



HAL
open science

Développement d'un modèle hydrologique de colonne représentant l'interaction nappe - végétation - atmosphère et applications à l'échelle du bassin versant

Mathilde Maquin

► **To cite this version:**

Mathilde Maquin. Développement d'un modèle hydrologique de colonne représentant l'interaction nappe - végétation - atmosphère et applications à l'échelle du bassin versant. Interfaces continentales, environnement. Université Paris Saclay (COMUE), 2016. Français. NNT : 2016SACLS286 . tel-01384996

HAL Id: tel-01384996

<https://theses.hal.science/tel-01384996>

Submitted on 25 Oct 2016

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.

NNT : 2016SACLS286

THÈSE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITÉ PARIS-SACLAY
PRÉPARÉE À
L'UNIVERSITÉ PARIS-SUD
(LABORATOIRE DES SCIENCES DU CLIMAT ET DE L'ENVIRONNEMENT)

ÉCOLE DOCTORALE N° 579
Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences
Spécialité : Météorologie, océanographie, physique de l'environnement

Par

Mme Mathilde MAQUIN

Développement d'un modèle hydrologique de colonne
représentant l'interaction nappe - végétation - atmosphère et
applications à l'échelle du bassin versant

Thèse présentée et soutenue à Gif-sur-Yvette, le 30 septembre 2016 :

Composition du Jury :

Mme DUCHARNE Agnès	Directrice de recherche, METIS, Paris	Présidente
M. ANDRÉASSIAN Vazken	Directeur de recherche, IRSTEA, Antony	Rapporteur
M. THERRIEN René	Professeur, Université Laval, Québec	Rapporteur
M. PESSEL Marc	Maître de conférence, GEOPS, Orsay	Examinateur
Mme PIERRET Marie-Claire	Physicienne adjointe CNAP, LHyGeS, Strasbourg	Examinatrice
M. SULIS Mauro	Chargé de recherche, Université de Bonn, Bonn	Examinateur
M. MOUCHE Emmanuel	Directeur de recherche, LSCE, Gif-sur-Yvette	Directeur de thèse

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse, Emmanuel Mouche, ainsi que mon encadrante, Claude Mügler. Je les remercie pour la confiance qu'ils m'ont accordée en me proposant ce sujet de thèse et tout au long de ces trois années. Je les remercie également pour l'autonomie qu'ils m'ont laissée dans mes travaux, pour leur soutien, leur encadrement et leurs encouragements.

Je remercie chaleureusement ceux qui ont contribué à ces travaux. Merci à Agnès Ducharne (Metis, Paris), qui est en partie à l'origine de ce projet. Merci Agnès pour ton enthousiasme lors de mes différentes présentations. Merci à Marie-Claire Pierret et Daniel Viville (LHyGeS, Strasbourg) pour avoir partagé vos données sur le Strengbach et m'avoir consacré une partie de votre temps. Merci Marie-Claire pour notre journée passée sur le terrain afin de me faire découvrir ce bassin versant, dont je garde un excellent souvenir. Je remercie d'autre part René Therrien (Université Laval, Québec) pour son accueil chaleureux lors de mon séjour à Québec et pour avoir tout fait pour rendre mon séjour des plus agréables. Merci également pour le temps consacré à me former à HydroGéoSphère, à m'aider à résoudre les différents problèmes rencontrés et merci pour nos échanges toujours passionnants.

Je remercie Vazken Andréassian et René Therrien d'avoir accepté d'être rapporteurs de ma thèse. Je remercie également tous les autres membres du jury pour les questions et remarques constructives lors de la soutenance.

Je remercie de plus tous ceux dont j'ai croisé le chemin au cours de cette thèse. Merci aux membres de l'équipe Hydro : Christophe, Marie-Alice, Tri-Dat, Nicolas, Sandro, Laurent, Clémence et Jérémy. Un grand merci à Sarah et Sébastien, mes deux compagnons de cette belle aventure. Merci pour tous nos bons moments passés ensemble et nos soutiens mutuels. Bon courage à vous deux pour la dernière ligne droite. Merci à mes rencontres québécoises pour leur accueil et pour m'avoir intégrée dans leur groupe dès mon arrivée : Marion, merci pour ton accueil dans ta colocation, Arnaud, Olivier, Antoine, Nicolas, Renaud, Ma Sou Meh, Debora et tous les autres ...

Merci à Marc Pessel et Hermann Zeyen pour les enseignements que vous m'avez proposés en monitorat. Ce fut une expérience riche à laquelle j'ai pris beaucoup de plaisir.

Enfin, je remercie ma famille pour son soutien permanent et pour m'avoir poussée à toujours faire de mon mieux. Merci de m'avoir permis de faire de telles études avec tous les sacrifices que cela comporte, en particulier en termes d'éloignement. Je remercie également ma belle-famille, qui derrière les blagues, m'a intégrée comme un membre à part entière de la famille. Et pour finir, merci Laurent, mon compagnon de tous les jours, mon soutien, celui qui est toujours à mon écoute, toujours là pour me redonner confiance, pour m'épauler et pour me faire retrouver le sourire. Merci simplement pour ta présence à mes côtés et pour les beaux projets passés et à venir ...

Résumé

Dans le cadre de la modélisation climatique, la représentation du cycle de l'eau des surfaces continentales est primordiale. Actuellement, les « modèles de surface continentale » représentent l'évolution des flux d'eau verticaux dans des colonnes de sol de quelques mètres de profondeur et leur interaction avec l'atmosphère. En revanche, l'interaction avec les nappes de faible profondeur n'est pas prise en compte alors que leur présence influence fortement les flux d'évapotranspiration à l'échelle locale, et, en conséquence, le climat à l'échelle régionale. Une difficulté est que les zones où cette interaction apparaît relèvent d'une échelle inférieure à celle du maillage des modèles de surface continentale. L'objectif de cette thèse est de proposer un modèle qui permette de prendre en compte l'impact des nappes de faible profondeur sur les flux d'évapotranspiration pour les modélisations climatiques à l'échelle globale. La contrainte principale associée relève des temps de calculs, qui doivent être réduits pour permettre la réalisation de simulations sur de grandes échelles de temps et d'espace. Dans ce cadre, un nouveau modèle de colonne de sol est proposé. Une fonction de drainage imposée en bas de colonne permet de reproduire l'évolution temporelle du toit de la nappe, en interaction avec les processus d'infiltration et d'évapotranspiration. Le modèle est testé et validé sur des cas tests académiques simples dans un premier temps, puis sur le cas d'un bassin versant réel dans un second temps (bassin versant du Strengbach, en France). Enfin, une méthodologie basée sur ce modèle de colonne et permettant d'estimer les flux d'évapotranspiration en tenant compte de leur variabilité dans l'espace est introduite. Elle est appliquée à un bassin versant dont la superficie est proche de celle d'une maille classique des modèles de surface continentale (bassin versant du Little Washita, aux États-Unis).

Mots clés : hydrologie, modèle de colonne, interaction nappe - évapotranspiration, bassin versant, modélisation numérique.

Abstract

The representation of the water cycle on land surfaces is essential for climate modeling. Nowadays, the « Land Surface Models » (LSMs) represent soil columns of a few meters deep and they simulate the temporal evolution of the vertical water flows and the interaction with the atmosphere. However, the interaction with a near-surface water table is not taken into account although it strongly influences the evapotranspiration fluxes at the local scale, and therefore the climate at the regional scale. This interaction, which occurs at a smaller scale than the grid scale of the LSMs, is difficult to model. The objective of this PhD is to propose a model that incorporates the impact of a near-surface water table on evapotranspiration fluxes for global climate models. The computation time of the model must be small enough to enable simulations at large spatial and temporal scales. In this context, a new soil column model is proposed with a drainage function that is imposed at the bottom of the column. This function aims at reproducing the temporal evolution of the water table level in interaction with both the infiltration and the evapotranspiration fluxes. The model is tested and validated on numerical experiments and on a real catchment (Strengbach, France). A methodology based on this column model is introduced to estimate the evapotranspiration fluxes taking into account their subgrid variability. This methodology is applied to a catchment whose area is similar to the one of a classic grid cell of LSMs (Little Washita, USA).

Keywords : hydrology, column model, water table - evapotranspiration interaction, catchment, numerical modeling.

Table des matières

Introduction générale	ix
Partie 1 État de l'art de la modélisation de l'interaction nappe - végétation - rivière	1
Introduction	3
Chapitre 1 - Généralités sur les interactions atmosphère - surface conti- nentele - sol	5
1.1 Écoulements	5
1.2 Transferts d'eau entre le sol et l'atmosphère	8
1.3 Bilan d'eau	9
1.4 Couplage entre les écoulements de subsurface et les transferts d'eau entre le sol et l'atmosphère	10
1.5 Synthèse	14
Chapitre 2 - Modèles conceptuels	15
2.1 Présentation	15
2.2 Exemples	16
2.3 Bilan	18
Chapitre 3 - Modèles tridimensionnels à base physique	21
3.1 Présentation	21
3.2 Exemples	21
3.3 Bilan	23
Chapitre 4 - Modèles à base physique, à dimensionnalité réduite	25
4.1 Réduction de la dimensionnalité des modèles : motivations	25
4.2 Modèles à l'échelle du versant (2D)	26
4.3 Modèles de colonnes (1D)	29
Chapitre 5 - Synthèse	33

Partie 2	Le modèle de colonne H2SC	35
Introduction		37
Chapitre 1 - Modélisation des processus		39
1.1	Écoulements souterrains	39
1.2	Le modèle de végétation	43
Chapitre 2 - Représentation de la dynamique de nappe : fonction de drainage		49
2.1	Présentation générale	49
2.2	Description de la colonne et de son versant associé	50
2.3	Hypothèses	50
2.4	La fonction de drainage sans les flux d'évapotranspiration	55
2.5	Introduction des flux d'évapotranspiration	68
2.6	Synthèse	70
Chapitre 3 - L'environnement de modélisation		73
3.1	Cast3m.	73
3.2	Orchidée	74
3.3	Chaînage Cast3m/Orchidée	77
Partie 3	Validation et application du modèle H2SC	79
Introduction		81
Chapitre 1 - Cas tests académiques		83
1.1	Présentation des cas tests	84
1.2	Cas sans pluie ni évapotranspiration	85
1.3	Cas avec pluie.	91
1.4	Cas avec évapotranspiration.	95
1.5	Cas avec forçage réel	98
1.6	Synthèse	99
Chapitre 2 - Application au bassin versant du Strengbach		101
2.1	Présentation du site d'étude.	101
2.2	Paramétrisation et initialisation du modèle H2SC	103
2.3	Analyse de sensibilité et calibration du modèle	106
2.4	Validation	111
2.5	Conclusion.	113

Partie 4 Application - Estimation de l'évapotranspiration d'un bassin versant à l'aide du modèle de colonne H2SC	115
Introduction	117
Chapitre 1 - Modélisation tri-dimensionnelle avec HydroGéoSphère	119
1.1 L'environnement de modélisation : Hydrogéosphère	119
1.2 Application d'HydroGéoSphère au bassin versant du Little Washita.	122
Chapitre 2 - Estimation de l'évapotranspiration à l'aide de modèles à dimensionnalité réduite	135
2.1 Estimation par un versant 2D équivalent	135
2.2 Estimation par deux colonnes H2SC	143
2.3 Conclusion.	148
Conclusion et perspectives	149
Notations	153
Glossaire	155
Bibliographie	166

Introduction générale

Contexte et problématique

Dans le contexte actuel du changement climatique, la compréhension du fonctionnement du cycle de l'eau est primordiale pour permettre d'anticiper son évolution et ses conséquences. Dans ce cadre, la modélisation numérique en hydrologie apparaît comme un outil puissant. Son intérêt est en effet double :

- elle permet, d'une part, de tester notre compréhension des phénomènes physiques ainsi que les équations utilisées pour les décrire. La modélisation numérique participe à l'amélioration et à l'approfondissement des connaissances grâce à la confrontation des résultats des simulations avec les données de terrain ;
- elle permet, d'autre part, de réaliser des études d'impact, en imposant différentes variations aux paramètres du modèle. Il est ainsi possible de tester différents scénarios climatiques, l'impact anthropique ou encore d'évaluer l'impact de mesures environnementales.

Les échelles spatiales et temporelles concernées par les études en hydrologie sont variées : du m^2 à l'échelle de la Terre, d'un point de vue spatial ; de l'épisode pluvieux au siècle, voire plus, d'un point de vue temporel. Les modèles utilisés doivent être adaptés aux échelles spatio-temporelles choisies, les processus physiques pertinents étant différents selon les échelles étudiées.

Dans le cadre de l'étude du climat à grande échelle, la prise en compte du couplage des flux d'eau entre le sol et l'atmosphère est essentielle. Ce couplage est actuellement modélisé grâce aux « modèles de surface continentale » (*Land Surface Model*, LSM). Ces modèles reposent sur une sous-discrétisation spatiale du cycle hydrologique continental, avec la représentation des surfaces continentales en un ensemble de colonnes de sol. Une colonne représente une zone géographique d'une étendue donnée, qui est en général de l'ordre de $100 \times 100 \text{ km}^2$ pour des simulations à l'échelle mondiale. Ces dimensions sont trop grandes pour capter le lien entre les caractéristiques géomorphologiques et hydrologiques locales d'un bassin versant et les processus hydrologiques qui s'y produisent. De plus, les équations utilisées décrivent des processus observés à petite échelle (infiltration, ruissellement, couplage nappe-végétation) et leur validité dans le cadre de mailles de grande dimension n'est pas assurée.

Dans ces modèles, les colonnes sont indépendantes les unes des autres et seuls les processus hydrologiques verticaux sont représentés. Les flux d'eau transversaux ne sont pas pris en compte car leur influence sur le couplage sol-atmosphère est considérée comme négligeable au premier ordre. En effet, les transferts d'eau entre le sol et l'atmosphère s'effectuent par évaporation et par prise d'eau racinaire (processus dits d'*évapotranspiration*) donc le couplage sol-atmosphère dépend uniquement du profil de teneur en eau dans les premiers mètres de sol. À l'échelle globale, les nappes ont majoritairement des niveaux inférieurs à la profondeur maximale des racines, justifiant a priori de les négliger dans ce type de modèle. Toutefois, lorsqu'elles sont présentes, les nappes de faible profondeur ont un impact élevé sur les flux d'évapotranspiration. Malgré leur présence minoritaire à l'échelle globale, leur impact est réel. C'est la raison pour laquelle, dans une démarche continue d'amélioration des modèles, il est proposé d'inclure la représentation des nappes de faible profondeur dans les modèles de surface continentale. Néanmoins, il est important de noter que ces modèles sont associés à une contrainte majeure : les temps de calculs doivent rester raisonnables pour permettre le couplage avec un modèle atmosphérique et un modèle océanique, ces trois modèles étant nécessaires pour réaliser les simulations climatiques.

Au regard de l'ensemble de ces éléments, la problématique générale de ce travail peut être formulée de la manière suivante : mettre au point un modèle qui permette de prendre en compte l'impact des nappes de faible profondeur sur les flux d'évapotranspiration pour les modélisations climatiques à l'échelle globale, tout en gardant des temps de calcul réduits.

Objectifs

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre de la modélisation hydrologique à grande échelle et de la prise en compte des nappes souterraines de faible profondeur sur les flux d'évapotranspiration. Les objectifs de cette thèse sont les suivants :

- analyser les modèles hydrologiques existants et étudier leur potentiel pour répondre à la problématique posée ;
- proposer un modèle qui permette de prendre en compte l'impact des nappes de faible profondeur sur les flux d'évapotranspiration, avec des temps de calcul réduits ;
- valider ce modèle sur des cas tests représentatifs ;
- appliquer et évaluer ce modèle sur un cas réel.

Plan du manuscrit

Ce manuscrit est divisé en cinq parties. La première partie présente une revue bibliographique permettant, d'une part, de situer plus en détails le contexte de ce travail et, d'autre part, d'analyser et de comparer les modèles hydrologiques existants. Sont ainsi identifiées leurs forces et faiblesses respectives au regard de la problématique et des contraintes de temps de calcul associées. Une synthèse regroupe en fin de partie les éléments identifiés comme importants et justifie les choix réalisés dans ce travail, comme celui de conserver une modélisation par colonne verticale, c'est-à-dire à une seule dimension.

La deuxième partie de ce manuscrit est consacrée à la présentation du modèle développé au cours de cette thèse. Le modèle et les équations utilisées pour décrire les écoulements souterrains et le flux d'évapotranspiration sont décrits dans un premier chapitre. Le second chapitre introduit et présente la fonction de drainage, une nouvelle fonction introduite permettant de modéliser l'évolution temporelle du niveau d'une nappe de faible profondeur dans un modèle de colonne. Les hypothèses utilisées pour établir cette fonction de drainage sont tout d'abord décrites et justifiées. Les calculs permettant d'aboutir à la fonction de drainage sont ensuite expliqués, pour chacun des cas identifiés. Le dernier chapitre présente l'environnement de modélisation utilisé pour réaliser ces développements puis pour effectuer les simulations.

La troisième partie concerne la validation de ce nouveau modèle et son application directe à un cas réel. La validation est basée sur des cas tests académiques pour lesquels différents paramètres ont été testés : géométrie, type de sol et forçage climatique. L'application au cas réel a été réalisée sur le bassin versant du Strengbach, un bassin versant de petite superficie situé dans les Vosges en France. Dans cette partie sont successivement décrits les caractéristiques de ce bassin versant, ainsi que les choix de paramétrisation et d'initialisation effectués pour sa modélisation. Enfin, les résultats comparant l'évolution temporelle du niveau de la nappe simulé avec les données piézométriques sont présentés et commentés.

