologiques dans le LSM. Un parallèle est réalisé entre la vidange du réservoir lent ORCHIDEE et la vidange du versant à nappe linéaire simulée par le modèle

conceptuel. Les temps caractéristiques associés à ces vidanges sont cependant très différents, produisant des divergences dans la dynamique d'évolution du débit de base. Par ailleurs, l'omission par ORCHIDEE de l'évapotranspiration de l'eau de la nappe génère également des dynamiques différentes au niveau du débit de base, mais aussi au niveau de l'évapotranspiration totale. En effet, on montre que ne pas prendre en compte les flux d'évapotranspiration dus à la présence de la nappe conduit à des biais importants sur le flux évapotranspiratoire pendant les périodes sèches.

Perspectives d'amélioration de la représentation des processus hydrologiques pour ORCHIDEE

La démarche bottom-up de mise à l'échelle proposée dans cette thèse a réduit un modèle 3D de bassin à un modèle 2D de versant équivalent, puis à un modèle conceptuel de versant à nappe linéaire. Comment peut-on, à partir de ce modèle conceptuel issu de la démarche de mise à l'échelle, améliorer la représentation dans le LSM ORCHIDEE des processus hydrologiques à l'origine du débit et de l'évapotranspiration? Deux stratégies se dégagent : une stratégie monocolonne et une stratégie multicolonne.

Stratégie monocolonne

En se basant sur ORCHIDEE, certains parallèles entre le LSM et le modèle conceptuel (MC) de versant sont notables :

1) La colonne de sol de 2 mètres de profondeur, dans laquelle l'équation de Richards est utilisée pour calculer l'écoulement de l'eau provenant des précipitations, mais dans laquelle la nappe n'a aucune influence sur la teneur en eau, s'apparente au réservoir API du modèle conceptuel (eq. (5.13)). Dans les deux cas sont représentés i) la reprise par la végétation d'une partie de l'eau infiltrée, et ii) l'alimentation de la nappe par l'eau drainée au bas de la colonne de sol dans le cas du LSM, ou bien par l'eau issue de la vidange du réservoir API dans le cas du MC.

2) On a vu, au paragraphe 6.2.2, que la vidange du réservoir lent d'ORCHIDEE :

$$\frac{dV_{lent}(t)}{dt} = -\frac{1}{g_{lent}k}V_{lent}(t),$$

pouvait s'apparenter physiquement à la vidange du versant à nappe linéaire :

$$\frac{dtan(i(t))}{dt} = -\frac{2K_s h_r}{\delta\omega L^2}tan(i(t)).$$

Ainsi le temps caractéristique de vidange du réservoir lent d'ORCHIDEE est défini en fonction de la constante étalonnée $g_{lent} [TL^{-1}]$, et de $k [L]$ l'indice topographique calculé via une simplification de l'équation de Manning. D'une valeur de 37,5 jours, le temps caractéristique de vidange du réservoir lent pour la colonne du LW conduit à des biais sur la dynamique du débit de base. Le parallèle réalisé avec le MC permet ici de relier le temps caractéristique de vidange du réservoir ORCHIDEE aux paramètres du versant équivalent : L la longueur du versant, $\delta\omega = \omega - \omega_r$ la différence entre porosité et porosité résiduelle, h_r la hauteur d'aquifère sous la rivière, K_s la conductivité hydraulique et $\tan(i(t))$ la pente formée par le toit de la nappe.

3) Le parallèle réalisé en (2) entre la vidange du réservoir lent d'ORCHIDEE et la vidange du versant à nappe linéaire montre que le volume du réservoir lent peut être écrit en fonction de la pente du toit de la nappe $\tan(i(t))$ (éq. (5.19)). Cependant, aucune évapotranspiration n'est considérée depuis la nappe (conceptualisée par le réservoir lent) dans ORCHIDEE. Une façon de palier cette non-prise en compte serait alors d'ajouter le terme puits d'évapotranspiration depuis la nappe dans le bilan d'eau du réservoir lent. Dans le MC, ce terme puits est écrit en fonction de $\tan(i(t))$ (éq (5.22)), ou autrement dit du volume du réservoir. Utiliser la variable $\tan(i(t))$ permet ainsi de considérer la position du toit de la nappe par rapport à la zone racinaire, et donc de calculer l'ET selon la distribution latérale des teneurs en eau le long du versant.

4) Enfin, la vidange du réservoir lent d'ORCHIDEE équivaut à la vidange d'un versant à nappe linéaire dont la condition à la limite en rivière est de type Dirichlet. Le modèle conceptuel considère quant à lui une condition à la limite qui permet de prendre en compte les écoulements aux abords de la rivière : le débit au travers de la surface de suintement est exprimé via l'hypothèse d'un volume d'eau constant dans le compartiment proche rivière (figure 5.2, éq (5.4)). Implémenter cette expression du débit dans ORCHIDEE serait alors également possible. Cela permettrait de représenter le processus de ruissellement sur surface saturée ainsi que l'impact de l'évapotranspiration sur le débit de base (via le terme ET_{hr} dans l'équation (5.4)).

En résumé, en conservant l'approche monocolonne ORCHIDEE, écrire le volume du réservoir lent en fonction de la variable $\tan(i(t))$ constitue un moyen d'inclure une représentation des différents processus à l'origine de l'évapotranspiration et du débit.