La quatrième partie de ce manuscrit met en regard le modèle développé avec la problématique initiale, à savoir comment simuler les flux d'évapotranspiration d'un domaine à l'aide d'une modélisation hydrologique peu coûteuse en temps de calculs. Une modélisation tri-dimensionnelle appliquée au bassin versant du Little Washita (USA) sur une période d'un an, servant de résultat de référence, est tout d'abord présentée. Une méthode permettant d'estimer les flux d'évapotranspiration à l'aide de simulations de versants (2D) est ensuite décrite et testée. Une méthode permettant dans un deuxième temps d'estimer les flux d'évapotranspiration d'un versant à l'aide de deux colonnes est présentée. Le modèle de colonne développé au cours de cette thèse

est alors appliqué et les flux d'évapotranspiration obtenus par la simulation 3D et par cette méthode basée sur deux simulations 1D sont comparés.

La dernière partie est constituée d'un bilan général et d'une discussion sur le travail réalisé au cours de cette thèse. Différentes perspectives à ce travail sont également présentées. Enfin, un glossaire reprend en fin de document l'ensemble des notations mathématiques et des acronymes utilisés.

Première partie

État de l'art de la modélisation de l'interaction nappe - végétation - rivière

Introduction

Les modèles de surface continentales (LSM) ont pour objectif de représenter les liens entre les différents processus hydrologiques existants à l'interface sol-atmosphère. Pour réaliser les simulations climatiques à grande échelle, ils sont couplés avec un modèle atmosphérique et un modèle océanique, formant ainsi un « modèle global de climat » (figure 1.1). Les modèles de surface continentales sont discrétisés en un ensemble de colonnes de sol indépendantes où, pour chacune d'entre elles, un bilan hydrique est résolu (figure 1.1). Ils fournissent en sortie les flux d'eau provenant du sol, qui sont ensuite intégrés au modèle atmosphérique en tant que flux entrants.

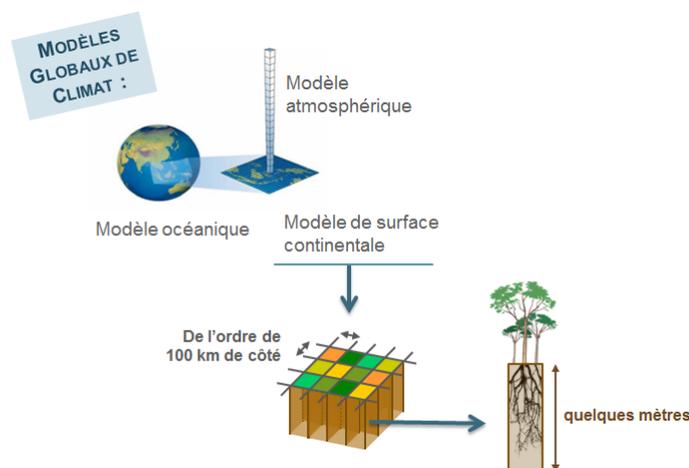


Fig. 1.1 – Représentation des trois modèles constituant les modèles globaux de climat et le maillage par colonnes indépendantes des modèles de surface continentale.

Les processus gouvernant ces interactions atmosphère - surface continentale - sol sont décrits dans le premier chapitre. Le couplage existant entre ces processus est ensuite détaillé. En particulier, l'importance des nappes de faible profondeur sur ces interactions est présentée. Les rétroactions de ce couplage sur le climat sont expliquées en fin de premier chapitre.

Les trois chapitres suivants sont consacrés à la présentation de différentes grandes catégories de modèles hydrologiques :

1. les modèles conceptuels ;
2. les modèles tridimensionnels à base physique ;
3. les modèles à base physique de dimensionnalité réduite.

Leurs principes de fonctionnement généraux sont présentés, illustrés par différents exemples. Ils sont également mis en perspective de la problématique de ce travail, à savoir comment modéliser l'interaction entre les nappes de faible profondeur, le sol, la végétation et l'atmosphère à l'échelle globale tout en conservant des temps de calculs raisonnables pour permettre des simulations sur de grandes échelles de temps.

Chapitre 1

Généralités sur les interactions atmosphère - surface continentale - sol

Ce premier chapitre a pour objectif de présenter d'une part les notions fondamentales nécessaires à la compréhension et à la réalisation de cette thèse, et d'autre part le contexte à l'origine des travaux présentés dans ce manuscrit. Le chapitre débute par une présentation des processus physiques principaux, que sont les écoulements (de subsurface et de surface) et les transferts d'eau entre le sol et l'atmosphère. Le bilan d'eau à l'échelle du bassin versant est ensuite formulé. Par la suite, le couplage entre les écoulements souterrains et les transferts d'eau entre le sol et l'atmosphère est présenté, avec une attention particulière sur l'impact des nappes de faible profondeur. Pour finir, une synthèse résumant les éléments principaux de ce chapitre est proposée.

1.1 Écoulements

Les processus hydrologiques sont classiquement étudiés à l'échelle du bassin versant. Le bassin versant est une unité géographique définie par les limites topographiques que sont les lignes de crête (figure 1.2). Ces dernières représentent la ligne de partage des eaux en surface. On considère généralement en première approximation qu'elle est confondue avec la ligne de partage des eaux souterraines. L'ensemble des écoulements converge vers les dépressions, formant ainsi un réseau hydrographique qui se dirige vers le point bas du bassin versant, l'exutoire.



Fig. 1.2 – Définition d'un bassin versant (Source : <http://rqes-gries.ca/>).

À l'échelle du bassin versant, on distingue trois types d'écoulements : les écoulements de subsurface, les écoulements de surface.

Écoulements de subsurface

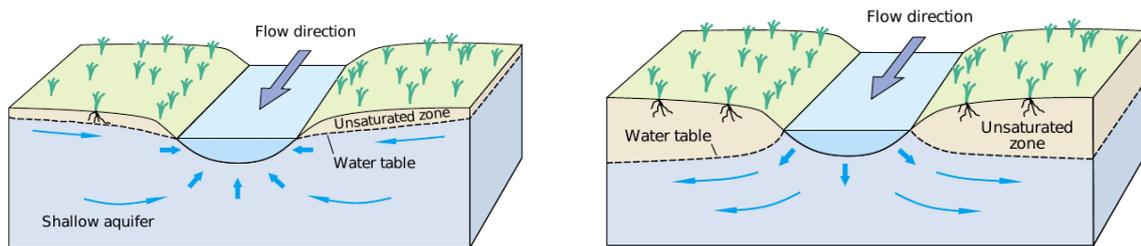
La notion d'écoulement de subsurface se rapporte au mouvement de l'eau dans les pores du sol. La direction et la vitesse des écoulements dépendent de différents paramètres, comme les propriétés du sol (porosité, perméabilité, et leur variabilité spatiale), le degré de saturation du sol, la topographie et le climat (précipitations, évaporation). Par exemple, lors d'un épisode pluvieux sur un sol non saturé, l'eau s'infiltré dans le sol sous l'action des forces de gravité et de capillarité.

On distingue classiquement deux « zones » dans le sol : la zone dite *saturée* où l'ensemble des pores du sol est rempli d'eau et la zone *non saturée* où les pores du sol contiennent à la fois de l'air et de l'eau. Le terme de « toit de la nappe » désigne la limite entre ces deux zones. La profondeur de cette limite évolue dans l'espace et dans le temps, avec des valeurs variant de zéro (nappe affleurante) à plusieurs dizaines voire centaines de mètres.

Le réseau hydrographique interagit avec les écoulements de subsurface. Localement, deux configurations peuvent être rencontrées [Winter *et al.*, 1998] :

- la nappe se décharge dans la rivière (figure 1.3(a)), les écoulements de subsurface sont donc dirigés du sol vers la rivière ;
- inversement, la rivière alimente la nappe (figure 1.3(b)), les écoulements se dirigeant de la rivière vers le sol.

Dans le premier cas, l'élévation de la nappe est supérieure à celle de la rivière, alors que dans le second cas, elle est inférieure. La direction des écoulements entre nappe et rivière peut évoluer dans le temps en fonction du climat. Les épisodes pluvieux favorisent la configuration (a) tandis que les processus d'évapotranspiration (décrits dans la section 1.2) favorisent la configuration (b).



(a) Cas où la nappe se décharge dans la rivière.

(b) Cas où la rivière alimente la nappe.

Fig. 1.3 – Illustration de l'interaction nappe-rivière, d'après [Winter *et al.*, 1998].

Écoulements de surface

Les écoulements de surface, aussi qualifiés de ruissellement, sont la conséquence de deux phénomènes distincts. Le ruissellement peut apparaître lorsque le sol est saturé en surface (figure 1.4). En effet, lorsque le sol est saturé, l'eau ne peut s'y infiltrer [Cappus, 1960; Dunne et Black, 1970]. Ces conditions de saturation de la surface du sol peuvent être rencontrées lors de la présence d'une nappe peu profonde dont le niveau peut atteindre la surface lors des périodes pluvieuses. On observe ce phénomène à proximité des rivières, la nappe y étant pratiquement affleurante (figure 1.5). On le rencontre également dans le cas de nappes perchées, qui sont des nappes présentes au-dessus d'un horizon imperméable et dont l'élévation est supérieure à celle du cours d'eau. Les zones d'exfiltration de la nappe, représentées en grisées sur la figure 1.5, sont nommées « zones de suintement » (*seepage face*, en anglais). Elles sont illustrées sur la figure 1.6.

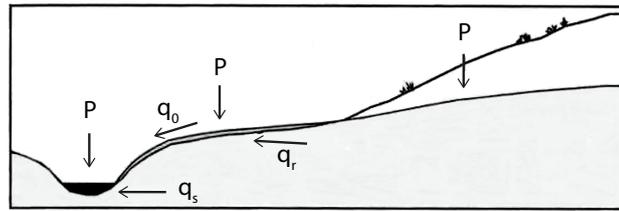


Fig. 1.4 – Illustration du ruissellement sur surface saturée, modifié d'après [Beven, 2012].

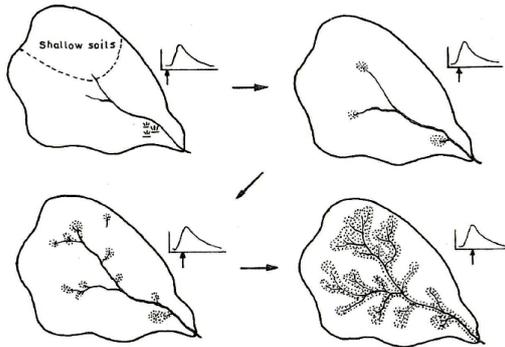


Fig. 1.5 – Évolution de l'extension des zones saturées (indiquées en grisées) à proximité du réseau hydrographique au cours d'un épisode pluvieux, d'après [Hewlett et Nutter, 1970].

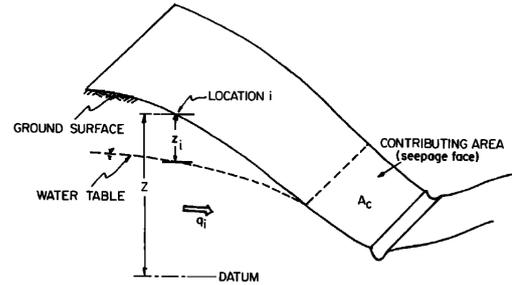


Fig. 1.6 – Illustration d'une zone de suintement (*seepage face*, en anglais), d'après [Sivapalan *et al.*, 1987].

Les écoulements de surface peuvent également apparaître en raison du dépassement de la capacité d'infiltration (figure 1.7), cette dernière désignant la capacité d'un sol à absorber la pluie. Lors de forts épisodes pluvieux, la valeur de la capacité d'infiltration décroît au cours du temps selon une loi exponentielle [Horton, 1933]. Cette décroissance s'explique par l'augmentation progressive de la saturation à la surface du sol et par le tassement du sol suite aux impacts des gouttes de pluie (phénomène de battance). Ainsi, lorsque l'intensité des précipitations est supérieure à la capacité d'infiltration, une partie ne peut être absorbée par le sol et ruisselle en surface (figure 1.8). Ce type de ruissellement est également désigné par le terme *ruissellement hortonien*.

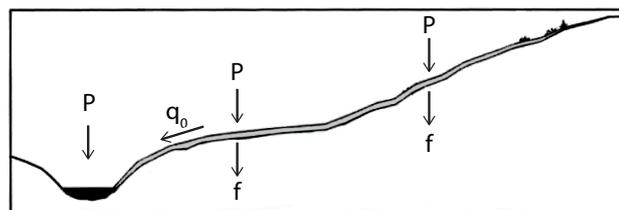


Fig. 1.7 – Illustration du ruissellement hortonien, modifié d'après [Beven, 2012].

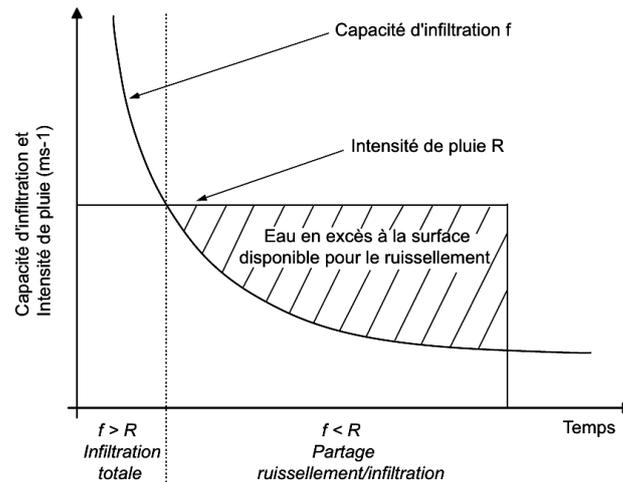


Fig. 1.8 – Représentation de l'évolution de la capacité d'infiltration et du partage entre eau infiltrée et eau ruisselée dans le cadre du ruissellement hortonien, d'après [Weill, 2007].

1.2 Transferts d'eau entre le sol et l'atmosphère

La végétation constitue le lien reliant le compartiment du sol à celui de l'atmosphère, via les racines d'une part et la canopée d'autre part. Le couvert végétal connecte le sol à l'atmosphère en fournissant un chemin pour les flux d'eau (et autres composés). Les approches actuelles considèrent le système sol-plante-atmosphère comme un système physique intégré et dynamique où les différents flux sont interdépendants. Ce système unifié a été qualifié de continuum sol-végétation-atmosphère (*Soil-Plant-Atmosphere Continuum*, SPAC) par Philip [1966].

On peut dissocier trois processus de ce continuum faisant intervenir des flux d'eau : l'évaporation du sol nu, la transpiration des végétaux et l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée (désignée comme les pertes par interception).

Transpiration

La « transpiration » des plantes consiste en une libération de vapeur d'eau par les plantes dans l'atmosphère. Ce phénomène constitue une réponse passive à l'environnement atmosphérique [Hillel, 2004] dû à l'existence d'un gradient de pression entre l'atmosphère et les tissus de la canopée. On parle alors de *demande atmosphérique* car cette eau est comme « exigée » du couvert végétal par l'atmosphère. L'évaporation de l'eau par les plantes se produit dans les stomates des feuilles, de petites ouvertures où s'effectuent les échanges gazeux entre l'intérieur et l'extérieur de la plante. L'ouverture des stomates peut varier, régulant ainsi le flux de transpiration. Cette variation dans l'ouverture et la fermeture des stomates dépend de différents paramètres comme l'état hydrique du végétal ou les conditions climatiques.

L'eau transpirée par les végétaux provient du sol. Elle est extraite par les racines puis migre vers le feuillage par la tige ou le tronc, avant d'être vaporisée au niveau des stomates vers l'atmosphère. La quantité d'eau que les racines peuvent extraire dépend de la teneur en eau dans le sol. En effet, l'énergie nécessaire pour extraire l'eau du sol augmente lorsque la teneur en eau diminue, les forces de succion liant l'eau aux particules de sol s'intensifiant. Les racines ont donc de moins en moins la capacité d'extraire l'eau du sol lorsque la teneur en eau diminue. La distribution des racines dans le sol a également un impact sur les quantités d'eau extraites, la teneur en eau du sol variant spatialement.

Deux approches peuvent être distinguées pour formaliser cette extraction racinaire complexe [Feddes *et al.*, 2001; Hillel, 2004] :

1. l'approche microscopique : une racine individuelle est considérée comme un cylindre puits étroit. Dans ce cas, le système racinaire est vu comme un ensemble de ces racines individuelles régulièrement espacées dans le sol. Cette approche nécessite des informations détaillées sur les plantes et le système racinaire, la rendant difficile à mettre en œuvre.
2. l'approche macroscopique : le système racinaire est considéré dans son ensemble comme un terme puits uniforme présent dans différentes couches de sol de profondeurs et d'épaisseurs diverses. La densité des racines d'une couche à l'autre est alors variable.

En résumé, la transpiration des plantes est régulée par les propriétés des racines (profondeur et distribution des racines) et du sol (teneur en eau), ainsi que par les conditions atmosphériques (humidité, vent, température) qui caractérisent la demande atmosphérique.

Évaporation

Sur les surfaces de sol non recouvertes de végétation (sol nu), l'eau présente dans le sol, à proximité de la surface, peut s'évaporer. Ce phénomène apparaît en présence d'un gradient de pression de vapeur d'eau entre le sol et l'atmosphère et d'un apport d'énergie [Hillel, 2004]. L'évaporation effective dépend de l'état hydrique de la surface du sol, l'énergie pour extraire l'eau du sol augmentant à mesure que le sol s'assèche, et des propriétés conductrices du sol.

Pertes par interception

Lors d'un épisode pluvieux, une partie de l'eau incidente est interceptée par le feuillage. Il s'agit du phénomène dit d'*interception*. Cette eau présente sur la canopée peut ensuite s'évaporer directement. On désigne ce processus d'évaporation sur la canopée comme les *pertes par interception*. L'importance de ce flux d'eau dépend de l'ampleur du feuillage et de la capacité de stockage d'eau de la canopée, c'est-à-dire de l'épaisseur maximale de la lame d'eau par unité de surface de feuillage.

Évapotranspiration potentielle

On désigne par « évapotranspiration potentielle » la quantité d'eau maximale que l'atmosphère peut extraire via les trois processus décrits précédemment. Elle correspond ainsi à la demande atmosphérique évoquée auparavant. L'évapotranspiration potentielle correspond à l'évaporation d'une surface saturée en eau. Elle dépend de paramètres atmosphériques comme l'humidité de l'air, le vent et la température. Ce taux potentiel a la propriété de majorer la somme des flux de transpiration, d'évaporation et des pertes par interception.

1.3 Bilan d'eau

Le système sol-plante-atmosphère respecte les lois de conservation d'eau et d'énergie. Le bilan d'eau à l'échelle du bassin versant s'exprime de la manière suivante (figure 1.9) :

$$\delta Q = P_{sol} - R_u - E_{nu} - Tr \quad (1.1)$$

avec δQ la variation du volume d'eau dans le bassin versant, P_{sol} les précipitations tombant sur le sol, R_u le ruissellement (par excès d'infiltration, sur surfaces saturées et par exfiltration des écoulements de subsurface), E_{nu} l'évaporation du sol nu et Tr la transpiration de la végétation.

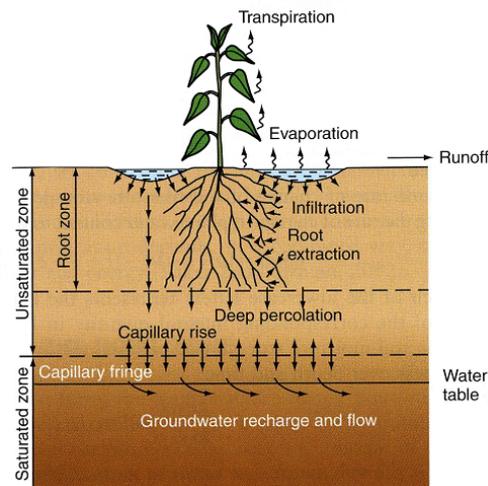


Fig. 1.9 – Bilan d'eau sur une colonne de sol, d'après [Hillel, 2004].

1.4 Couplage entre les écoulements de subsurface et les transferts d'eau entre le sol et l'atmosphère

Description

Le profil vertical de teneur en eau dans le sol dépend fortement des processus d'évapotranspiration [Yeh et Eltahir, 2005]. La transpiration et l'évaporation agissent en effet comme des terme puits, conduisant à une diminution de la teneur en eau. À l'inverse, les flux réels d'évapotranspiration dépendent de la teneur en eau du sol. Ces flux sont en effet régulés par la teneur en eau du sol en raison des considérations énergétiques évoquées précédemment.

De plus, le profil de teneur en eau évolue en fonction des phénomènes de diffusivité, de gravité et de capillarité, en réponse par exemple à l'infiltration de l'eau précipitée, aux gradients topographiques et aux variations des propriétés du sol dans l'espace. Par exemple, les variations temporelles du niveau de la nappe peuvent impacter fortement le profil vertical de teneur en eau [Brauer *et al.*, 2014a].

Au regard de ces différents éléments, il apparaît qu'un couplage complexe et non linéaire se met en place entre les écoulements de subsurface et l'évapotranspiration. La profondeur de sol concernée par ce couplage est de l'ordre de la profondeur maximale des racines.

Importance des nappes de faible profondeur sur les flux d'évapotranspiration

Au cœur de ce couplage, l'importance des nappes de faible profondeur est avéré. En effet, elles influencent les flux d'évapotranspiration en alimentant la zone racinaire par remontées capillaires [Yeh et Eltahir, 2005]. Une nappe haute permet ainsi de soutenir les flux d'évapotranspiration pendant les périodes sèches [Miguez-Macho et Fan, 2012]. Négliger la présence d'une nappe de faible profondeur engendre une sous-estimation systématique de la teneur en eau du sol dans la zone racinaire [Vereecken *et al.*, 2015] et en conséquence des flux d'évapotranspiration. York *et al.* [2002] ont montré que jusqu'à 20 % du flux d'évapotranspiration annuel peut provenir de la nappe.

Toutefois, l'importance de cet impact varie dans l'espace et dans le temps. Kollet et Maxwell [2008] ont proposé une approche conceptuelle pour expliquer cette variation de l'interconnexion entre nappe et évapotranspiration. Ils ont différencié trois cas possibles, visibles sur la figure 1.10 et que l'on rencontre successivement sur un versant classique en se déplaçant de l'aval vers l'amont de celui-ci :

1. la nappe est proche de la surface ;
2. la nappe est présente à une profondeur intermédiaire ;
3. la nappe est profonde, vis-à-vis de la profondeur maximale d'interaction entre teneur en eau et flux d'évapotranspiration, soit environ la profondeur des racines.

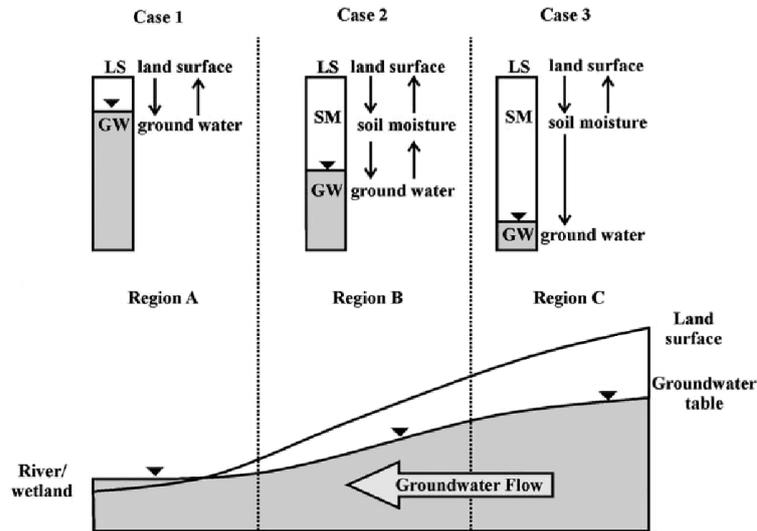


Fig. 1.10 – Schéma des interconnexions entre la nappe (GW), la zone non saturée (SM) et les processus d'évapotranspiration (LS) pour trois profondeurs de nappe et correspondance avec la coupe d'un versant, d'après [Kollet et Maxwell, 2008].

D'un point de vue de la variabilité spatiale, la nappe participe aux flux d'évapotranspiration dans les cas 1 et 2. À l'inverse, on n'observe aucune connexion entre la nappe et les flux d'évapotranspiration pour le cas 3, la nappe étant trop profonde. En ce qui concerne la dynamique temporelle de la nappe, les cas 1 et 3 n'induisent aucune variation sur les flux réels d'évapotranspiration. Le premier cas est non limitant en eau et la demande atmosphérique peut être satisfaite en permanence, tandis que le troisième cas est continûment limitant en eau. Le cas intermédiaire 2 conduit, quant à lui, à des changements importants dans la distribution des teneurs en eau en subsurface suivant le battement de la nappe. La profondeur de nappe moyenne correspondant à ce cas intermédiaire a été qualifiée de « critique ».

Ces trois configurations peuvent être rencontrées sous tous les climats. Étant donné le lien existant entre les faibles profondeurs de nappe et la proximité d'une rivière, on peut observer des zones où la nappe est peu profonde dans les régions arides (le long des rivières) et des zones avec des nappes profondes (supérieures à 10 m) dans les régions humides (sur les sommets des versants) [Maxwell *et al.*, 2015]. Ajoutons que la localisation des trois zones identifiées varie dans l'espace à l'échelle saisonnière, les niveaux de nappe pouvant fortement varier entre la saison sèche et la saison humide, comme représenté sur la figure 1.11.

Comme pressenti par l'approche conceptuelle de Kollet et Maxwell [2008], l'influence de la nappe sur les flux d'évapotranspiration a été mise en évidence dans plusieurs études numériques. Maxwell et Kollet [2008] ont modélisé l'interaction entre les eaux souterraines, l'évapotranspiration et l'atmosphère pour le bassin versant du *Little Washita*, aux États-Unis, sur une période d'un an. Ils ont calculé l'évapotranspiration totale sur l'année étudiée en chaque point du bassin versant puis ils l'ont mis en regard de la profondeur moyenne de la nappe. La figure 1.12 présente les résultats obtenus, sur lesquels ont été superposées les trois zones identifiées précédemment. On observe très clairement l'augmentation des flux d'évapotranspiration à mesure que la profondeur de la nappe diminue. La courbe obtenue présente deux paliers : un palier haut pour les faibles profondeurs de nappe, un palier bas pour les profondeurs les plus élevées et une zone transitoire, relativement linéaire pour la gamme de profondeurs intermédiaires. L'étude a été menée pour différents forçages climatiques dérivés du forçage initial (plus chaud, plus humide, plus sec). En comparant

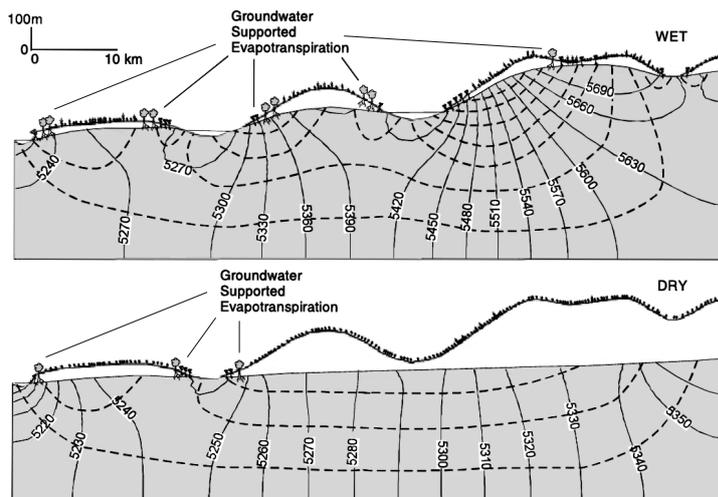


Fig. 1.11 – Schéma illustrant les zones où la nappe contribue aux flux d'évapotranspiration en période humide (haut) et en période sèche (bas), modifié d'après [York *et al.*, 2002].

les résultats de Maxwell et Kollet [2008], on remarque que les valeurs des paliers sont modifiées mais que la forme de la courbe reste inchangée, ainsi que les profondeurs limites délimitant les trois zones. Condon *et al.* [2013] ont réalisé une étude similaire sur un autre bassin versant américain et ils ont abouti à des résultats comparables, en mettant de plus en évidence l'impact de chaque type de végétation et de chaque type de sol. Les études réalisées par Ajami *et al.* [2014] et Larsen *et al.* [2016] conduisent également à des résultats analogues.

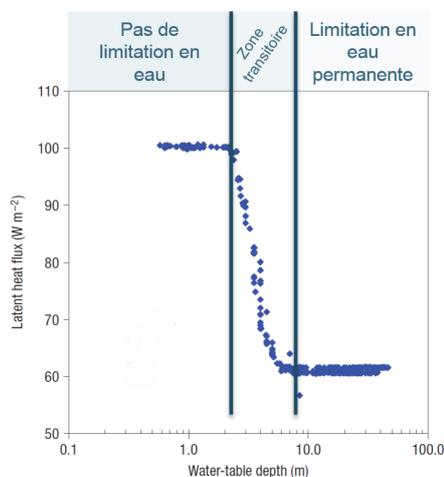


Fig. 1.12 – Graphique semi-logarithmique de l'évapotranspiration en fonction de la profondeur de la nappe, modifié d'après [Maxwell et Kollet, 2008].

À l'échelle du bassin versant et à des échelles supérieures, cette interaction entre nappe et évapotranspiration est importante principalement dans les zones aux pentes faibles. Sont donc essentiellement concernées les régions dont l'élévation est proche de celle du réseau hydrographique et en particulier du niveau de la mer (*lowland areas*, en anglais), pour lesquelles les profondeurs de nappe sont faibles [Brauer *et al.*, 2014a]. Ces régions concernent une part non négligeable des surfaces continentales, comme l'ont montré Fan *et al.* [2013]. Ils ont contraint un modèle hydrologique qui évalue la position moyenne de la nappe en fonction du climat et de la topographie, décrit dans l'article de Fan et Miguez-Macho [2011], avec plus d'1,6 million

de données piézométriques. Ils ont ainsi obtenu une carte de la profondeur des nappes à l'échelle mondiale (figure 1.13). Cette étude révèle que la nappe est présente à moins de 2 m de profondeur pour 13 % des surfaces continentales, et à moins de 4 m pour 22 % d'entre elles [Brauer *et al.*, 2014a]. 20 à 40 % de la surface du bassin de l'Amazonie présentent une nappe de profondeur inférieure à 2 m [Miguez-Macho et Fan, 2012].

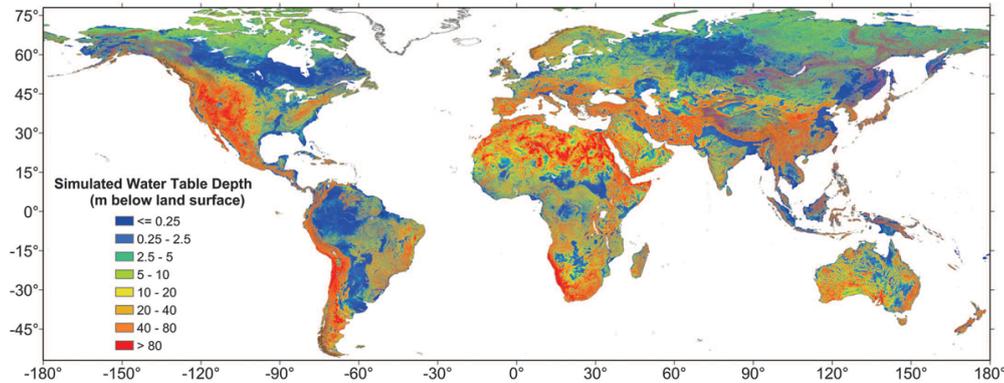


Fig. 1.13 – Profondeurs de nappe simulées à une résolution de 30 arc-secondes (environ 1 km), dont la simulation a été contrainte par des observations, d'après [Fan *et al.*, 2013].

Au vu de l'ensemble des éléments présentés, il apparaît que la connaissance du fonctionnement hydrologique à l'échelle du bassin versant est importante pour identifier les zones où ce couplage nappe-sol-végétation se met en place et comment ces zones évoluent dans l'espace et le temps.

Rétroaction sur le climat

Suite à l'augmentation des flux d'évapotranspiration dans les zones où les nappes sont proches de la surface du sol, une rétroaction sur le climat est possible.

L'influence de la prise en compte des nappes d'eau souterraines sur le climat modélisé a été montrée à plusieurs reprises. Campoy *et al.* [2013] ont testé l'influence de différentes conditions hydrologiques sur les résultats climatiques à l'échelle de l'Europe. Le modèle utilisé (*Orchidée*, décrit dans la section 3.2 de la partie 2, page 74) simule un ensemble de colonnes de sol de 2 m de profondeur. La simulation de référence utilise une condition à la limite de drainage libre en fond de colonnes. Les autres conditions à la limite testées sont les suivantes : drainage libre réduit (à 10 % et à 1 % de sa valeur de référence), fond imperméable et présence d'une nappe de profondeur constante (à 1,3 m et à 50 cm de profondeur). Les résultats pour toutes ces configurations supplémentaires indiquent une augmentation de la teneur en eau dans la colonne de sol, par rapport au cas de référence, ainsi qu'une augmentation des flux d'évapotranspiration. En conséquence, différents paramètres atmosphériques sont également impactés : augmentation de l'humidité de l'air, baisse de la température de l'air et augmentation des précipitations. Dans le cas où la nappe est imposée à 1,3 m de profondeur, les précipitations journalières moyennes en Europe sur la période juillet-août sont supérieures de plusieurs millimètres (jusqu'à 6 mm par jour en moyenne) à celles obtenues avec la simulation de référence (figure 1.14).

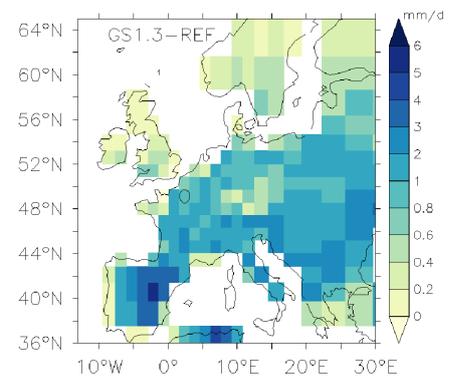


Fig. 1.14 – Différences des précipitations journalières moyennes simulées sur la période juillet-août (2002-2009) entre la simulation avec une nappe imposée à 1,3 m de profondeur et celle avec drainage libre, d'après [Campoy *et al.*, 2013].