Stratégie multicolonne

La stratégie multicolonne consiste, à l'instar de [Swenson *et al.* \(2019\)](#) et [Tootchifatidehi \(2019\)](#), à découper le versant en plusieurs colonnes afin de représenter explicitement les écoulements latéraux ainsi que l'influence de la nappe sur l'évapotranspiration. Dans sa version WET (en cours de développement) décrite au paragraphe 1.4.2, le modèle ORCHIDEE ([Tootchifatidehi, 2019](#)) fait intervenir deux colonnes, nommées upland et lowland. Rapporté au versant à nappe linéaire (figure 5.1), le lowland représente ce qu'il se passe entre $x = 0$ et $x = X^*(t)$ tandis que l'upland décrit ce qu'il se passe entre $x = X^*(t)$ et $x = L$. On note cependant que les fractions des deux colonnes, bien que définies selon la position de la nappe vis-à-vis de la zone racinaire, restent invariantes dans le temps. Si à l'échelle d'une année cette approximation reste raisonnable, cela est moins certain à l'échelle de plusieurs dizaines d'années, notamment dans le cadre de projections climatiques. On relève également que la fraction lowland est alimentée par le réservoir lent, dont le temps caractéristique de vidange vaut 37.5 jours dans le cas du bassin du LW. La hauteur du toit de la nappe dans la fraction lowland sera alors amenée à évoluer sur des temps courts, avec la possibilité pour la fraction d'être désaturée. Ainsi, si on appliquait un tel modèle au scénario d'une vidange avec évapotranspiration et sans précipitation, il est probable que le soutien de l'évapotranspiration par l'apport d'eau depuis la nappe ne soit pas correctement décrit. Enfin, on note que dans le modèle ORCHIDEE WET, de même que dans la version 5 du modèle CLM [Swenson *et al.* \(2019\)](#), la condition à la limite en rivière est de type Dirichlet. Cette condition à la limite est différente de celle considérée dans le MC qui prend en compte une limite à flux nul avec suintement. Il est donc probable que la dynamique en zone rivulaire décrite dans les LSM multicolonne diffère de celle considérée dans le MC.

Tel que développé dans ce travail de thèse, le modèle conceptuel de versant fait intervenir un unique degré de liberté en considérant un seul réservoir. En s'inscrivant dans une logique multicolonne, une option serait de représenter le versant avec non pas un mais deux réservoirs à largeurs variables, en fonction de la position de la nappe vis-à-vis du système racinaire :

- un premier réservoir serait défini entre $x = 0$ et $x = X^*(t)$ (figure 5.1), c'est-à-dire dans la partie du versant où le toit de la nappe intersecte la zone racinaire;
- un second réservoir serait défini entre $x = X^*(t)$ et $x = L$, où le toit de la nappe est situé en deçà de la zone racinaire.

En incluant deux pentes de nappe (une dans chaque réservoir) et en différenciant deux zones d'interaction entre nappe et végétation, cette approche permettrait à la fois une description plus précise du toit de la nappe et une prise

en compte de l'apport de la nappe au flux évapotranspiratoire. En traduisant les pentes en hauteur moyenne par réservoir, il serait possible d'écrire un modèle à deux colonnes dont la largeur est variable dans le temps. Développer un tel modèle permettrait notamment de faire le lien avec les approches multicolignes "top-down" développées par la communauté des hydrologues à grande échelle.

Enfin, que l'approche soit monocolonne ou multicolonne, celle-ci devra ensuite être validée sur différents bassins. Choisi dans ces travaux pour le développement de la démarche de mise à l'échelle des processus hydrologiques, le bassin du Little Washita présente l'avantage d'avoir une géomorphologie homogène avec des pentes douces. Il sera cependant important de tester l'approche sur des bassins qui diffèrent par leur géomorphologie, géologie, ou encore leurs conditions climatiques.

Bibliographie

Abdul Shaheed Abdul et RW Gillham : Numerical simulation studies of the groundwater discharge to streams from abandoned uranium mill tailings. Rapport technique, Canada Centre for Mineral and Energy Technology, 1984.

PB Allen et JW Naney : Hydrology of little washita river watershed : Oklahoma—data and analyses, ars-90. *Agric. Res. Serv. US Dep. of Agric., Durant, Okla*, 1991.

François Anctil, Jean Rousselle et Nicolas Lauzon : *Hydrologie : Cheminements de l'eau*. Presses inter Polytechnique, 2012.

Aquanty : Hydrogeosphere. a three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport, 2015.

Aquanty : Hgs parallelization - best practices. <https://www.aquanty.com/blog/2016/2/18/hgs-parallelization-best-practices>, Février 2016.

Jeffrey G Arnold, Daniel N Moriasi, Philip W Gassman, Karim C Abbaspour, Michael J White, Raghavan Srinivasan, Chinnasamy Santhi, RD Harmel, Ann Van Griensven, Michael W Van Liew *et al.* : Swat : Model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4):1491–1508, 2012.

Lawrence E Band : Spatial aggregation of complex terrain. *Geographical Analysis*, 21(4):279–293, 1989.

Keith J Beven : *Rainfall-runoff modelling : the primer*. John Wiley & Sons, 2012.

Keith J Beven et Michael J Kirkby : A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Journal*, 24(1):43–69, 1979.

Marc FP Bierkens : Global hydrology 2015 : State, trends, and directions. *Water Resources Research*, 51(7):4923–4947, 2015.

- Christophe Bonneuil et Jean-Baptiste Fresco : *L'événement Anthropocène : la Terre, l'histoire et nous*. Média Diffusion, 2013.
- Etienne Bresciani, Philippe Davy et J-R de Dreuzy : Is the dupuit assumption suitable for predicting the groundwater seepage area in hillslopes? *Water Resources Research*, 50(3):2394–2406, 2014.
- Philip Brunner et Craig T Simmons : Hydrogeosphere : a fully integrated, physically based hydrological model. *Groundwater*, 50(2):170–176, 2012.
- Matteo Camporese, Claudio Paniconi, Mario Putti et Stefano Orlandini : Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resources Research*, 46(2), 2010.
- J Canadell, RB Jackson, JB Ehleringer, HA Mooney, OE Sala et E-D Schulze : Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108(4):583–595, 1996.
- Nathaniel W Chaney, Peter Metcalfe et Eric F Wood : Hydroblocks : a field-scale resolving land surface model for application over continental extents. *Hydrological Processes*, 30(20):3543–3559, 2016.
- P Chevallier et G Hyperbav : Antecedent precipitation index. estimation of soil on moisture representative catchments. *Cahiers ORSTOM Serie hydrologie*, 1983.
- Martyn P Clark, Ying Fan, David M Lawrence, Jennifer C Adam, Diogo Bolster, David J Gochis, Richard P Hooper, Mukesh Kumar, L Ruby Leung, D Scott Mackay *et al.* : Improving the representation of hydrologic processes in earth system models. *Water Resources Research*, 51(8):5929–5956, 2015.
- Fabien Cochand, René Therrien et Jean-Michel Lemieux : Integrated hydrological modeling of climate change impacts in a snow-influenced catchment. *Groundwater*, 57(1):3–20, 2019.
- A Combescure, A Hoffmann et P Pasquet : The castem finite element system. *In Finite Element Systems*, pages 115–125. Springer, 1982.
- Laura E Condon et Reed M Maxwell : Feedbacks between managed irrigation and water availability : Diagnosing temporal and spatial patterns using an integrated hydrologic model. *Water Resources Research*, 50(3):2600–2616, 2014.
- PM Cox, RA Betts, CB Bunton, RLH Essery, PR Rowntree et J Smith : The impact of new land surface physics on the gcm simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dynamics*, 15(3):183–203, 1999.