Une étude similaire a été réalisée par Leung *et al.* [2011] à l'échelle des États-Unis. Ils ont également comparé l'influence de deux paramétrisations du drainage d'un modèle de colonne (modèle *VIC*) sur les précipitations simulées. La simulation de référence calcule le drainage selon une relation dépendant de la teneur en eau dans la dernière couche [Liang *et al.*, 1994]. La seconde simulation représente explicitement la zone saturée et la dynamique de la nappe [Liang *et al.*, 2003]. La comparaison des résultats sur la période estivale indique une différence sur les précipitations simulées qui peut atteindre 1 mm/jour en moyenne. Le signe de cette différence n'est pas uniforme. Dans certaines régions, le taux de précipitation journalier moyen est supérieur lorsque la dynamique de la nappe est explicitement représentée, tandis que dans d'autres régions, il est inférieur.

Les études de York *et al.* [2002]; Anyah *et al.* [2008]; Yuan *et al.* [2008]; Jiang *et al.* [2009]; Lo et Famiglietti [2011]; Lin *et al.* [2015] sont comparables et illustrent également l'impact des nappes sur le climat.

1.5 Synthèse

Au vu des différents éléments présentés, il apparaît distinctement que la représentation des nappes de faible profondeur revêt une importance particulière pour représenter de manière appropriée les interactions sol-végétation-atmosphère dans un contexte de modélisation climatique. Il a également été mis en évidence que l'échelle d'intérêt pour le couplage nappe-évapotranspiration est celle du bassin versant.

Dans un contexte de modélisation climatique à grande échelle, les modèles concernés pour la prise en compte des nappes de faible profondeur sont les modèles de surfaces continentales (LSM). Ils ont en effet pour objectif de représenter les liens entre les différents processus hydrologiques existants à l'interface entre le sol et l'atmosphère, donc au cœur du continuum sol-végétation-atmosphère. La majorité des processus mis en jeu dans ce continuum agissent essentiellement de manière verticale, comme l'infiltration des précipitations, l'évaporation et la transpiration. Pour cette raison, ces modèles ne simulent les flux d'eau que pour une colonne de sol, soit en 1 dimension verticale. Ainsi, par construction, ils négligent les flux d'eau latéraux [Chen *et al.*, 2015]. Ces modèles ne sont donc pas capables de prendre en compte explicitement une potentielle nappe de faible profondeur qui s'écoule des points hauts du bassin versant vers le réseau hydrographique.

L'objectif de ce travail de thèse est donc de mettre au point un modèle qui permette d'inclure la **représentation des nappes de faible profondeur** de sorte à modéliser le continuum nappe-sol-végétation-atmosphère dans sa totalité, en se focalisant sur les écoulements souterrains à **l'échelle du bassin versant**. Une revue bibliographique des différents types de modèles hydrologiques existants est présentée dans les prochains chapitres. L'objectif est de s'inspirer des modèles existants et d'identifier leurs atouts et leurs limites.

Chapitre 2

Modèles conceptuels

2.1 Présentation

Les modèles conceptuels sont basés sur une représentation simplifiée des processus physiques. On les qualifie de modèles à zéro dimension, en opposition aux modèles résolvant les processus physiques en trois dimensions (chapitre 3) ou en deux et une dimension (versants et colonnes respectivement) (chapitre 4). Ces modèles sont construits sur des équations déconnectées de celles caractérisant les processus physiques à l'échelle locale, c'est-à-dire à l'échelle de la parcelle. Ils se basent sur les connaissances physiques des processus hydrologiques pertinents à l'échelle du bassin versant. Ces modèles sont construits sur le fonctionnement général du bassin versant et ils considèrent ce dernier comme une entité globale. Ils résolvent le bilan d'eau global du bassin versant sans rentrer dans les détails de la variabilité spatiale des processus. Dans certains cas, les modèles conceptuels sont basés sur une subdivision en sous-bassins ou en mailles (modèles dits semi-distribués ou distribués), l'entité globale étant alors à une échelle inférieure à celle du bassin versant. Le concept reste néanmoins inchangé.

Historiquement, la simplification des équations physiques était nécessaire, les moyens numériques ne permettant pas de résoudre les équations complexes de la physique. Malgré l'augmentation de la puissance de calculs depuis les premiers modèles, ces modèles conceptuels conservent différents avantages, comme leur structure simple et générale, et, souvent, leur faible nombre de paramètres à caler. Ils sont ainsi particulièrement opérationnels et rapides à mettre en œuvre et à utiliser.

Les modèles hydrologiques conceptuels appliqués à l'échelle du bassin versant sont qualifiés de modèles « Pluie-Débit » (*rainfall-runoff*, en anglais). Ils sont conçus comme une série de réservoirs qui se remplissent et se vident selon différentes lois. Ils permettent ainsi de transformer le signal pluviométrique en débit à l'exutoire. Ces réservoirs conceptualisent deux composantes de la relation pluie-débit :

- la *production*, c'est-à-dire le bilan d'eau du bassin versant : les variations de quantité d'eau stockée sont calculées en tenant compte des flux d'eau entrants et sortants à l'échelle globale du bassin versant (précipitations, évapotranspiration, contribution des écoulements souterrains et des écoulements de surface à la rivière, terme de fuite ou source extérieure si nécessaire) ;
- le *routage*, qui représente les temps de transferts des écoulements en rivière, entre les différents points du réseau hydrographique et l'exutoire.

Les valeurs des paramètres de ces modèles à réservoirs ne peuvent être déterminées a priori, car aucune relation n'est établie avec les caractéristiques du bassin versant étudié (topographique, géologique ...). Les paramètres doivent donc faire l'objet d'une procédure de calage numérique.

2.2 Exemples

Afin d'illustrer ce concept de modèles conceptuels à réservoirs, quelques exemples caractéristiques sont présentés.

GR4J

Le modèle $GR4J^1$, et plus généralement les modèles GR sont des modèles globaux à réservoirs développés à l'IRSTEA² (<http://www.irstea.fr>).

Le modèle GR4J est constitué de deux réservoirs : un réservoir de sol et un réservoir de routage. Il est décrit précisément dans Perrin [2000] et Perrin *et al.* [2003] et est représenté sur la figure 1.15. Le fonctionnement de ce modèle peut être synthétisé par le déroulement des étapes suivantes :

- détermination de la pluie nette et de l'évapotranspiration nette à partir du forçage de pluie et de l'évapotranspiration potentielle ;
- alimentation du réservoir de sol par une fraction de la pluie nette (calculée en fonction du niveau de remplissage du réservoir de sol), prélèvement par évapotranspiration et vidange par percolation au fond du réservoir ;
- addition de la percolation et de la fraction de pluie restante pour constituer l'écoulement, qui est ensuite divisé en deux composantes : un écoulement pseudo-direct routé par un premier hydrogramme et un écoulement plus lent routé par un second hydrogramme qui alimente ensuite le réservoir de routage ;
- vidange du réservoir de routage par une loi de vidange ;
- addition de la vidange du réservoir de routage avec l'écoulement pseudo-direct routé pour former le débit final à l'exutoire du bassin versant.

Un terme d'échanges souterrains permet également de tenir compte des infiltrations profondes ou des échanges d'eau en souterrain. Le bilan d'eau à l'échelle du bassin versant est donc considéré comme ouvert.

Le modèle GR4J ne dépend que de quatre paramètres : la capacité des deux réservoirs (différente pour chacun d'entre eux), le temps de montée des deux hydrogrammes (identique pour les deux) et le coefficient d'échanges souterrains. Les données nécessaires à son utilisation sont également réduites : les pluies moyennes journalières, l'évapotranspiration potentielle journalière et la superficie du bassin versant. Les débits moyens journaliers à l'exutoire sont quant à eux nécessaires pour réaliser la calibration.

TOPMODEL

$TOPMODEL^3$ est un modèle conceptuel largement utilisé par la communauté scientifique. Il a été introduit par Beven et Kirkby [1979] et de nombreuses variantes ont ensuite été proposées [Sivapalan *et al.*, 1987; Famiglietti et Wood, 1991, 1994; Koster *et al.*, 2000; Pellarin *et al.*, 2002; Niu *et al.*, 2005]. Il appartient à la

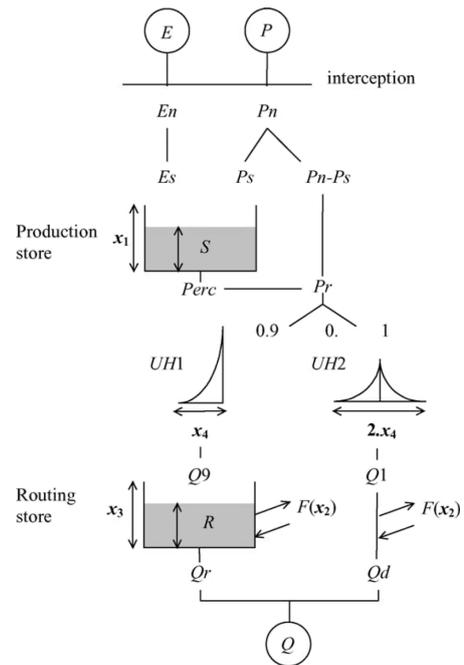


Fig. 1.15 – Représentation schématique du fonctionnement du modèle conceptuel global GR4J, d'après [Perrin *et al.*, 2003].

1. modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier
 2. Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture
 3. TOPography-based hydrological MODEL

catégorie des modèles distribués car il est basé sur une discrétisation du bassin en sous-bassins (figure 1.16). L'objectif est de simplifier l'évolution spatio-temporelle de la teneur en eau du bassin versant en s'appuyant sur le concept de « similarité hydrologique ». L'idée est que le comportement hydrologique en deux points d'un bassin versant est similaire si la configuration topographique et le type de sol sont identiques.

TOPMODEL est construit sur l'hypothèse que le ruissellement provient essentiellement de la saturation du sol, c'est-à-dire que le ruissellement hortonien est négligeable (cf. sous-section 1.1). Ce modèle utilise le concept d'aires contributives à l'écoulement, correspondant aux surfaces saturées (ou zones de suintement) (cf. figure 1.6, page 7). Le débit à l'exutoire d'un sous-bassin est calculé par la somme d'un écoulement rapide dépendant de l'extension des surfaces saturées et d'un écoulement de base provenant du sol par excès de saturation.

Le modèle est divisé en trois réservoirs, représentés sur la figure 1.17 :

- un réservoir d'interception alimenté par les précipitations et se vidant par évaporation. Lorsque sa capacité maximale est atteinte, le volume d'eau restant des précipitations rejoint pour partie le réservoir d'infiltration et pour partie le ruissellement, en fonction de l'aire contributive au ruissellement ;
- un réservoir d'infiltration de proche surface qui se remplit de l'excès du réservoir d'interception et qui se vide par évaporation et par un terme de fuite vers le réservoir de subsurface. Au-delà d'un taux de précipitations limite ou si le réservoir est plein, une partie des précipitations rejoint le ruissellement de surface ;
- un réservoir de subsurface qui caractérise la saturation du sol : un remplissage de zéro indique que le sol du sous-bassin est juste saturé, un remplissage positif signifie un surplus de saturation et un remplissage négatif correspond à un sol non saturé. Ce réservoir se vide par évaporation et par un terme fuite qui contribue à l'écoulement de base. Le terme fuite suit une loi exponentielle dépendant du taux de remplissage du réservoir. Il n'apparaît donc que lorsque le remplissage du réservoir est positif, c'est-à-dire par excès de saturation du sol.

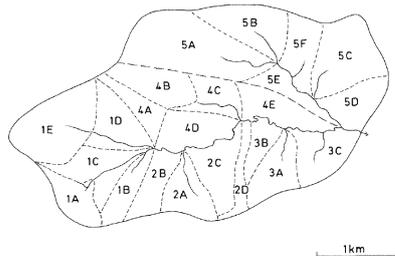


Fig. 1.16 – Décomposition d'un bassin versant en sous-bassins, l'unité de base du modèle TOPMODEL, d'après [Beven et Kirkby, 1979].

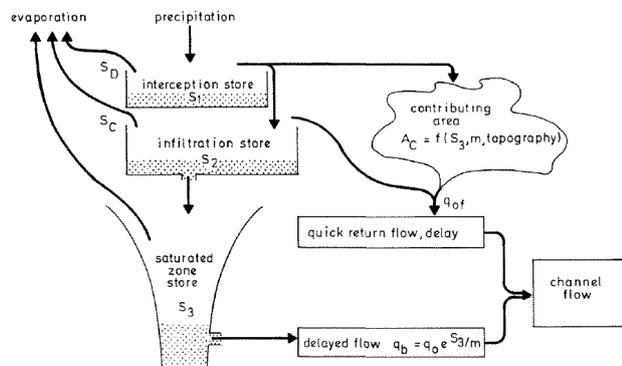


Fig. 1.17 – Représentation schématique du fonctionnement du modèle conceptuel semi-distribué TOPMODEL à l'échelle d'un sous-bassin, d'après [Beven et Kirkby, 1979].

L'aire contributive au ruissellement est calculée en fonction du remplissage du réservoir de subsurface et d'un indice topographique. Cet indice est défini pour chaque maille par l'équation suivante : $\lambda = \ln(\alpha / \tan \beta)$, où α désigne la surface drainée en amont de la maille et β la pente locale de la maille considérée. Cet indice permet d'inclure les caractéristiques topographiques du bassin versant étudié, en particulier en déterminant la superficie du bassin versant associée à chaque valeur rencontrée de l'indice topographique [Beven, 1997].

WALRUS

Le modèle *WALRUS*⁴ est un modèle de type « Pluie-Débit » global proposé récemment pour intégrer l'influence des nappes de faible profondeur dans un modèle à réservoir [Brauer *et al.*, 2014a,b]. Il est en particulier adapté pour des applications aux bassins versants présentant des pentes faibles, donc pour lesquels le couplage entre la zone saturée et la zone non saturée ainsi que l'impact de la nappe sur les flux d'évapotranspiration sont importants.

WALRUS est constitué de trois réservoirs, représentés sur la figure 1.18 : un réservoir sol, un réservoir écoulement rapide et un réservoir eau de surface. Une particularité de ce modèle est la division du réservoir de sol en deux compartiments superposés correspondant à la zone non saturée (en haut du réservoir) et à la zone saturée (en bas du réservoir). La limite entre ces deux compartiments évolue au cours du temps et correspond à la hauteur de la nappe. Le fonctionnement du modèle est globalement le suivant :

- les précipitations sont réparties entre les trois réservoirs ;
- les réservoirs de sol et d'eau de surface se vident par évapotranspiration ;
- le compartiment haut du réservoir sol, qui représente la zone non saturée, est caractérisé par un unique paramètre indiquant une saturation moyenne (ou plus précisément, la hauteur d'eau qui serait nécessaire pour saturer le compartiment) ;
- le compartiment bas du réservoir sol évolue en fonction de l'évolution du compartiment haut (couplage zone saturée - zone non saturée), d'un terme fuite de drainage et de l'infiltration à partir du réservoir eau de surface ;
- le réservoir d'écoulement rapide représente les écoulements dans les macroporosités, le ruissellement et les accumulations d'eau locales ; il se vide vers le réservoir d'eau de surface ;
- le débit à l'exutoire est calculé en fonction du niveau d'eau dans le réservoir d'eau de surface.

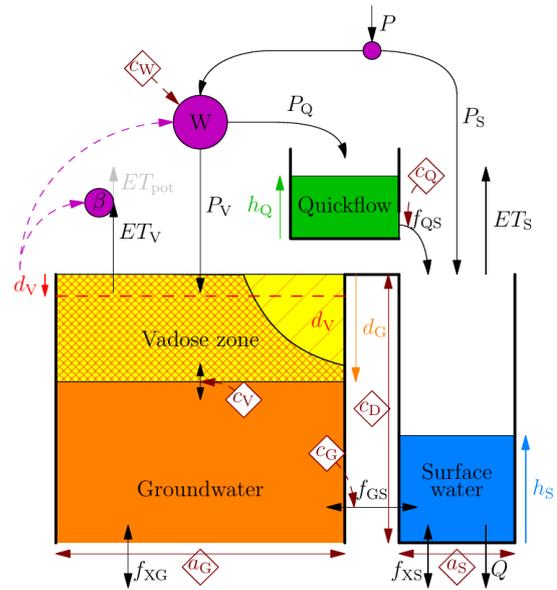


Fig. 1.18 – Représentation schématique du fonctionnement du modèle conceptuel global WALRUS, d'après [Brauer *et al.*, 2014a].

Dans ce modèle, l'évapotranspiration est calculée en fonction du taux potentiel et du paramètre de saturation du compartiment représentant la zone non saturée. La relation utilisée est basée sur deux paramètres qui nécessitent soit une calibration, soit une étude de données appliquée au bassin versant étudié [Brauer *et al.*, 2014a].

2.3 Bilan

Ces modèles ont prouvé leur fiabilité dans de nombreux cas, comme en atteste l'étude réalisée par Perrin *et al.* [2001] où 19 modèles conceptuels (dont un modèle de la famille GR et TOPMODEL) ont été appliqués à 429 bassins versants. Dans le contexte de cette thèse, les modèles conceptuels à réservoirs présentent néanmoins plusieurs limites.