- PJ Crutzen : Geology of mankind. *Nature*, 415:23, 2002.
- Yongjiu Dai, Xubin Zeng, Robert E Dickinson, Ian Baker, Gordon B Bonan, Michael G Bosilovich, A Scott Denning, Paul A Dirmeyer, Paul R Houser, Guoyue Niu *et al.* : The common land model. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(8):1013–1024, 2003.
- Bruce Davison, Alain Pietroniro, Vincent Fortin, Robert Leconte, Moges Mamo et MK Yau : What is missing from the prescription of hydrology for land surface schemes? *Journal of Hydrometeorology*, 17(7):2013–2039, 2016.
- Inge EM de Graaf, Rens LPH van Beek, Tom Gleeson, Nils Moosdorf, Oliver Schmitz, Edwin H Sutanudjaja et Marc FP Bierkens : A global-scale two-layer transient groundwater model : Development and application to groundwater depletion. *Advances in water Resources*, 102:53–67, 2017.
- G De Marsily : Cours d'hydrogéologie. *Université paris VI*, 2004.
- P De Rosnay, J de Polcher, M Bruen et K Laval : Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D11):ACL–3, 2002.
- Patricia De Rosnay : *Représentation de l'interaction sol-vegetation-atmosphère dans le modèle de circulation générale du laboratoire de météorologie dynamique*. Thèse de doctorat, Paris 6, 1999.
- James W Deardorff : Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 83(C4):1889–1903, 1978.
- Robert E Dickinson : Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity*, 29:58–72, 1984.
- S Lawrence Dingman : *Physical hydrology*. Waveland press, 2015.
- T. d'Orgeval, J. Polcher et P. de Rosnay : Sensitivity of the west african hydrological cycle in orchidee to infiltration processes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(6):1387–1401, 2008.
- A. Ducharne, C. Otle, F. Maignan, N. Vuichard, J. Ghattas, F. Wang, P. Peylin, J. Polcher, M. Guimberteau, P. Maugis, S. Tafasca, A. Tootchi, A. Verhoef et H. Mizuchi : The hydrol module of orchidee : scientific documentation, 2018.

- Agnès Ducharne, Catherine Golaz, Etienne Leblois, Katia Laval, Jan Polcher, Emmanuel Ledoux et Ghislain de Marsily : Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the lmd gcm. *Journal of Hydrology*, 280(1-4):207–228, 2003.
- Agnès Ducharne et Anne Jost : Advancing the description of groundwater hydrology in the ipsi climate model. Support de présentation orale, Septembre 2019.
- Thomas Dunne : Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology*, 65(1-3):25–48, 1983.
- Thomas Dunne et Richard D Black : Partial area contributions to storm runoff in a small new england watershed. *Water Resources Research*, 6(5):1296–1311, 1970.
- Peter S Eagleson : The emergence of global-scale hydrology. *Water Resources Research*, 22(9S):6S–14S, 1986.
- Andre R Erler, Steven K Frey, Omar Khader, Marc d'Orgeville, Young-Jin Park, Hyoun-Tae Hwang, David R Lapen, W Richard Peltier et Edward A Sudicky : Simulating climate change impacts on surface water resources within a lake-affected region using regional climate projections. *Water Resources Research*, 55(1):130–155, 2019.
- Jianling Fan, Brian McConkey, Hong Wang et Henry Janzen : Root distribution by depth for temperate agricultural crops. *Field Crops Research*, 189:68–74, 2016.
- Ying Fan et Rafael L Bras : Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow. *Water Resources Research*, 34(4):921–927, 1998.
- Ying Fan, Martyn Clark, David M Lawrence, Sean Swenson, LE Band, Susan L Brantley, Paul D Brooks, William E Dietrich, A Flores, Gordon Grant *et al.* : Hillslope hydrology in global change research and earth system modeling. *Water Resources Research*, 55(2):1737–1772, 2019.
- Ying Fan, H Li et Gonzalo Miguez-Macho : Global patterns of groundwater table depth. *Science*, 339(6122):940–943, 2013.
- Ying Fan et Gonzalo Miguez-Macho : A simple hydrologic framework for simulating wetlands in climate and earth system models. *Climate dynamics*, 37(1):253–278, 2011.

- Ian M Ferguson et Reed M Maxwell : Role of groundwater in watershed response and land surface feedbacks under climate change. *Water Resources Research*, 46(10), 2010.
- Rosie A Fisher et Charles D Koven : Perspectives on the future of land surface models and the challenges of representing complex terrestrial systems. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(4):e2018MS001453, 2020.
- R Allan Freeze et John A Cherry : Groundwater, 1979.
- R Allan Freeze et RL Harlan : Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology*, 9(3):237–258, 1969.
- Jurgen D Garbrecht, XC Zhang et Jean L Steiner : Climate change and observed climate trends in the fort cobb experimental watershed. *Journal of Environmental Quality*, 43(4):1319–1327, 2014.
- Tom Gleeson, Thorsten Wagener, Petra Döll, Samuel C Zipper, Charles West, Yoshihide Wada, Richard Taylor, Bridget Scanlon, Rafael Rosolem, Shams Rahman *et al.* : Gmd perspective : The quest to improve the evaluation of groundwater representation in continental-to global-scale models. *Geoscientific Model Development*, 14(12):7545–7571, 2021.
- Pascal Goderniaux, Serge Brouyère, Hayley J Fowler, Stephen Blenkinsop, René Therrien, Philippe Orban et Alain Dassargues : Large scale surface–subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *Journal of Hydrology*, 373(1-2):122–138, 2009.
- Rao S Govindaraju et M Levent Kavvas : Dynamics of moving boundary overland flows over infiltrating surfaces at hillslopes. *Water Resources Research*, 27(8): 1885–1898, 1991.
- Development Team GRASS : Grass gis 7.6.2dev reference manual. <https://grass.osgeo.org/grass76/manuals/r.slope.aspect.html>, 2020.
- M. Guimberteau : Introduction to the multilayer soil diffusion scheme and the routing scheme in orchidee, 2015.
- Matthieu Guimberteau : *Modélisation de l'hydrologie continentale et influences de l'irrigation sur le cycle de l'eau*. Theses, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, février 2010. URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00874833>.

- Matthieu Guimberteau, Agnès Ducharne, Philippe Ciais, Juan-Pablo Boisier, Shushi Peng, Marjolein De Weirtdt et Hans Verbeeck : Testing conceptual and physically based soil hydrology schemes against observations for the amazon basin. *Geoscientific Model Development*, 7(3):1115–1136, 2014.
- Hoshin V Gupta, Harald Kling, Koray K Yilmaz et Guillermo F Martinez : Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of hydrology*, 377(1-2):80–91, 2009.
- Milton Edward Harr : *Groundwater and seepage*. Courier Corporation, 1991.
- IC Harris : Cru jra v1. 1 : A forcings dataset of gridded land surface blend of climatic research unit (cru) and japanese reanalysis (jra) data, january 1901–december 2017, university of east anglia climatic research unit, centre for environmental data analysis. *Centre for Environmental Data Analysis p*, 2905, 2019.
- P Hazenberg, P Broxton, D Gochis, G-Y Niu, LA Pangle, JD Pelletier, Peter A Troch et X Zeng : Testing the hybrid-3-d hillslope hydrological model in a controlled environment. *Water Resources Research*, 52(2):1089–1107, 2016.
- P Hazenberg, Y Fang, P Broxton, D Gochis, G-Y Niu, JD Pelletier, Peter A Troch et Xubin Zeng : A hybrid-3d hillslope hydrological model for use in earth system models. *Water Resources Research*, 51(10):8218–8239, 2015.
- Daniel Hillel : *Environmental soil physics : Fundamentals, applications, and environmental considerations*. Elsevier, 1998.
- Daniel Hillel : *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier, 2003.
- Robert E Horton : The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14(1):446–460, 1933.
- Markus Hrachowitz et Martyn P Clark : Hess opinions : The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(8):3953–3973, 2017.
- RB Jackson, John Canadell, James R Ehleringer, HA Mooney, OE Sala et Ernst Detlef Schulze : A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, 108(3):389–411, 1996.
- Thomas J Jackson et Ann Y Hsu : Soil moisture and trmm microwave imager relationships in the southern great plains 1999 (sgp99) experiment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8):1632–1642, 2001.

- Thomas J Jackson, David M Le Vine, Ann Y Hsu, Anna Oldak, Patrick J Starks, Calvin T Swift, John D Isham et Michael Haken : Soil moisture mapping at regional scales using microwave radiometry : The southern great plains hydrology experiment. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 37(5):2136–2151, 1999.
- Thomas J Jackson, David M Le Vine, Calvin T Swift, Thomas J Schmugge et Frank R Schiebe : Large area mapping of soil moisture using the estar passive microwave radiometer in washita'92. *Remote sensing of Environment*, 54(1):27–37, 1995.
- T.J. Jackson et M.H. Cosh : Smex03 land use classification data : Oklahoma, 2009. URL http://nsidc.org/data/amsr_validation/soil_moisture/smex03/index.html#SMEX_access.
- Raghavendra B Jana et Binayak P Mohanty : A comparative study of multiple approaches to soil hydraulic parameter scaling applied at the hillslope scale. *Water Resources Research*, 48(2), 2012.
- Anna Jaros, Pekka M Rossi, Anna-Kaisa Ronkanen et Bjørn Kløve : Parametrisation of an integrated groundwater-surface water model for hydrological analysis of boreal aapa mire wetlands. *Journal of Hydrology*, 575:175–191, 2019.
- Urooj Khan, Narendra Kumar Tuteja, Hoori Ajami et Ashish Sharma : An equivalent cross-sectional basis for semidistributed hydrological modeling. *Water Resources Research*, 50(5):4395–4415, 2014.
- Stefan Kollet, Mauro Sulis, Reed M Maxwell, Claudio Paniconi, Mario Putti, Giacomo Bertoldi, Ethan T Coon, Emanuele Cordano, Stefano Endrizzi, Evgeny Kikinzon *et al.* : The integrated hydrologic model intercomparison project, ih-mip2 : A second set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. *Water Resources Research*, 53(1):867–890, 2017.
- Stefan J Kollet et Reed M Maxwell : Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. *Water Resources Research*, 44(2), 2008.
- Gerhard Krinner, Nicolas Viovy, Nathalie de Noblet-Ducoudré, Jérôme Ogée, Jan Polcher, Pierre Friedlingstein, Philippe Ciais, Stephen Sitch et I Colin Prentice : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1), 2005.