En premier lieu, ils se concentrent sur la représentation du comportement hydrologique final, en mettant l'accent sur la réponse à l'exutoire. Cette vision globale n'est pas adaptée à une estimation précise de l'évapotranspiration. En effet, la variabilité spatiale de l'évapotranspiration est difficile à prendre en compte,

4. WAgeningen Lowland RUnoff Simulator

bien qu'un raisonnement autour de la similarité hydrologique puisse apporter des considérations intéressantes (en se basant par exemple sur la relation évapotranspiration / profondeur de nappe mise en évidence dans la sous-section 1.4, figure 1.12, page 12).

De plus, la prise d'eau racinaire dépend du profil vertical de teneur en eau dans la zone racinaire et du profil racinaire. L'impact du profil racinaire sur les flux d'évapotranspiration modélisés a été mis en évidence par de Rosnay et Polcher [1998] et par Davison *et al.* [2015]. Un modèle basé sur des réservoirs de sol ne permet pas de prendre compte cette intersection profil vertical de teneur en eau / profil racinaire. WALRUS propose une paramétrisation permettant d'inclure le couplage entre les flux d'évapotranspiration et une nappe de faible profondeur. Toutefois, il a été calibré et validé sur le débit à l'exutoire. La description de la variabilité spatiale de l'impact de la nappe sur les flux d'évapotranspiration n'est pas l'objet de ce modèle.

Enfin, une particularité commune à l'ensemble de ces modèles vient des paramètres utilisés. Ces derniers ne peuvent être déterminés que par calibration car leur interprétation physique est difficile. Aucun lien avec les caractéristiques topographiques, le type de sol ou de végétation n'est établi. Dans un contexte où le système modélisé peut être amené à évoluer (changement dans le forçage climatique, évolution de l'activité anthropique, évolution de la végétation en présence . . .), il est indispensable de travailler avec des paramètres physiques dont la signification est bien comprise. Ces modèles sont donc peu adaptés à des études de prédiction à long terme ou à des études visant à quantifier l'impact de différents changements.

Chapitre 3

Modèles tridimensionnels à base physique

3.1 Présentation

Les modèles hydrologiques à base physique sont construits à partir des équations fondamentales de l'hydrologie de subsurface pour une application initialement à l'échelle du bassin versant. Les équations utilisées permettent de décrire les écoulements souterrains et leur évolution spatio-temporelle (équations de Richards et de Darcy). Elles sont décrites et détaillées dans le chapitre 1 de la partie 2 (page 39).

Ces modèles résolvent les équations d'écoulement sur l'ensemble du domaine étudié à haute résolution spatiale et temporelle. En conséquence, ils simulent précisément la variation spatiale de la teneur en eau (en trois dimensions) ainsi que son évolution temporelle.

À l'origine, ces modèles représentaient uniquement les écoulements souterrains et de subsurface et ne s'intéressaient pas ou de manière très simplifiée au continuum sol-végétation-atmosphère. Désormais, certains modèles hydrologiques distribués à base physique sont couplés avec un modèle de surface continentale (LSM). D'autres incluent en interne la représentation des flux d'évapotranspiration et le calcul de variables atmosphériques.

3.2 Exemples

Différents modèles existent et sont utilisés par la communauté scientifique, comme par exemple HydroGéoSphère, ParFlow, Cathy, OpenGeoSys, PAWS, PIHM ou tRIBS-VEGGIE. Seuls les deux premiers sont brièvement présentés ici : HydroGéoSphère car il a été utilisé au cours de cette thèse et ParFlow car il s'agit du code de référence utilisé pour simuler le bassin versant du Little Washita, utilisé également dans le cadre de ce travail.

HydroGéoSphère

HydroGéoSphère (HGS) (<http://www.aquanty.com/hydrogeosphere/>) est un modèle hydrologique tridimensionnel qui simule de manière intégrée les écoulements souterrains et de surface. Il a été développé à l'Université Laval à Québec et à l'Université de Waterloo [Aquanty Inc, 2013]. Il modélise en particulier les processus suivants, en se basant sur une représentation physique : ruissellement de surface, écoulements en rivière, évaporation, transpiration, interception et pertes par interception, infiltration et écoulements souterrains en zone saturée et non saturée. La génération et l'évolution des rivières, lacs et zones humides

sont donc gérées en interne du modèle. Le maillage est tri-dimensionnel et il distingue plusieurs catégories de nœuds : les nœuds de surface (représentés par des triangles rouges sur la figure 1.19), les nœuds du sol (représentés par des cercles jaunes) et les nœuds appartenant à des éléments unidimensionnels, comme des drains, des canalisations ou des puits (représentés par des carrés bleus).

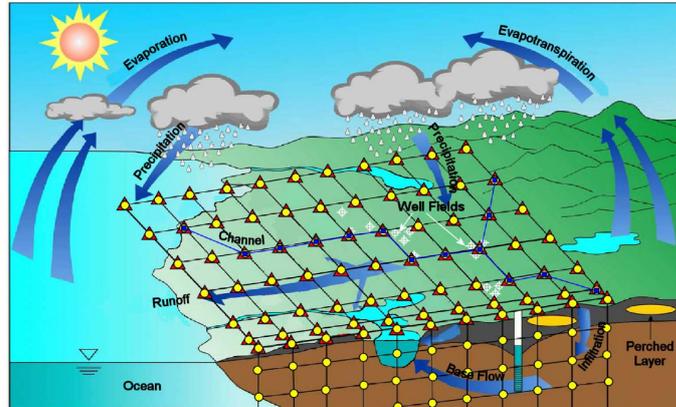


Fig. 1.19 – Cycle de l’eau modélisé et maillage utilisé par HydroGéoSphère, d’après [Aquanty Inc, 2013].

Dans HydroGéoSphère, les flux d’évapotranspiration peuvent être calculés selon deux méthodes :

1. en prescrivant directement le signal d’évapotranspiration potentielle ;
2. en calculant le bilan d’énergie en surface à partir de données atmosphériques, l’évapotranspiration potentielle étant alors calculée en interne [Li *et al.*, 2008].

Dans le premier cas, les seules données de forçage nécessaires au modèle sont les précipitations et l’évapotranspiration potentielle. Pour la seconde méthode, les données de forçage sont les précipitations, le rayonnement solaire (grandes et petites longueurs d’onde), la vitesse du vent, et ainsi que la température, l’humidité et la pression de l’air.

HydroGéoSphère a fait l’objet de nombreux tests de validation [Aquanty Inc, 2013] et a été utilisé à de nombreuses reprises et dans différents contextes [Li *et al.*, 2008; Goderniaux *et al.*, 2009; Sciuto et Diekkrueger, 2010; De Schepper *et al.*, 2015]. Davison *et al.* [2015] a récemment couplé HydroGéoSphère avec un modèle atmosphérique (ABL), permettant ainsi de modéliser l’impact du profil racinaire sur l’évapotranspiration et sur la température de l’air.

Le modèle HydroGéoSphère est décrit plus en détails dans la partie 4.

ParFlow - CLM

ParFlow (https://computation.llnl.gov/casc/parflow/parflow_home.html) est également un modèle hydrologique tri-dimensionnel à base physique [Ashby et Falgout, 1996]. Il simule globalement les mêmes processus qu’HydroGéoSphère, mais les formulations des équations ainsi que les schémas numériques de résolution peuvent être différents.

Il a été couplé avec le modèle de surface continentale CLM [Maxwell et Miller, 2005] (figure 1.20) et avec le modèle atmosphérique ARPS [Maxwell *et al.*, 2007]. Il est largement utilisé par la communauté scientifique, comme en témoigne le nombre élevé de publications y faisant référence [Kollet et Maxwell, 2008; Rihani *et al.*, 2010; Condon *et al.*, 2013; Ajami *et al.*, 2014; Srivastava *et al.*, 2014; Ferguson *et al.*, 2016].

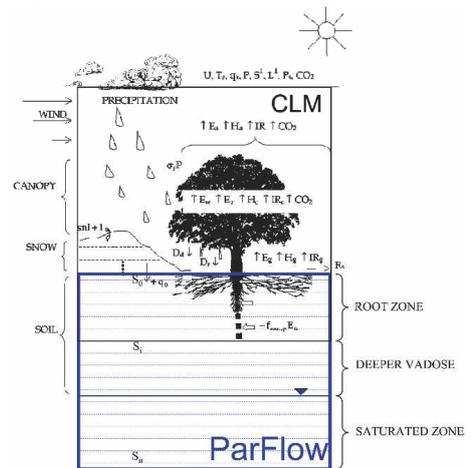


Fig. 1.20 – Représentation du couplage ParFlow-CLM, d’après [Maxwell et Miller, 2005].

Intercomparaison

Afin d'évaluer l'impact des différents choix réalisés par les modèles sur les résultats (équations utilisées, schémas numériques de résolution et hypothèses simplificatrices lors de la résolution des équations), plusieurs modèles hydrologiques tri-dimensionnels à base physique, dont HydroGéoSphère et ParFlow, ont fait l'objet d'une étude d'intercomparaison [Maxwell *et al.*, 2014]. Les cas tests simples conduisent à des résultats comparables entre les différents modèles. En revanche, dès lors que le cas test présente des hétérogénéités (sur le type de sol) ou une dynamique de nappe complexe, les réponses des modèles montrent des différences. Cet exercice d'intercomparaison révèle cependant que ces différences sont quantitatives et que les modèles réagissent de manière similaire. Les résultats sont donc qualitativement proches.

Une seconde étude d'intercomparaison a été menée récemment sur un cas réel, et non plus sur des cas tests académiques [Koch *et al.*, 2016]. Les résultats en terme de débit à l'exutoire et de bilan d'eau sont comparables entre les trois modèles testés. En revanche, la prédiction de la teneur en eau présente des divergences.

3.3 Bilan

Grâce à la résolution des équations d'écoulement et d'évapotranspiration en trois dimensions à haute résolution spatiale et temporelle, les modèles tridimensionnels à base physique permettent de simuler précisément l'interaction entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Leur utilisation d'équations et de paramètres à base physique permet de mener des études prospectives en faisant varier les paramètres physiques.

En revanche, leur mise en œuvre est longue et difficile. En effet, en contrepartie de la haute résolution spatiale et temporelle et au regard de la forte non-linéarité des processus physiques modélisés, la résolution des équations est coûteuse en temps de calculs. La collecte puis la préparation d'une quantité importante de données de terrain sont également inévitables lors de l'utilisation de ce type de modèle. Enfin, il est généralement nécessaire de calibrer les nombreux paramètres du modèle, beaucoup d'entre eux étant difficiles, voire impossibles, à mesurer directement sur le terrain. Une difficulté supplémentaire provient du fait que les données mesurées sont en général des données ponctuelles, qui ne sont donc pas nécessairement représentatives à l'échelle du domaine étudié.

Grâce à l'augmentation continue des puissances de calcul disponibles et au développement du calcul parallèle, les domaines d'application de ces modèles dépassent aujourd'hui l'échelle initiale du bassin versant [Kollet *et al.*, 2010]. Maxwell *et al.* [2015] ont récemment appliqué le modèle ParFlow-CLM à l'échelle des États-Unis, soit une superficie d'environ $6,3 \times 10^6$ km², sur une profondeur de 102 m. Il est à noter cependant que la résolution verticale n'est que de cinq couches dont les épaisseurs respectives sont, en commençant par le haut du domaine, de 10 cm, 30 cm, 60 cm, 1 m puis 100 m. Cette résolution verticale est insuffisante pour décrire précisément l'impact du profil vertical de teneur en eau sur la prise d'eau racinaire. de Rosnay *et al.* [2000] ont en effet montré l'impact de la résolution verticale sur les flux d'évapotranspiration calculés, concluant qu'une résolution fine dans la zone racinaire est importante.

En résumé, ces modèles sont particulièrement adaptés pour des études régionales où les hétérogénéités spatiales (topographie, type de sol, de végétation) peuvent jouer un rôle important sur les processus et où les écoulements doivent être décrits précisément dans l'espace et dans le temps [Fatichi *et al.*, 2016]. Ils le sont moins pour des études à l'échelle globale où une compréhension plus générale des interactions sol-végétation-atmosphère est nécessaire pour limiter à la fois les temps de calculs et la quantité de paramètres.

Chapitre 4

Modèles à base physique, à dimensionnalité réduite

4.1 Réduction de la dimensionnalité des modèles : motivations

En raison des difficultés rencontrées lors de la mise en œuvre des modèles hydrologiques distribués à base physique, de nombreux auteurs recommandent et proposent de développer des modèles de forme simplifiée et dont le nombre de paramètres est réduit [Troch *et al.*, 2003; Kirchner, 2006; Carrillo *et al.*, 2011]. L'objectif est de pouvoir réaliser des études rapides tout en conservant une qualité convenable des résultats au regard des objectifs visés. En effet, en simplifiant les modèles, il est possible de simuler plus rapidement un domaine spatio-temporel donné. Cela permet alors d'adopter une résolution plus fine et/ou de réaliser des simulations sur un domaine d'étude plus large. Il a été montré que les modèles simples peuvent conduire à des résultats de qualité similaire à ceux obtenus avec les modèles les plus complexes, malgré les approximations et les simplifications réalisées. Les modèles conceptuels décrits dans le chapitre 2 en sont un exemple [Perrin *et al.*, 2001]. Sloan et Moore [1984] ont également comparé cinq modèles d'écoulements souterrains de complexité variable et ils ont montré que chacun d'entre eux produit des résultats de qualité équivalente en comparaison aux observations de terrain.

Une possibilité pour simplifier les modèles tout en conservant une base physique des processus consiste à réduire la dimensionnalité à laquelle sont résolues les équations. La question sous-jacente, telle que formulée par Duffy [1996], est alors de savoir si il est possible de réduire la dimensionnalité des modèles à base physique de sorte que le comportement physique général soit préservé. Deux voies sont essentiellement explorées :

- réduction des modèles à l'échelle du versant (2D) ;
- réduction des modèles à l'échelle de la colonne verticale (1D).

Ces deux choix sont reliés à l'étude préalable des processus hydrologiques mis en jeu, puis à la détermination de ceux qui sont importants à conserver vis-à-vis de l'objectif visé par le modèle. Sont alors identifiées les directions principales selon lesquelles les processus retenus interviennent et les directions selon lesquelles ils sont négligeables. Les directions principales forment un nouveau repère pour construire un modèle de dimensionnalité réduite.

Les deux principales voies de réduction de la dimensionnalité des modèles hydrologiques à base physique sont explorés respectivement dans les deux sections suivantes.

4.2 Modèles à l'échelle du versant (2D)

L'échelle du versant est reconnue comme une unité hydrologique fondamentale [Salvucci et Entekhabi, 1995; Carrillo *et al.*, 2011; Miguez-Macho et Fan, 2012; Hazenberg *et al.*, 2015b]. L'idée sous-jacente est que les lignes de courant d'un bassin versant agissent comme des limites imperméables [Bear, 1972; Fan et Bras, 1998]. En étudiant les écoulements dans un repère suivant ces lignes d'écoulements, les écoulements deviennent bidimensionnels.

Plusieurs modèles ont été développés en se basant sur l'unité hydrologique du versant. Quelques-uns sont présentés ici.

4.2.1 L'équation de Boussinesq

L'équation de Boussinesq [Bear, 1972] est basée sur une simplification des écoulements tridimensionnels en écoulements bidimensionnels. Elle s'applique à un versant, c'est-à-dire à un plan vertical, dans un contexte d'un aquifère à nappe libre, homogène et isotrope. Elle permet de modéliser de manière simple et approchée l'évolution temporelle du toit d'une nappe. Elle est construite à partir de l'approximation de Dupuit, combinée au principe fondamental de conservation de la matière et à l'équation de la vitesse de Darcy. L'approximation de Dupuit se base sur l'hypothèse que l'angle formé par le toit de la nappe est faible et que l'écoulement est principalement parallèle à la limite de la couche imperméable sous-jacente. On montre que, sous ces hypothèses, le flux d'eau est proportionnel à la hauteur de la nappe. Ainsi, pour un aquifère isotrope, homogène et à fond incliné d'un angle i , l'équation de Boussinesq est une équation différentielle en $h_w(x, t)$, la hauteur du toit de la nappe à l'abscisse x :

$$w_e \frac{\partial h_w}{\partial t} = K_{\text{sat}} \left(\cos i \frac{\partial}{\partial x} \left(h_w \frac{\partial h_w}{\partial x} \right) + \sin i \frac{\partial h_w}{\partial x} \right) \quad (1.2)$$

avec w_e la porosité efficace et K_{sat} la conductivité hydraulique. La porosité efficace correspond au rapport entre le volume d'eau mobilisable par gravité et le volume total d'eau.

Cette équation présente de nombreux avantages comme sa simplicité et son faible nombre de paramètres. Elle est de plus basée sur des équations physiques générales, et non sur des équations empiriques. En revanche, elle ne permet pas de prendre en compte les hétérogénéités de topographie ou de type de sol. L'utilisation de cette équation est très répandue et on la retrouve donc dans de nombreuses publications [Hogarth *et al.*, 2014; Melsen *et al.*, 2014; Pikul *et al.*, 1974; Sloan et Moore, 1984; Troch *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2014].