- A Laney : *Caddo County climate summary*. Oklahoma Climatological Survey, 2017. URL http://ocs.mesonet.org/county_climate/Products/County_Climatologies/county_climate_caddo.pdf.
- D Lawrence, R Fisher, C Koven, K Oleson, S Swenson, M Vertenstein, B Andre, G Bonan, B Ghimire, L van Kampenhout *et al.* : Technical description of version 5.0 of the community land model (clm). *National Center for Atmospheric Research, University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, CO*, 2018.
- Q Li, AJA Unger, Edward A Sudicky, D Kassenaar, EJ Wexler et S Shikaze : Simulating the multi-seasonal response of a large-scale watershed with a 3d physically-based hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 357(3-4):317–336, 2008.
- Xu Liang, Zhenghui Xie et Maoyi Huang : A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (vic) land surface model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D16), 2003.
- Ralf Loritz, Sibylle K Hassler, Conrad Jackisch, Niklas Allroggen, Loes van Schaik, Jan Wienhöfer et Erwin Zehe : Picturing and modeling catchments by representative hillslopes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(2):1225–1249, 2017.
- Syukuro Manabe : Climate and the ocean circulation : I. the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97 (11):739–774, 1969.
- Syukuro Manabe, Joseph Smagorinsky et Robert F Strickler : Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Monthly Weather Review*, 93(12):769–798, 1965.
- Mathilde Maquin : *Développement d'un modèle hydrologique de colonne représentant l'interaction nappe-végétation-atmosphère et applications à l'échelle du bassin versant*. Thèse de doctorat, Université Paris-Saclay (ComUE), 2016.
- Mathilde Maquin, Emmanuel Mouche, Claude Mügler, Marie-Claire Pierret et Daniel Viville : A soil column model for predicting the interaction between water table and evapotranspiration. *Water Resources Research*, 53(7):5877–5898, 2017.
- Reed M Maxwell et Laura E Condon : Connections between groundwater flow and transpiration partitioning. *Science*, 353(6297):377–380, 2016.

- Reed M Maxwell, Laura E Condon et Stefan J Kollet : A high-resolution simulation of groundwater and surface water over most of the continental us with the integrated hydrologic model parflow v3. *Geoscientific Model Development*, 8 (3):923–937, 2015.
- Reed M Maxwell et Stefan J Kollet : Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change. *Nature Geoscience*, 1(10): 665–669, 2008.
- Reed M Maxwell, Stefan J Kollet, Steven G Smith, Carol S Woodward, Robert D Falgout, Ian M Ferguson, Chuck Baldwin, William J Bosl, Richard Hornung et Steven Ashby : Parflow user's manual. *International Ground Water Modeling Center Report GWMI*, 1(2009):129, 2009.
- Reed M Maxwell et Norman L Miller : Development of a coupled land surface and groundwater model. *Journal of Hydrometeorology*, 6(3):233–247, 2005.
- R. A. McPherson, C. Fiebrich, K. C. Crawford, R. L. Elliott, J. R. Kilby, D. L. Grimsley, J. E. Martinez, J. B. Basara, B. G. Illston, D. A. Morris, K. A. Kloesel, S. J. Stadler, A. D. Melvin, A.J. Sutherland, et H. Shrivastava : Statewide monitoring of the mesoscale environment : A technical update on the oklahoma mesonet. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 24:301–321, 2007.
- Fedor Mesinger, Geoff DiMego, Eugenia Kalnay, Kenneth Mitchell, Perry C Shaffran, Wesley Ebisuzaki, Dušan Jović, Jack Woollen, Eric Rogers, Ernesto H Berbery et al. : North american regional reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3):343–360, 2006.
- Tilden Meyers : Ameriflux us-lww little washita watershed. Rapport technique, AmeriFlux; NOAA/ARL, 2016.
- Gonzalo Miguez-Macho et Ying Fan : The role of groundwater in the amazon water cycle : 2. influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D15), 2012.
- Paul CD Milly, Sergey L Malyshev, Elena Shevliakova, Krista A Dunne, Kirsten L Findell, Tom Gleeson, Zhi Liang, Peter Philipps, Ronald J Stouffer et Sean Swenson : An enhanced model of land water and energy for global hydrologic and earth-system studies. *Journal of Hydrometeorology*, 15(5):1739–1761, 2014.
- Daniel N Moriasi, Patrick J Starks, Jean L Steiner, Jorge A Guzman, Paul B Allen et James W Naney : Upper washita river experimental watersheds : physiography data. *Journal of Environmental Quality*, 43(4):1298–1309, 2014.

- T Ngo-Duc, K Laval, G Ramillien, J Polcher et A Cazenave : Validation of the land water storage simulated by organising carbon and hydrology in dynamic ecosystems (orchidee) with gravity recovery and climate experiment (grace) data. *Water Resources Research*, 43(4), 2007.
- Guo-Yue Niu, Zong-Liang Yang, Kenneth E Mitchell, Fei Chen, Michael B Ek, Michael Barlage, Anil Kumar, Kevin Manning, Dev Niyogi, Enrique Rosero *et al.* : The community noah land surface model with multiparameterization options (noah-mp) : 1. model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D12), 2011.
- Fred L Ogden et Brent A Watts : Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils : A numerical investigation. *Water Resources Research*, 36(7):1795–1804, 2000.
- Keith W Oleson, David M Lawrence, B Gordon, Mark G Flanner, Erik Kluzek, J Peter, Samuel Levis, Sean C Swenson, E Thornton, Johannes Feddema *et al.* : Technical description of version 4.0 of the community land model (clm), 2010.
- Mary MF O'Neill, Danielle T Tijerina, Laura E Condon et Reed M Maxwell : Assessment of the parflow-clm conus 1.0 integrated hydrologic model : Evaluation of hyper-resolution water balance components across the contiguous united states. *Geoscientific Model Development Discussions*, pages 1–50, 2020.
- Tristan d'Orgeval : *Impact du changement climatique sur le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : modélisation et incertitudes*. Thèse de doctorat, Paris 6, 2006.
- Claudio Paniconi et Mario Putti : Physically based modeling in catchment hydrology at 50 : Survey and outlook. *Water Resources Research*, 51(9):7090–7129, 2015.
- Charles Perrin, Claude Michel et Vazken Andréassian : Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of hydrology*, 279(1-4):275–289, 2003.
- Elisha Persaud, Jana Levison, Scott MacRitchie, Steven J Berg, Andre R Erler, Beth Parker et Edward A Sudicky : Integrated modelling to assess climate change impacts on groundwater and surface water in the great lakes basin using diverse climate forcing. *Journal of Hydrology*, 584:124682, 2020.
- Norman A Phillips : The general circulation of the atmosphere : A numerical experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 82(352):123–164, 1956.