4.2.2 Le modèle HsB

Pour tenir compte du fait que les versants ne sont pas systématiquement de largeur constante (figure 1.21), Troch *et al.* [2003] ont proposé une adaptation de l'équation de Boussinesq (éq. (1.2)). Une fonction de largeur de versant $W(x)$ évoluant le long du versant est ajoutée (figure 1.22). La nouvelle formulation s'exprime en terme de quantité d'eau stockée S_{eau} , et non plus en fonction de la hauteur de nappe h_w :

$$S_{\text{eau}}(x, t) = w_e h_w(x, t) W(x)$$

L'équation de Boussinesq reformulée est la suivante :

$$\omega_e \frac{\partial S_{\text{eau}}}{\partial t} = K_{\text{sat}} \frac{\cos i}{\omega_e} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{S_{\text{eau}}}{W} \left(\frac{\partial S_{\text{eau}}}{\partial x} - \frac{S_{\text{eau}}}{W} \frac{\partial W}{\partial x} \right) \right] + K_{\text{sat}} \sin i \frac{\partial S_{\text{eau}}}{\partial x} \quad (1.3)$$

La nouvelle équation ainsi obtenue, nommée *Hillslope-storage Boussinesq* (HsB), permet de tenir compte du caractère convergent et/ou divergent du versant (figure 1.21). Cette équation a été comparée à l'équation de Richards, l'équation physique de référence en 3D (cf. chapitre 1 de la partie 2, équation (2.10)) et a

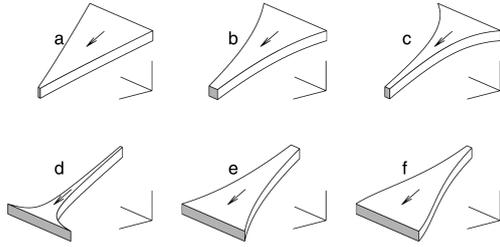


Fig. 1.21 – Vue tri-dimensionnelle de trois versants convergents et de trois versants divergents, d'après Troch *et al.* [2003].

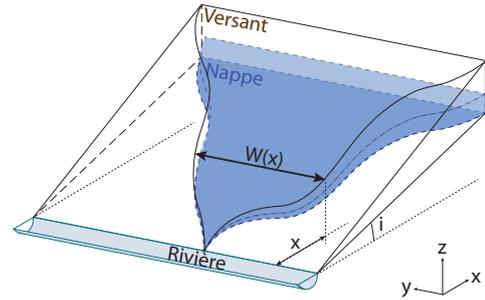


Fig. 1.22 – Schéma d'un versant convergent sus-jacent à un substratum rocheux incliné, et illustration de la variable $W(x)$.

montré de bons résultats vis-à-vis de la simplification réalisée [Paniconi *et al.*, 2003]. Les profils de nappe sont similaires entre les deux modèles, mais on peut noter que la dynamique diffère légèrement. Le modèle HsB conduit à une décroissance plus rapide du niveau de la nappe que l'équation de Richards. Ces différences proviennent essentiellement de l'absence de prise en compte de la zone non saturée dans l'équation de Boussinesq.

L'équation HsB a ensuite fait l'objet de nombreuses études et propositions d'améliorations [Matonse et Kroll, 2009; Carrillo *et al.*, 2011; Broda *et al.*, 2012; Matonse et Kroll, 2013]. Par exemple, les travaux de Hilberts *et al.* [2004] ont permis d'inclure la courbure du versant (convexe ou concave en se déplaçant de l'amont vers l'aval). Le modèle HsB a également été couplé à l'équation de Richards selon la direction verticale pour tenir compte des temps de transferts dans la zone non saturée [Hilberts *et al.*, 2007]. Hazenberg *et al.* [2015b] ont poursuivi cette démarche en proposant un modèle couplant un modèle de colonne verticale 1D avec le modèle HsB et un modèle de ruissellement (modèle h3D, *hybrid-3-d hillslope hydrological model*) (figure 1.23). Le modèle résout l'équation de Richards pour une colonne verticale et l'équation HsB selon une discrétisation latérale d'un versant. Les deux modèles sont couplés en imposant :

- un terme puits dans la colonne, qui est calculé en fonction du flux d'eau latéral dans le versant, ce dernier étant dérivé de la solution de l'équation HsB ;
- un terme de recharge ajouté à l'équation HsB, dépendant de la hauteur de la zone saturée dans la colonne.

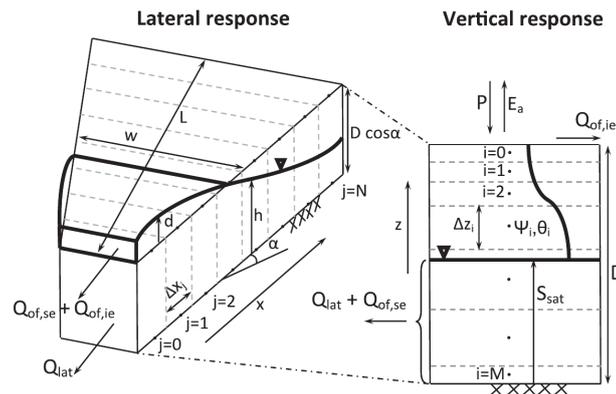


Fig. 1.23 – Représentation du modèle h3D couplant la résolution de l'équation HsB (réponse latérale) avec la résolution de l'équation de Richards dans une colonne (réponse verticale), d'après [Hazenberg *et al.*, 2015b].

Afin de prendre en compte les variations latérales des différents flux, le modèle h3D peut simuler plusieurs colonnes verticales (figure 1.24). Ce modèle a été comparé à un modèle résolvant l'équation de Richards

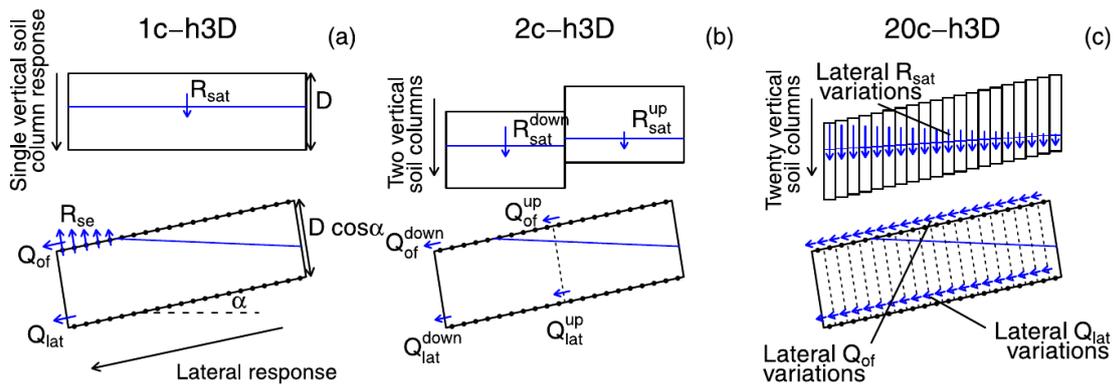


Fig. 1.24 – Utilisation du modèle h3D avec une colonne (a), deux colonnes (b) ou 20 colonnes (c), d'après [Hazenberget al., 2015b].

en 3D et à un modèle de surface continentale (c'est-à-dire une colonne de sol). Les résultats du modèle de Hazenberget al. [2015b] présentent une bonne correspondance avec la résolution de l'équation de Richards, la qualité s'améliorant à mesure que le nombre de colonnes simulées augmente. Il a ensuite été appliqué aux expérimentations réalisées sur des versants artificiels construits en Arizona, aux États-Unis (*LEO*, Landscape Evolution Observatory). Les résultats obtenus sont particulièrement convaincants [Hazenberget al., 2016].

L'échelle d'application visée pour le modèle h3D est celle des grandes échelles (continentale et globale). La représentation simplifiée en versant ne permet pas de tenir compte des hétérogénéités observées aux petites échelles mais elle conserve les processus hydrologiques dominants pertinents pour les grandes échelles [Hazenberget al., 2015b]. Les premiers travaux de comparaison à l'échelle d'un bassin versant ont récemment été présentés [Hazenberget al., 2015a].

On peut noter que les travaux de P. Hazenberget al. se placent dans le même contexte que cette thèse, à savoir incorporer dans les modèles de surface continentale (LSM) la dynamique des nappes, tout en gardant une certaine efficacité numérique. L'ensemble de ces travaux ont été publiés au cours de cette thèse et constituent une autre proposition que celle présentée dans la suite de ce manuscrit. Ces travaux récents soulignent l'importance accordée à cette problématique et la réalité du besoin de prise en compte des nappes souterraines dans les LSM.

4.2.3 Décomposition d'un bassin versant en versants

La question de la représentation d'un bassin versant à partir de seulement quelques unités hydrologiques a été soulevée à plusieurs reprises dans la littérature et différentes méthodologies ont été proposées. Flügel [1995] a introduit le concept d'« unités de réponse hydrologique » (HRUs, *Hydrologic Response Units*) et les a définies de la manière suivante : les HRUs sont des entités présentant un climat, une utilisation des sols, une topographie, un type de sol et une géologie comparables. L'hypothèse sous-jacente est que la variabilité de la dynamique des processus hydrologiques est plus faible au sein d'un HRU qu'entre deux HRUs. Wood et al. [1988] a défini de manière similaire la notion d'« aire élémentaire représentative » (REA, *Representative Elementary Area*). La décomposition du bassin versant est basée sur la topographie, le type de sol et la variabilité des précipitations. Ces notions de HRU et REA visent à étudier les processus hydrologiques à une échelle supérieure à celle des hétérogénéités locales observées sur un bassin versant. Ces notions sont équivalentes à celle du « volume élémentaire représentatif » (REV, *Representative Elementary Volume*) définie pour les milieux poreux [Bear, 1972].

Une autre possibilité pour simplifier la structure d'un bassin versant (écoulements tridimensionnels) est la décomposition en versants (écoulements bidimensionnels). L'idée est que les lignes de courant d'un bassin versant agissent comme des limites imperméables [Bear, 1972; Fan et Bras, 1998]. En étudiant les

écoulements dans un repère suivant ces lignes d'écoulements, les écoulements deviennent bidimensionnels. Dans ce cadre, Fan et Bras [1998] ont présenté une méthodologie pour définir ces versants à partir de la topographie (figure 1.25). Trois catégories de versants en ressortent : les versants convergents, divergents et uniformes, à l'image de ce qui a été proposé par Troch *et al.* [2003] pour généraliser l'équation de Boussinesq.

Par exemple, Khan *et al.* [2014] ont proposé une décomposition en versants équivalents (figure 1.26). Ces derniers sont déterminés à partir de la décomposition d'un bassin versant en multiples versants uniformément espacés (figure 1.26(b)). Ces différents versants couvrant l'ensemble du bassin versant sont ensuite regroupés en tenant compte de différentes caractéristiques, dont les variations de type de sol. Les caractéristiques topographiques des versants équivalents sont obtenues en moyennant celles de l'ensemble des versants représentés.

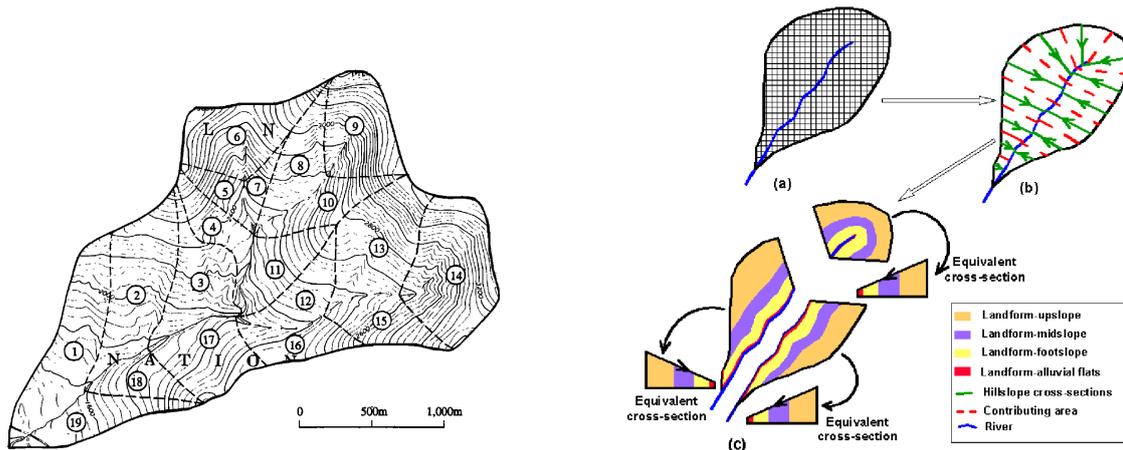


Fig. 1.25 – Décomposition d'un bassin versant en larges versants à partir des lignes de courant déduites de la topographie, d'après [Fan et Bras, 1998]. On distingue les trois catégories de versants : le versant 8 est divergent, le versant 9 est convergent et le versant 10 est uniforme.

Fig. 1.26 – Schéma explicatif de l'approche par versants équivalents, d'après [Khan *et al.*, 2014] : (a) maillage d'un bassin versant tel qu'utilisé pour les modélisations 3D, (b) division d'un bassin versant en un ensemble de versants espacés uniformément, (c) définition des trois versants équivalents.

4.2.4 Bilan

Les modèles basés sur une simplification des écoulements tridimensionnels à l'échelle du bassin versant en écoulements bidimensionnels visent à reproduire essentiellement les écoulements latéraux pour estimer ensuite l'hydrogramme. L'importance est donnée à la position de la limite entre la zone saturée et la zone non saturée et à son évolution spatio-temporelle dans un versant. À l'exception du modèle proposé par [Hazenberget *et al.*, 2015b], ils ne simulent pas les profils de teneur en eau le long de la zone racinaire, qui sont pourtant, comme cela a été discuté précédemment, l'élément clé pour un calcul précis des flux d'évapotranspiration.

4.3 Modèles de colonnes (1D)

Pour calculer précisément les flux d'évapotranspiration, il est nécessaire de décrire l'évolution spatiale et temporelle du profil vertical de teneur en eau dans la zone racinaire avec une résolution verticale fine [de Rosnay *et al.*, 2000]. Cet objectif est atteint lorsque l'équation des écoulements souterrains est résolue verticalement, donc en particulier dans une colonne de sol. Jusqu'à une profondeur de sol correspondant à la profondeur des racines, les processus hydrologiques agissent essentiellement selon l'axe vertical (infiltration,

écoulements dans la zone non saturée, évaporation, transpiration). Pour cette raison, de nombreux modèles se focalisant sur la représentation de l'interaction sol-végétation-atmosphère sont basés sur la résolution des équations physiques dans une colonne de sol de hauteur fixe, soit un système à 1 dimension. De nombreux LSM sont construits ainsi. On peut citer Orchidée (décrit dans le chapitre 3 de la partie 2, page 74) [Krinner *et al.*, 2005], Noah-MP [Niu *et al.*, 2011], VIC [Liang *et al.*, 1994] et CLM [Dai *et al.*, 2003].

La configuration classique de ces modèles inclut une condition à la limite de drainage libre en bas de colonne. C'est le cas par exemple du modèle Orchidée [de Rosnay *et al.*, 2002], du modèle Noah [Mahrt et Pan, 1984] ou encore du modèle ISBA [Decharme *et al.*, 2011]. Cette condition à la limite est valable pour des nappes dont la profondeur est largement supérieure à celle de la colonne modélisée. En conséquence, elle ne permet pas de représenter les nappes de faible profondeur. Différentes propositions ont néanmoins déjà été formulées pour corriger cette non prise en compte de la zone saturée.

Ainsi, Yeh et Eltahir [2005] ont introduit une fonction de drainage dans un modèle de colonne dans l'objectif de simuler l'aquifère. Cette fonction permet d'améliorer sensiblement les résultats des simulations. La fonction de drainage a été déduite du calage d'une relation entre les mesures de profondeur de la nappe (moyennées sur le bassin versant) et du débit à la rivière. Il s'agit donc d'une fonction spécifique au site étudié et elle ne peut être généralisée facilement aux bassins versants pour lesquels ce type de données n'est pas disponible. En particulier, la mesure de la profondeur de la nappe en plusieurs points d'un bassin versant et à plusieurs instants est relativement rare.

Différentes paramétrisations pour le drainage des colonnes utilisés dans les modèles de surface continentale ont également été proposées. Par exemple, Niu *et al.* [2007] se sont inspirés de l'indice topographique utilisé dans TOPMODEL (cf. section 2.2) pour la fonction de drainage (figure 1.27). Cette fonction vide la zone saturée de la colonne en suivant une loi exponentielle dépendant de la profondeur de la nappe et d'un facteur devant être déterminé par calibration.

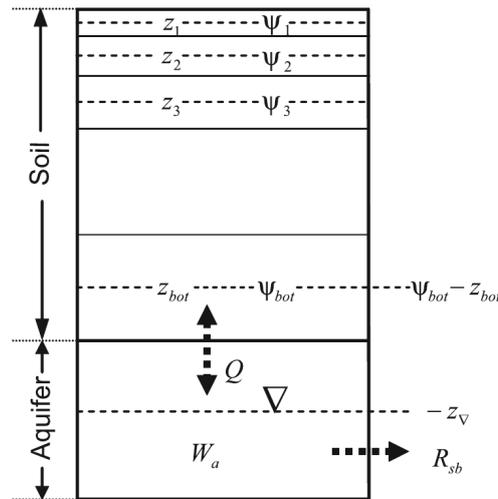


Fig. 1.27 – Schéma du modèle de colonne Noah-MP associé à la représentation d'un aquifère, d'après [Niu *et al.*, 2007].

Toutefois, la paramétrisation proposée est déconnectée des écoulements souterrains opérant à l'échelle du bassin versant. Elle a été testée directement sur des simulations à l'échelle globale. C'est donc l'estimation de la profondeur moyenne de la nappe à l'échelle d'une maille (environ 100 km par 100 km de côté) qui est visée. Or, pour améliorer la prédiction des flux d'évapotranspiration dans ces modèles, il est nécessaire de tenir compte de la variabilité sous-maille des profondeurs de nappe (cf. figures 1.10 et 1.12, pages 11 et 12).