- Fanny Picoulat, Emmanuel Mouche et Claude Mügler : Upscaling hydrological processes for land surface models with a two-hydrologic-variable model : Application to the little washita watershed. *Water Resources Research*, page e2021WR030997, 2022.
- A. J. Pitman : The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(5):479–510, 2003.
- CA Reynolds, TJ Jackson et WJ Rawls : Estimating soil water-holding capacities by linking the food and agriculture organization soil map of the world with global pedon databases and continuous pedotransfer functions. *Water Resources Research*, 36(12):3653–3662, 2000.
- Riccardo Rigon, Giacomo Bertoldi et Thomas M Over : Geotop : A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets. *Journal of Hydro-meteorology*, 7(3):371–388, 2006.
- Nunzio Romano, Paolo Nasta, Heye Bogen, Pantaleone De Vita, Luisa Stellato et Harry Vereecken : Monitoring hydrological processes for land and water resources management in a mediterranean ecosystem : The alento river catchment observatory. *Vadose Zone Journal*, 17(1):1–12, 2018.
- P de Rosnay et Jan Polcher : Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a gcm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2(2/3): 239–255, 1998.
- Carlotta Scudeler, Claudio Paniconi, Damiano Pasetto et Mario Putti : Examination of the seepage face boundary condition in subsurface and coupled surface/subsurface hydrological models. *Water Resources Research*, 53(3):1799–1819, 2017.
- PJ Sellers, YCSY Mintz, YC e al Sud et A Dalcher : A simple biosphere model (sib) for use within general circulation models. *Journal of Atmospheric Sciences*, 43(6):505–531, 1986.
- LeRoy K Sherman : The relation of hydrographs of runoff to size and character of drainage-basins. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 13(1):332–339, 1932.
- J Šimunek, M Th Van Genuchten et M Šejna : Hydrus : Model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4):1263–1274, 2012.

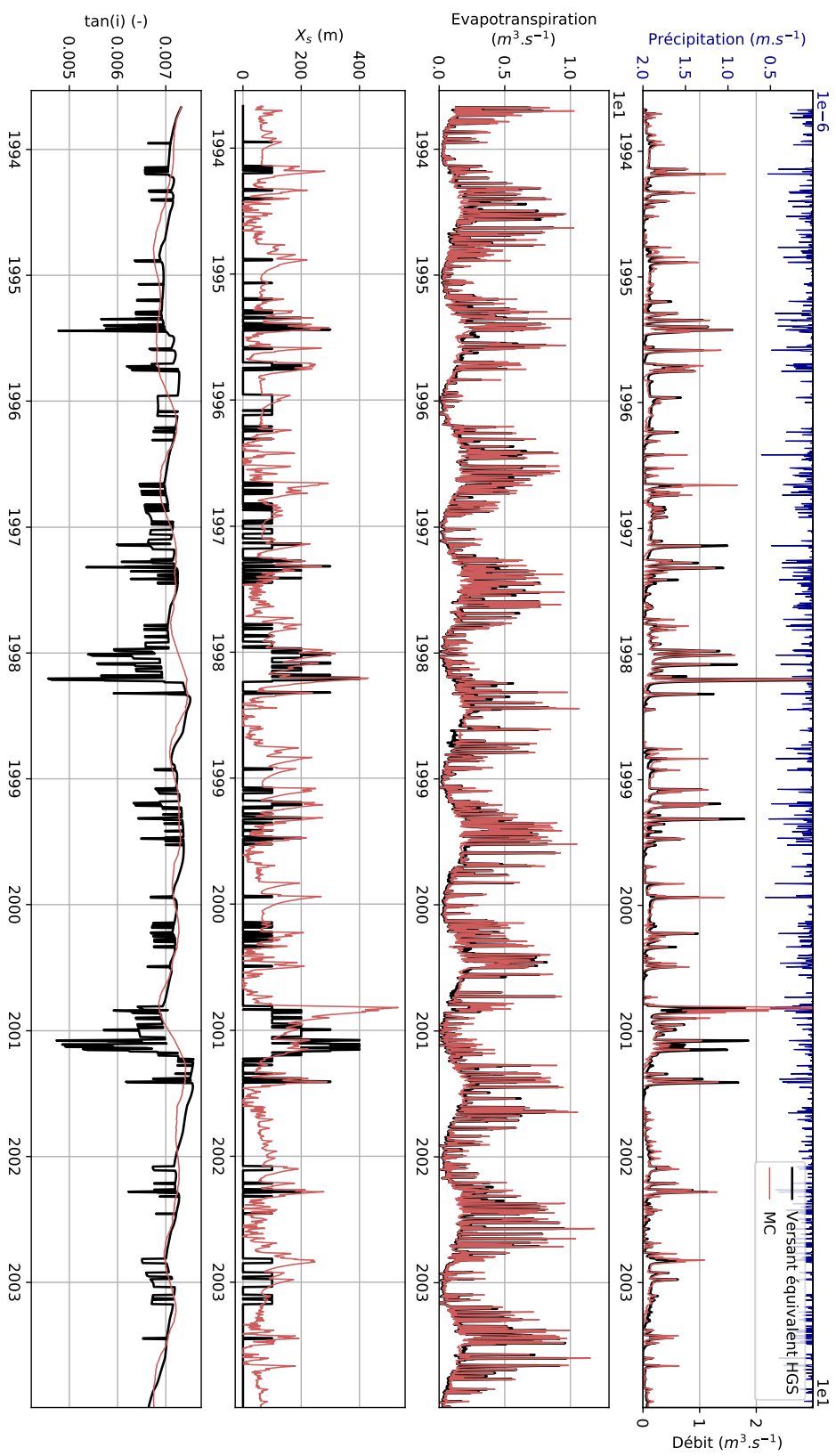
- Joseph Smagorinsky : General circulation experiments with the primitive equations : I. the basic experiment. *Monthly weather review*, 91(3):99–164, 1963.
- Joseph Smagorinsky, Syukuro Manabe et J Leith Holloway Jr : Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Monthly weather review*, 93(12):727–768, 1965.
- Roger E Smith et David A Woolhiser : Overland flow on an infiltrating surface. *Water Resources Research*, 7(4):899–913, 1971.
- Patrick J Starks, CA Fiebrich, DL Grimsley, Jurgen D Garbrecht, Jean L Steiner, Jorge A Guzman et Daniel N Moriasi : Upper washita river experimental watersheds : Meteorologic and soil climate measurement networks. *Journal of Environmental Quality*, 43(4):1239–1249, 2014a.
- Patrick J Starks, Jean L Steiner et Alan Stern : Upper washita river experimental watersheds : Land cover data sets (1974–2007) for two southwestern oklahoma agricultural watersheds. *Journal of environmental quality*, 43(4):1310–1318, 2014b.
- Jean L Steiner, Patrick J Starks, Jurgen D Garbrecht, Daniel N Moriasi, Xunchang Zhang, Jeanne M Schneider, Jorge A Guzman et Edward Osei : Long-term environmental research : The upper washita river experimental watersheds, oklahoma, usa. *Journal of Environmental Quality*, 43(4):1227–1238, 2014.
- Mauro Sulis, Claudio Paniconi, Christine Rivard, Richard Harvey et Diane Chaumont : Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface-subsurface interactions and comparison with a land surface model. *Water Resources Research*, 47(1), 2011.
- Sean C Swenson, Martyn Clark, Ying Fan, David M Lawrence et Justin Perket : Representing intrahillslope lateral subsurface flow in the community land model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(12):4044–4065, 2019.
- R Therrien, RG McLaren, Edward A Sudicky et SM Panday : Hydrogeosphere : A three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport. *Groundwater Simulations Group, University of Waterloo, Waterloo, ON*, 2010.
- Ardalan Tootchifatidehi : *Development of a global wetland map and application to describe hillslope hydrology in the ORCHIDEE land surface model*. Thèse de doctorat, Sorbonne Université, 2019.

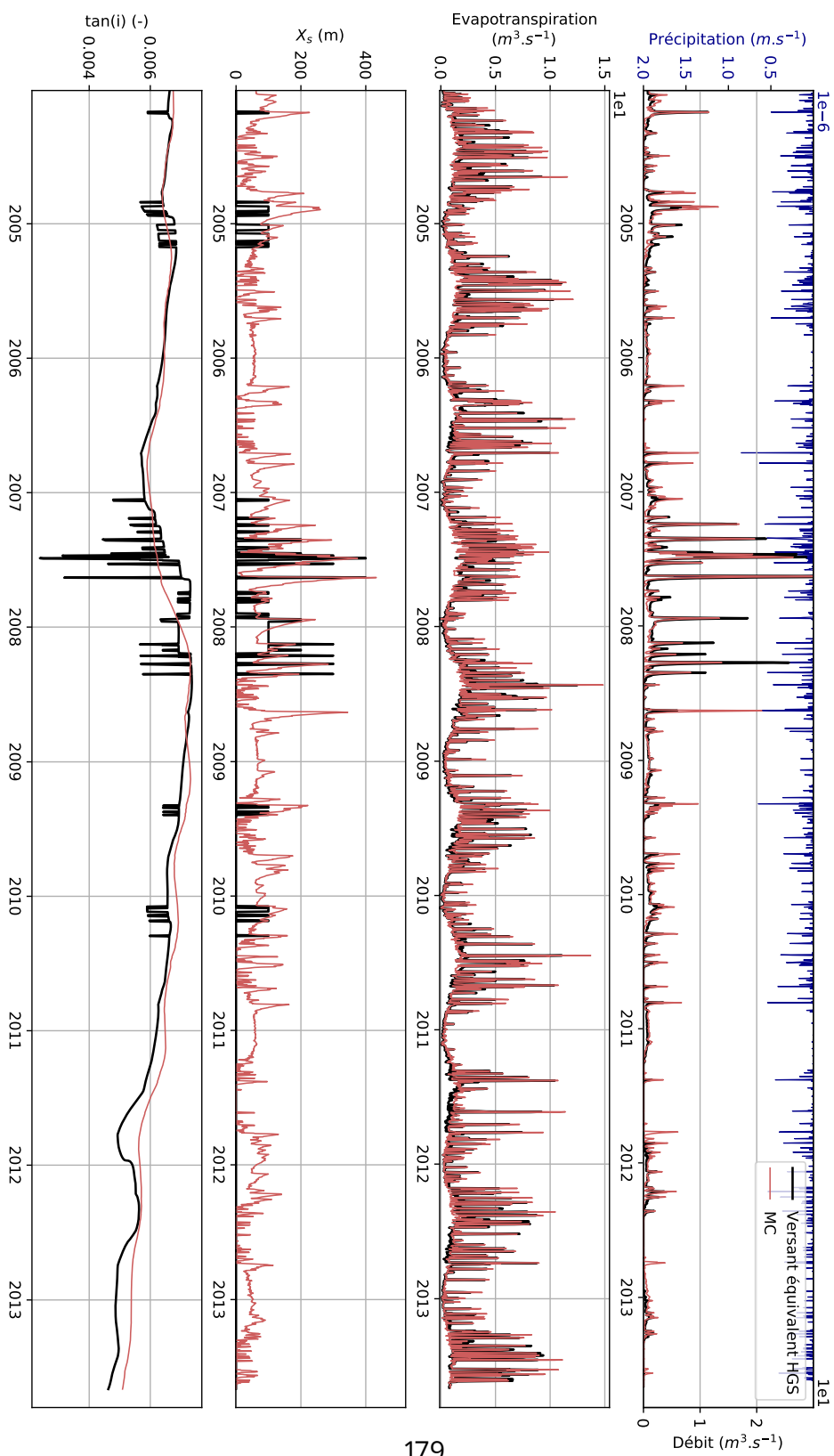
- Peter A Troch, Claudio Paniconi et E. Emiel van Loon : Hillslope-storage boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes : 1. formulation and characteristic response. *Water Resources Research*, 39(11), 2003.
- M Th Van Genuchten : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44 (5):892–898, 1980.
- Michael W Van Liew et Jurgen D Garbrecht : Hydrologic simulation of the little washita river experimental watershed using swat 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 39(2):413–426, 2003.
- J-P Vergnes, B Decharme et Florence Habets : Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the isba land surface model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(19):11–065, 2014.
- Pedro Viterbo et Anton CM Beljaars : An improved land surface parameterization scheme in the ecmwf model and its validation. *Journal of climate*, 8(11):2716–2748, 1995.
- CJ Vörösmarty, Balazs M Fekete, M Meybeck et Richard B Lammers : Geomorphometric attributes of the global system of rivers at 30-minute spatial resolution. *Journal of Hydrology*, 237(1-2):17–39, 2000.
- Lei Wang, Toshio Koike, Kun Yang, Thomas J Jackson, Rajat Bindlish et Dawen Yang : Development of a distributed biosphere hydrological model and its evaluation with the southern great plains experiments (sgp97 and sgp99). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D8), 2009.
- Spencer Weart : The development of general circulation models of climate. *Studies in History and Philosophy of Science Part B : Studies in History and Philosophy of Modern Physics*, 41(3):208–217, 2010.
- Sylvain Weill : *Modélisation des échanges surface/subsurface à l'échelle de la parcelle par une approche darcéenne multidomaine*. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2007.
- Leonard Zabler : A world soil file global climate modeling. *NASA Tech. memo*, 32, 1986.