Récemment, Vergnes *et al.* [2014] ont proposé une fonction de drainage basée sur une relation dérivée de l'équation de Richards, c'est-à-dire d'une fonction à base physique. De plus, pour tenir compte de la variabilité sous-maille, la fonction de drainage réellement imposée en fond de colonne mélange le drainage

libre avec la fonction dérivée de l'équation de Richards. Le coefficient de mélange correspond à la fraction de la superficie de la maille dont l'élévation est inférieure à l'élévation de la nappe calculée dans le modèle de colonne. Cette paramétrisation a pour conséquence d'augmenter les flux d'évapotranspiration simulés, résultat qui est attendu lorsque l'on inclut la représentation des nappes de faible profondeur. Ces travaux soulignent une nouvelle fois à quel point la représentation des nappes de faible profondeur dans les modèles de surface continentale est un sujet de recherche actuel et actif.

Chapitre 5

Synthèse

Cette première partie bibliographique a permis d'identifier différents éléments clés :

- l'impact des nappes de faible profondeur est important, d'une part, sur les flux d'évapotranspiration à l'échelle locale et, d'autre part, sur le climat à l'échelle régionale ;
- il est difficile de concilier une modélisation :
 - qui tienne compte de la variabilité des flux d'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant ;
 - capable de prendre en compte explicitement les changements et les évolutions de différents paramètres physiques (forçage climatique, type de végétation, activité anthropique) ;
 - applicable à de grandes échelles spatiales et temporelles.

Au regard de la revue bibliographique proposée parcourant les grandes catégories de modèles existants, il apparaît nécessaire de proposer un modèle spécifique à la problématique posée.

Les modèles à réservoirs sont très efficaces en termes de temps de calculs, de part la simplicité de leur structure et le faible nombre d'équations à résoudre. Ils doivent néanmoins être écartés dans le cadre de ce travail en raison de l'absence de sens physique de leurs paramètres. On ne peut en effet relier les paramètres des modèles conceptuels aux caractéristiques des bassins versants étudiés. Dans un contexte d'évolution du climat, la validité des paramètres établis sur la période actuelle ne peut être garantie pour des simulations prospectives sur les décennies à venir.

Les modèles tri-dimensionnels à base physique permettent, quant à eux, de simuler précisément les interactions nappe-végétation-atmosphère, mais leur domaine d'application reste limité en raison des temps de calculs élevés. Une application à l'échelle globale sur plusieurs décennies reste inenvisageable malgré l'augmentation, actuelle et à venir, des puissances de calculs.

Enfin, les modèles à base physique de dimensionnalité réduite apportent un compromis entre une modélisation à base physique et des temps de calculs réduits. Au commencement de cette thèse, aucun modèle de dimensionnalité réduite ne permettait de modéliser les interactions nappe-végétation-atmosphère dans un contexte de modélisation climatique. Cette approche de réduction de la dimensionnalité correspond à celle utilisée par les modèles de surface continentale : une approche physique selon l'axe vertical sur une profondeur de quelques mètres permettant de décrire l'évolution du profil de teneur en eau dans la zone racinaire. Ces modèles de colonnes verticales ayant montré leur fiabilité dans le cadre des modélisations climatiques, il est proposé de **conserver l'approche par colonnes** et de l'utiliser comme structure de base. Pour incorporer les nappes de faible profondeur, la condition de drainage libre en fond de colonne doit être remplacée par une **fonction de drainage** à établir.

La variabilité de l'interaction entre les nappes de faible profondeur et les flux d'évapotranspiration se manifeste à l'échelle du bassin versant, donc à une échelle inférieure à celle des mailles des modèles de surface continentale, qui est de l'ordre de $100 \times 100 \text{ km}^2$. Par conséquent, il est proposé d'adopter une **démarche évoluant des petites échelles vers les grandes échelles**. L'objectif est de proposer un modèle qui

tienne compte des processus et des variabilités sous-mailles à partir de considérations physiques à l'échelle concernée, c'est-à-dire à l'échelle du bassin versant.

Deuxième partie

Le modèle de colonne H2SC

Introduction

La première partie de ce document a mis en évidence l'importance du couplage entre les processus atmosphériques, la végétation et les flux d'eau dans le sol, avec en particulier une influence non négligeable des nappes souterraines de faible profondeur. Elle a également fait émerger la difficulté de modéliser ces couplages et rétro-actions à de très grandes échelles, étant donné que ce sont des processus qui peuvent fortement varier à petite échelle. La modélisation en colonne de sol permet de répondre en partie aux problématiques rencontrées lors des modélisations à grande échelle. Toutefois, la prise en compte des nappes souterraines de faible profondeur reste problématique.

Cette deuxième partie est consacrée au modèle de colonne développé au cours de cette thèse. Ce modèle a pour objectif de simuler l'interaction entre les processus atmosphériques, la végétation et les flux d'eau dans le sol, en tenant compte, en particulier, de la dynamique d'une nappe de faible profondeur. Les processus retenus sont les suivants :

- interception des précipitations par le couvert végétal ;
- infiltration des précipitations tombant au sol ;
- évaporation du sol nu et transpiration ;
- flux d'eau verticaux dans le sol et ;
- flux d'eau latéraux s'écoulant à travers une colonne de sol.

L'ensemble de ces processus à l'exception du dernier opèrent essentiellement verticalement et ne sont donc pas impactés par le choix d'une modélisation par colonne de sol verticale. En revanche, les flux d'eau latéraux ne peuvent être modélisés explicitement car ils dépendent des profils de charge de l'environnement proche de la colonne. Or, cette information est inconnue lorsque l'on se limite à modéliser uniquement une colonne de sol (figure 2.1).

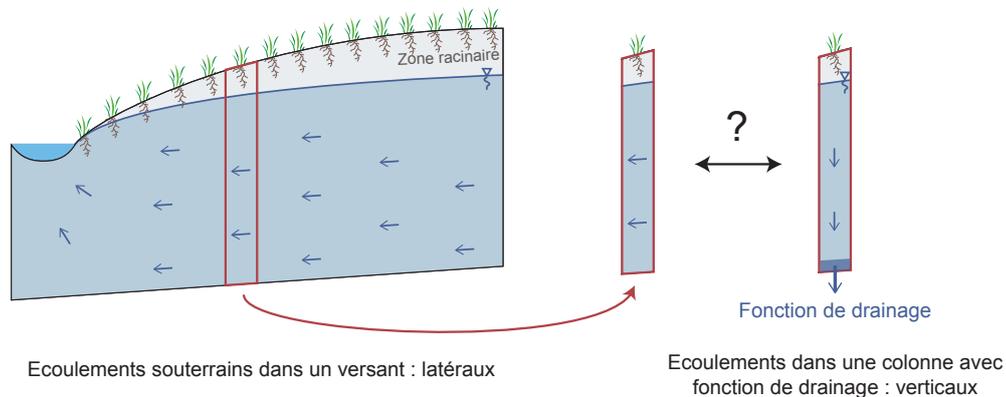


Fig. 2.1 – Représentation schématique d'un versant et d'une colonne sélectionnée et des différences des directions d'écoulement en zone saturée.

Afin de prendre en compte les flux d'eau latéraux dans une modélisation par colonne, une nouvelle approche est proposée. Elle consiste à calculer les flux d'eau latéraux à partir d'une estimation de la position du toit de la nappe dans l'environnement extérieur de la colonne modélisée. Cette estimation repose sur un ensemble d'hypothèses qui seront explicitées dans cette partie. Elles consistent essentiellement à supposer que le toit de la nappe est linéaire et qu'il peut exister une zone de suintement de longueur variable dans le temps. Différents régimes hydrologiques sont également distingués pour caractériser l'évolution du toit de nappe en fonction de différentes configurations pouvant être rencontrées au cours du temps. Ces hypothèses permettent d'établir une fonction, appelée par la suite "fonction de drainage", qui représentent les flux d'eau latéraux qui s'écoulent à travers la colonne. Cette fonction est introduite comme terme puits dans la partie inférieure de la colonne (figure 2.1).

Cette deuxième partie s'attache à présenter en détail le modèle développé (nommé H2SC, pour « Hydrological Hillslope-based Soil Column »), avec en particulier l'établissement de la fonction de drainage. Dans un premier temps, les processus retenus qui sont essentiellement verticaux sont présentés ainsi que l'approche de leur modélisation : flux d'eau verticaux, évapotranspiration et interception (chapitre 1). Les hypothèses et les étapes permettant d'obtenir la fonction de drainage sont ensuite détaillées dans le chapitre 2. L'environnement de modélisation est, quant à lui, présenté dans le chapitre 3, avec une description de l'utilisation de Cast3m pour modéliser les flux d'eau souterrains et la fonction de drainage, et d'Orchidée pour modéliser les flux d'évapotranspiration, ainsi que le chaînage des deux codes.

Chapitre 1

Modélisation des processus

L'objectif de ce chapitre est de présenter les processus modélisés avec leurs équations correspondantes. Il est divisé en deux sections. La première concerne la modélisation des écoulements souterrains en zone saturée et en zone non saturée, tandis que la seconde est consacrée au modèle de végétation.

1.1 Écoulements souterrains

La modélisation des écoulements souterrains est basée sur le principe fondamental de la conservation de la matière. Il s'applique à chaque fluide en présence dans le milieu poreux. L'équation de conservation de la masse s'exprime de la manière suivante pour chaque fluide supposé incompressible :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{v} = q \quad (2.1)$$

avec θ la teneur en fluide (-), \vec{v} la vitesse du fluide (LT^{-1}), ρ la masse volumique du fluide (ML^{-3}) et q un terme puits/source (T^{-1}). La teneur en fluide θ est le rapport du volume de fluide sur le volume total. Elle varie entre une teneur résiduelle θ_r et une valeur maximale θ_s qui est prise égale à la porosité du milieu ω . On définit alors la saturation effective S :

$$S = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}. \quad (2.2)$$

1.1.1 Écoulements dans la zone saturée

La zone saturée représente la partie du sol sous le niveau de la nappe. Dans ce cas, l'eau est le seul fluide en présence et la teneur en eau est égale à la porosité du milieu. Darcy a établi au 19^{ème} siècle l'équation régissant la vitesse de l'eau en milieu poreux saturé. Il observa sur des expérimentations avec des colonnes de sable que le débit est proportionnel à la fois à la différence de charge entre le sommet et le fond de la colonne ΔH et à la distance séparant ces deux points Δl . Cela s'exprime sous la forme suivante :

$$v = -K_{\text{sat}} \frac{\Delta H}{\Delta l} \quad (2.3)$$

avec v la vitesse de Darcy (LT^{-1}), K_{sat} la conductivité hydraulique ou perméabilité à saturation (LT^{-1}) et H la charge hydraulique (L). En notation vectorielle, on obtient :

$$\vec{v} = -K_{\text{sat}} \vec{\nabla} H. \quad (2.4)$$

La charge hydraulique H en un point donné de l'espace est définie par l'équation suivante pour un fluide incompressible soumis seulement à la gravité :

$$H = \frac{u^2}{2g} + \frac{p - p_0}{\rho g} + z \quad (2.5)$$

avec u la vitesse réelle du fluide au point considéré (MT^{-1}), p la pression du fluide ($ML^{-1}T^{-2}$), p_0 la pression atmosphérique et z la cote du point, comptée positive vers le haut (L). Dans le cadre des écoulements souterrains en milieu poreux, les vitesses considérées sont très faibles (De Marsily [1986]). Le terme de charge dynamique ($u^2/2g$) est négligeable devant la charge statique. De plus, il est usuel de prendre une pression atmosphérique p_0 égale à zéro. Ceci revient à considérer la pression p du fluide comme étant une grandeur relative vis-à-vis de la pression de l'air. L'expression de la charge hydraulique est ainsi confondue avec la cote piézométrique :

$$H = h + z, \quad (2.6)$$

avec $h = \frac{p}{\rho g}$ la pression (interstitielle) de l'eau (L). La pression de l'eau dans le milieu étant supérieure à la pression atmosphérique, p et h sont positives.

En combinant l'équation de conservation de la masse (éq. (2.1)) avec l'équation de Darcy (éq. (2.4)), on obtient l'équation dite de diffusivité en milieu poreux saturé ou **équation de Darcy** :

$$S_e \frac{\partial H}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot (K_{\text{sat}} \vec{\nabla} H) = q \quad (2.7)$$

en définissant S_e le coefficient d'emmagasinement (L^{-1}). Il caractérise la réponse élastique de la matrice solide face à des variations de pression. En effet, lorsque la pression augmente, l'eau exerce une pression plus élevée sur les parois des pores, augmentant ainsi la porosité de la matrice et donc la quantité d'eau pouvant être stockée.

1.1.2 Écoulements dans la zone non saturée

La zone non saturée désigne la partie du sol au-dessus de la nappe, et dans ce cas, les pores sont partiellement remplis d'eau. Deux fluides sont donc en présence : l'eau et l'air. Toutefois, la viscosité de l'air est environ 100 fois plus faible que celle de l'eau et sa densité environ 1000 fois plus faible que celle de l'eau. Pour ces raisons, la phase air est négligée de manière usuelle [Benet et Mouche, 1997].

En zone non saturée, la teneur en eau dépend de la pression h dans le milieu. La conductivité hydraulique dépend quant à elle de la teneur en eau et s'écrit :

$$K(\theta) = K_{\text{sat}} K_r(\theta) \quad (2.8)$$

avec $K_r(\theta)$ la perméabilité relative, variant de 0 à 1 pour θ variant entre θ_r et θ_s respectivement.

On définit la pression h en zone non saturée comme l'opposé de la pression capillaire p_c qui correspond à la différence entre la pression de l'air et celle de l'eau. On suppose généralement que la pression de l'air dans la zone non saturée est en équilibre avec la pression atmosphérique, prise à zéro par convention. La pression h est donc négative en zone non saturée.

En combinant l'équation de conservation de la masse (éq. (2.1)) avec l'équation de la vitesse de Darcy (éq. 2.4) et en tenant compte de l'équation de la conductivité hydraulique (éq. (2.8)), on obtient l'**équation de Richards** (ou équation de diffusivité en milieu poreux non saturé) :

$$C(H) \frac{\partial H}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot (K_{\text{sat}} K_r(\theta) \vec{\nabla} H) = q \quad (2.9)$$

avec $C(H)$ la capacité capillaire (L^{-1}). Elle correspond à la somme entre le coefficient d'emmagasinement S_e et la capacité spécifique (*specific yield* en anglais), cette dernière représentant l'assèchement des pores lorsque la limite entre la zone saturée et la zone non saturée s'abaisse.

1.1.3 Équation généralisée

Les équations de Darcy (éq. (2.7)) et de Richards (éq. (2.9)) sont regroupées sous une forme générale, valable en zones saturée et non saturée :

$$S_s(H) \frac{\partial H}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot \left(K_{\text{sat}} K_r(\theta) \vec{\nabla} H \right) = q \quad (2.10)$$

$$\text{avec } \begin{cases} S_s(H) = C(H) & \text{si } h < 0 \\ S_s(H) = S_e & \text{si } h \geq 0 \end{cases} \quad (2.11)$$

On désignera cette équation dans la suite de ce manuscrit comme l'**équation de Richards généralisée**. Notons que la frange capillaire est négligée ici. Celle-ci désigne une zone où les pores sont saturés mais où la pression est négative. Elle est située en limite entre la zone saturée et la zone non saturée telles que définies précédemment.

1.1.4 Lois de saturation et de perméabilité

Pour résoudre l'équation de Richards généralisée (éq. (2.10)), il est nécessaire de définir deux lois d'évolution : celle de la saturation (ou de la teneur en eau) en fonction de la pression d'une part, et celle de la perméabilité en fonction de la saturation d'autre part. Différentes lois empiriques ont été proposées dans la littérature. Les plus utilisées sont rappelées ici.

Loi de saturation

La loi de saturation la plus courante est la loi de Van Genuchten [van Genuchten, 1980] :

$$S(h) = \begin{cases} \frac{1}{[1 + (-\beta h)^n]^m} & \text{si } h < 0 \\ 1 & \text{si } h \geq 0 \end{cases} \quad (2.12)$$

où β , n et m sont des constantes. L'inverse du paramètre β caractérise la longueur capillaire, qui est une mesure de la propagation de l'eau par capillarité dans le sol. Plus la longueur capillaire est élevée, donc plus β est faible, plus la propagation par capillarité est importante. Ce type de comportement est caractéristique des argiles. Le paramètre m est relié à n par la relation suivante : $m = 1 - 1/n$. Cette loi est fortement non linéaire, comme cela peut être observé sur la figure 2.2, où trois types de sol ont été représentés (dont les propriétés sont données dans le tableau 2.1).

Sol	θ_s	θ_r	n	β (m^{-1})	K_{sat} ($m \cdot s^{-1}$)
Fin	0,41	0,095	1,31	1,9	$7,22 \times 10^{-7}$
Moyen	0,43	0,078	1,56	3,6	$2,89 \times 10^{-6}$
Grossier	0,41	0,065	1,89	7,5	$12,28 \times 10^{-6}$

Tab. 2.1 – Paramètres utilisés pour décrire trois types de sol à texture fine, moyenne et grossière.