Annexes

.1 Comparaison de la réponse du modèle conceptuel avec celle du versant équivalent HGS : séries temporelles sur 20 ans

Les deux figures montrées dans cette annexe représentent la comparaison de la réponse hydrologique du modèle conceptuel avec celle du versant équivalent HGS. Les séries temporelles sur 20 ans sont tracées pour : le débit, l'évapotranspiration, l'étendue de la zone de suintement X_{st} et la pente du toit de la nappe $\tan(i)$. En noir est tracé le résultat HGS et en rouge le résultat du modèle conceptuel.





Titre : Mise à l'échelle des processus hydrologiques pour les modèles de surface continentale, de la modélisation 3D intégrée au modèle de réservoir : Application au bassin du Little Washita

Mots clés : Hydrologie, mise à l'échelle, modélisation, surface continentale

Résumé : Le cycle de l'eau étant un élément moteur du climat, modéliser avec exactitude les différents flux hydrologiques continentaux constitue un enjeu majeur de la modélisation climatique. Ces flux sont modélisés au sein des modèles de surface continentale (nommés LSM). Ces travaux s'intéressent aux LSM de type colonne, et plus particulièrement au LSM ORCHIDEE qui est de type colonne à réservoirs. Dans ORCHIDEE, la résolution horizontale considérée est de l'ordre de la centaine de kilomètres et la représentation de l'hydrologie continentale est simplifiée : les écoulements latéraux sont conceptualisés au travers de réservoirs, et leur influence sur la distribution spatiale de la teneur en eau des sols est négligée. De telles simplifications introduisent des biais sur le calcul du flux évapotranspiratoire, ainsi que du débit en rivière. Au sein de la communauté scientifique, un consensus est observé sur le besoin d'améliorer la représentation de l'hydrologie dans les LSM. Dans

ce contexte, l'objectif de cette thèse est de mettre en oeuvre une démarche de mise à l'échelle des processus hydrologiques pour les LSM, allant de la modélisation 3D intégrée au modèle de réservoirs. Appliquée au bassin du Little Washita (Oklahoma, USA), cette démarche s'articule en trois étapes de réduction de dimensionnalité. En premier lieu, une simulation 3D de référence est conduite sur vingt années à l'aide d'un code intégré à base physique. Le modèle 3D est ensuite réduit à un modèle 2D de versant équivalent. Une troisième étape consiste en la réduction, au moyen d'hypothèses simplificatrices, du modèle 2D à un modèle conceptuel de réservoirs. Enfin, une simulation de colonne 1D est conduite à l'aide du LSM ORCHIDEE. Une comparaison avec le résultat du modèle conceptuel issu de la démarche de mise à l'échelle permet de dégager différentes pistes de développement de son hydrologie.

Title : Upscaling approach of the hydrological processes for Land Surface Models, from integrated 3D model to reservoir model : Application to the Little Washita basin

Keywords : Hydrology, upscaling, modeling, land surface

Abstract : As the water cycle is a driving force of climate, accurate modeling of the various continental hydrological fluxes is a major challenge in climate modeling. These flows are modeled within Land Surface Models (LSM). This work focuses on column-type LSM, and more specifically on the ORCHIDEE LSM, which is a column-type model with reservoirs. In ORCHIDEE, the horizontal resolution considered is about 100 km and the representation of continental hydrology is simplified : lateral flows are conceptualized through reservoirs, and their influence on the spatial distribution of soil water content is neglected. Such simplifications introduce biases on the calculation of evapotranspiratory flux and river flow. Within the scientific community, a consensus is observed on the need to improve the representation of hydrology in

LSM. In this context, the objective of this thesis is to develop an upscaling approach of the hydrological processes for LSM, ranging from integrated 3D model to reservoir model. Applied to the Little Washita basin (Oklahoma, USA), this approach is articulated in three steps of dimensionality reduction. First, a 3D simulation is conducted over 20 years using a physically-based integrated code. The 3D model of the basin is then reduced to a 2D equivalent hillslope model. A third step consists in reducing the 2D model to a conceptual reservoir model using simplifying assumptions. Finally, a 1D column simulation is performed using the ORCHIDEE LSM. A comparison with the conceptual model resulting from the upscaling approach allows us to identify different avenues for the development of its hydrology.