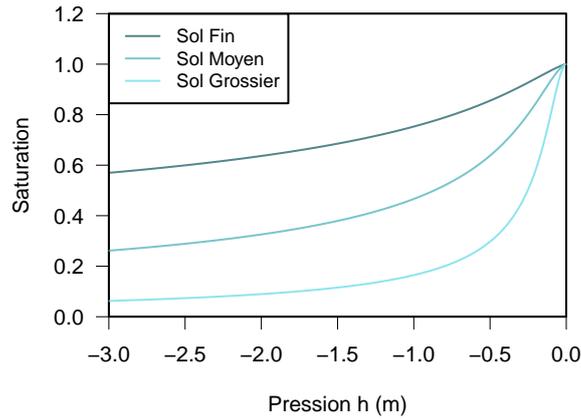


Fig. 2.2 – Loi de saturation de Van Genuchten, pour trois types de sol.

Loi de perméabilité

En reprenant la notion de perméabilité relative de l'équation (2.8), la loi générale et largement utilisée de Mualem et Burdine est la suivante [Burdine, 1953; Mualem, 1976] :

$$K_r = S^A \left[1 - (1 - S^{1/m})^m \right]^B \tag{2.13}$$

où pour la loi de Mualem (également appelée Van Genuchten) :

$$\begin{cases} A = 1/2 \\ B = 2 \end{cases}$$

et pour la loi de Burdine :

$$\begin{cases} A = 2 \\ B = 1 \end{cases}$$

Le paramètre m correspond à la constante de la loi de saturation (éq. (2.12)). De même que pour la loi de saturation, la loi de perméabilité (figure 2.3) est fortement non linéaire.

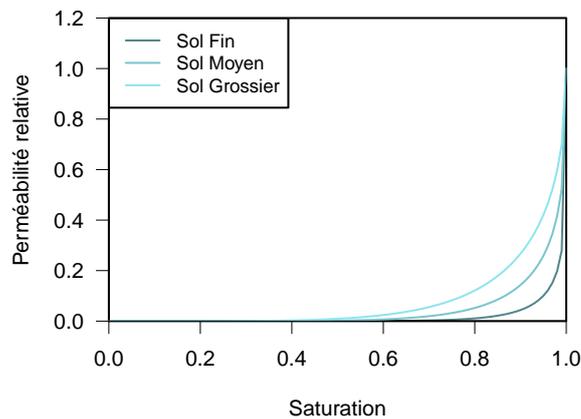


Fig. 2.3 – Loi de perméabilité de Van Genuchten, pour trois types de sol.

Hystérésis

Les lois présentées ci-dessus sont bijectives, c'est-à-dire qu'à chaque valeur de pression est associée une unique valeur de saturation, et réciproquement à chaque valeur de saturation est associée une unique valeur

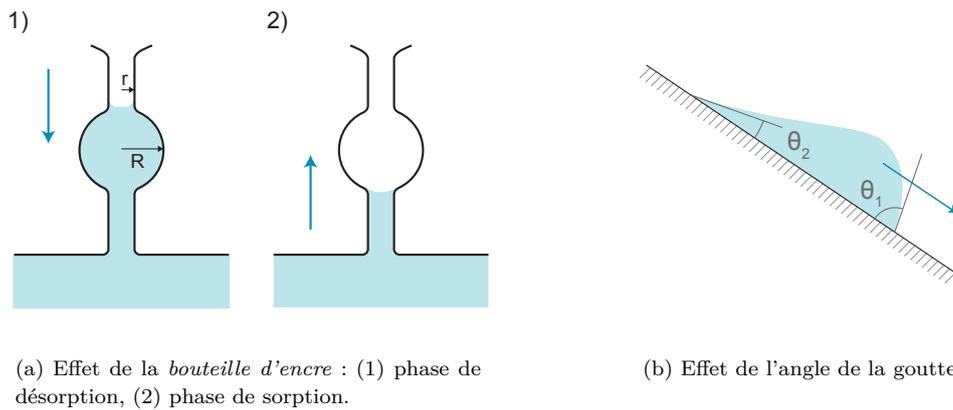


Fig. 2.4 – Facteurs contribuant au phénomène d’hystérésis.

de perméabilité. Il est à noter que cette propriété n’est pas représentative des processus réels. L’évolution de ces deux lois est en effet différente entre une phase de désorption (ou drainage) et une phase de sorption (ou mouillage). En conséquence, pour une valeur donnée de pression, la saturation sera différente selon l’historique hydrique du sol. Ce phénomène est connu sous le nom d’hystérésis. Plusieurs facteurs peuvent être mis en avant pour expliquer cette différence de comportement entre les phases de désorption et sorption.

Un premier facteur est connu sous le nom de l’effet de la *bouteille d’encre* [Hillel, 2004]. Le principe est que l’énergie nécessaire pour faire pénétrer de l’eau dans un pore et expulser de l’air est différente de l’énergie nécessaire pour faire pénétrer de l’air et expulser de l’eau. Ainsi, pour une valeur de succion donnée, un pore sera plus humide en phase de désorption qu’en phase de sorption (figure 2.4(a)). Ce phénomène est d’autant plus marqué que la différence entre la taille des pores et celle des conduits entre les pores est importante, comme dans le cas des sols à texture grossière. Un second facteur est lié au fait que l’angle que forme une goutte d’eau sur un support est différent selon que l’eau tend à mouiller le support ou à s’en retirer. Ce phénomène est visible en comparant les deux extrémités d’une goutte d’eau sur un support (figure 2.4(b)). Enfin, la présence de bulles d’air piégées contribue également au phénomène d’hystérésis. Ces facteurs sont difficiles à appréhender, à généraliser et à modéliser simplement à des échelles supérieures à celle du pore. C’est la raison pour laquelle l’hystérésis n’est que rarement prise en compte dans la modélisation hydrologique de bassins versants.

1.2 Le modèle de végétation

Le modèle de végétation choisi et implémenté intègre les processus suivants : évaporation du sol nu, transpiration du couvert végétal par prise d’eau racinaire, interception de la pluie sur le feuillage et pertes par interception. Il est basé sur celui utilisé dans le modèle de surface continentale *Orchidée*, qui est décrit plus en détail dans la section 3.2 de cette partie. Seule la répartition de l’évaporation dans le sol (sous-section 1.2.3) est légèrement modifiée. Elle est inspirée du code de calcul *HydroGéoSphère* [Therrien *et al.*, 2010], décrit dans la partie 4.

L’interaction sol-plante est modélisée par l’approche macroscopique, i.e., le système racinaire est représenté par un terme puits diffus, uniforme par couche de sol mais variant avec la profondeur (cf. section 1.2 de la partie 1, page 8). Le feuillage est représenté par l’approche dite *big-leaf* introduite par Deardorff [1978], qui consiste à représenter le feuillage comme une unique feuille. Le modèle de végétation utilisé est basé sur l’hypothèse qu’un seul type de couvert végétal est présent et qu’il est uniformément réparti en surface.

La végétation ne masquant pas la totalité du sol, il est nécessaire de distinguer deux fractions de sol :

- la fraction du sol recouverte de végétation, sur laquelle s’observe le processus de transpiration,

— la fraction de sol nu sur laquelle, sur laquelle s’applique le processus d’évaporation.

On définit ainsi la fraction de sol nu à travers la végétation, f_{nu} . Elle est calculée par la formule de Monsi et Saeki [2005], à l’image de ce qui est fait dans Orchidée [d’Orgeval, 2006] :

$$f_{\text{nu}} = e^{-c_e \text{LAI}}. \quad (2.14)$$

Cette formulation fait intervenir l’indice de surface foliaire noté LAI (*Leaf Area Index*). Le LAI correspond à la surface totale des feuilles, cumulée sur toute la hauteur de la plante, au-dessus d’une parcelle de sol de dimension donnée. C’est une grandeur sans dimension (m^2 de surface de feuilles par m^2 de surface de sol) qui varie en général entre 0 et 8, mais qui peut excéder ces valeurs dans le cas de forêts denses. Le paramètre c_e désigne un coefficient d’extinction qui dépend du type de végétation.

1.2.1 Évapotranspiration potentielle

L’évapotranspiration potentielle caractérise la demande atmosphérique en eau (cf. section 1.2 de la partie 1, page 9). Elle est ici calculée par une approximation de la formule de Budiko [de Rosnay, 1999]. Cette formule fait intervenir la température T_w qu’aurait le sol après une évaporation du sol égale à l’évapotranspiration potentielle. L’approximation utilisée consiste à remplacer cette température par la température réelle du sol T_s . La formule de l’évapotranspiration potentielle est alors la suivante :

$$E_{\text{pot}} = \frac{\rho}{r_a} (q_s(T_s) - q_a) \quad (2.15)$$

avec q_s l’humidité spécifique de l’air saturé à la température de la surface où a lieu l’évaporation et q_a l’humidité spécifique de l’air au niveau de référence. La résistance aérodynamique de l’air r_a prend en compte la rugosité du couvert ainsi que la vitesse du vent. L’approximation de T_w par T_s conduit à négliger le refroidissement de l’interface sol-air suite à l’évaporation, donc à une surestimation de l’évapotranspiration potentielle. Des explications plus détaillées sur cette approximation peuvent être trouvées dans la thèse de de Rosnay [1999].

1.2.2 Transpiration

Le flux de transpiration $TR(t)$ est calculé à un instant t en intégrant la prise d’eau racinaire $tr(z, t)$ sur la hauteur de la zone racinaire :

$$TR(t) = \int_0^{z_{\text{max}}} tr(z, t) dz \quad (2.16)$$

avec z_{max} la profondeur maximale de la zone racinaire et z la profondeur sous la surface.

La prise d’eau racinaire dépend de trois termes distincts :

- un terme de forçage météorologique, noté $f_t(t)$, qui comprend en particulier la demande atmosphérique ;
- un terme qui caractérise la disponibilité de l’eau dans le sol, noté $g_t(\theta)$;
- un terme qui représente la densité de racines en fonction de la profondeur, noté $h_t(z)$.

Elle s’exprime donc de la façon suivante :

$$tr(z, t) = f_t(t) g_t(\theta) h_t(z). \quad (2.17)$$

Forçage météorologique

Le forçage météorologique $f_t(t)$ correspond à une modulation de l’évapotranspiration potentielle en fonction de différents paramètres [de Rosnay et Polcher, 1998; Guimberteau, 2010] :

$$f_t(t) = E_{\text{pot}} (1 - f_{\text{nu}}) \left(1 - \frac{I}{I_{\text{max}}} \right) \frac{1}{1 + \frac{r_c + r_0}{r_a}}. \quad (2.18)$$

Dans cette expression, $(1 - f_{\text{nu}})$ représente la fraction du sol recouvert par la canopée, donc la fraction du sol sur laquelle le processus de transpiration peut avoir lieu. I représente la quantité d'eau interceptée par le feuillage et I_{max} la quantité d'eau maximale qui peut être interceptée. Le terme $(1 - I/I_{\text{max}})$ représente par conséquent la fraction sèche du feuillage. La fraction humide est en effet considérée comme bloquant le flux de transpiration. Elle est quant à elle soumise aux pertes par interception, décrite ultérieurement. Enfin, le dernier terme regroupe différentes résistances. r_a est la résistance aérodynamique de l'air, inversement proportionnelle à la vitesse du vent. r_c désigne la résistance stomatique du couvert qui tient compte de l'ampleur de l'ouverture des stomates. Plus ceux-ci seront ouverts, plus la diffusion de la vapeur d'eau entre la cavité stomatique et l'extérieur sera élevée. Cette résistance dépend en particulier du LAI. Plus la surface des feuilles est grande, plus la quantité d'eau transpirée est élevée. Le rayonnement solaire participe à l'ouverture des stomates, contrairement au déficit hydrique. La résistance architecturale (ou structurale) r_0 permet de tenir compte de l'évolution de l'évapotranspiration entre la base et le sommet du couvert végétal. Il s'agit d'une constante définie pour chaque type de végétation.

Disponibilité de l'eau dans le sol

La fonction de disponibilité de l'eau dans le sol $g_t(\theta)$ représente la capacité des racines à extraire de l'eau du sol. Elle dépend de la teneur en eau. En effet, sous des conditions hydriques optimales, l'extraction d'eau par les racines est maximale [de Rosnay, 1999; Feddes et Roats, 2004]. En revanche, si le sol est sec, les forces de succion entre l'eau et les particules de sol sont élevées. Ainsi, l'énergie nécessaire pour extraire de l'eau augmente lorsque la teneur en eau diminue, réduisant ainsi la capacité des racines à extraire l'eau du sol. On définit alors la *point de flétrissement* comme la teneur en eau minimale au-dessous de laquelle les racines ne peuvent plus extraire d'eau. Cette valeur dépend de la texture du sol et du type de végétation. En cas de sol très humide, il a été mis en évidence une diminution de l'extraction racinaire en raison d'un manque d'oxygène [Aroca *et al.*, 2012; Yang et Jong, 1971]. Ce phénomène sera cependant négligé ici. Les conditions dans lesquelles les racines ne peuvent extraire toute l'eau nécessaire sont dites de *stress hydrique*.

L'évolution de la capacité des racines à extraire de l'eau en fonction de la teneur en eau est représentée sur la figure 2.5. Cette fonction est inspirée de Feddes et Roats [2004] et est celle utilisée dans Orchidée [de Rosnay *et al.*, 2002]. θ_w désigne le point de flétrissement (ou *wilting point*) et θ_d la teneur en eau au-delà de laquelle l'extraction racinaire est maximale. θ_r et θ_s sont respectivement les teneurs en eau résiduelle et à saturation. Ainsi, la prise d'eau racinaire sera maximale pour une teneur en eau supérieure à θ_d et nulle pour une teneur en eau inférieure à θ_w . Entre ces deux valeurs, la transition est linéaire.

L'expression mathématique de cette fonction est la suivante :

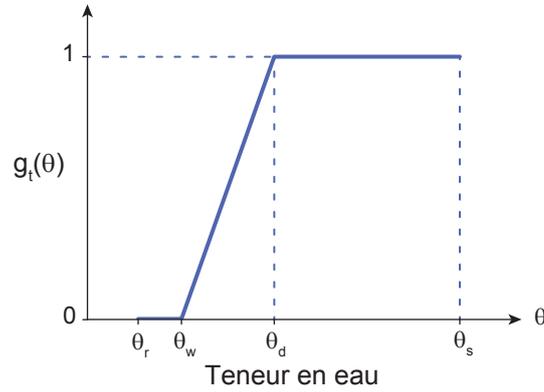
$$g_t(\theta) = \begin{cases} 0 & \text{si } \theta_r \leq \theta < \theta_w \\ \frac{\theta - \theta_w}{\theta_d - \theta_w} & \text{si } \theta_w \leq \theta < \theta_d \\ 1 & \text{si } \theta_d \leq \theta \leq \theta_s \end{cases} \quad (2.19)$$

Fonction racinaire

La fonction racinaire $h_t(z)$ permet de répartir la prise d'eau dans le sol selon la densité des racines en fonction de la profondeur. Elle est définie comme la fraction normalisée des racines à la profondeur z :

$$h_t(z) = \frac{R(z)}{\int_0^{z_{\text{max}}} R(z) dz} \quad (2.20)$$

avec $R(z)$ le profil racinaire. Il peut être choisi de manière générale comme une fonction exponentielle décroissante : $R(z) = e^{-c_{\text{rac}}z}$, avec c_{rac} un coefficient dépendant du profil racinaire de la végétation étudiée. Cette fonction de profil racinaire peut également être adaptée à des observations de terrain. Par construction, l'intégrale de $h_t(z)$ sur la hauteur du profil est égale à 1. On peut noter que les variations temporelles du profil racinaire liées au développement de la canopée sont ici négligées.


 Fig. 2.5 – Fonction $g_t(\theta)$ représentant la disponibilité de l'eau dans le sol.

1.2.3 Évaporation

En suivant une méthodologie similaire au calcul de la transpiration, l'évaporation $EV(t)$ correspond à l'intégrale de la prise d'eau pour l'évaporation $ev(z, t)$ sur une profondeur donnée de sol :

$$EV(t) = \int_0^{z'_{\max}} ev(z, t) dz \quad (2.21)$$

avec z'_{\max} la profondeur limite de la prise d'eau pour l'évaporation, qui dépend de la profondeur de pénétration de l'énergie solaire dans le sol.

La prise d'eau pour l'évaporation est, comme pour la prise d'eau racinaire (éq. (2.17)), exprimée sous la forme suivante :

$$ev(z, t) = f_e(t) g_e(\theta) h_e(z) \quad (2.22)$$

avec :

- $f_e(t)$ le terme de forçage météorologique pour l'évaporation ;
- $g_e(\theta)$ le terme de régulation de l'évaporation en fonction de la disponibilité de l'eau dans le sol ;
- $h_e(z)$ la fonction de distribution de la prise d'eau en fonction de la profondeur.

Forçage météorologique

Le flux d'évaporation est proportionnel à l'évapotranspiration potentielle E_{pot} réduite à la fraction de sol nu à travers la végétation f_{nu} (éq. (2.14)). Il est également fait l'hypothèse que si la somme des flux de transpiration, d'évaporation et de pertes par interception cumulés peuvent fournir une quantité d'eau supérieure à la demande atmosphérique, le flux à réduire est celui d'évaporation. Ainsi, le forçage météorologique pour l'évaporation est comme suit :

$$f_e(t) = \min(E_{\text{pot}} f_{\text{nu}}, E_{\text{pot}} f_{\text{nu}} - TR - IN) \quad (2.23)$$

avec IN les pertes par interception (cf. section 1.2.4).

Disponibilité de l'eau dans le sol

La fonction de disponibilité de l'eau dans le sol est similaire à celle de la prise d'eau racinaire (éq. (2.19)) :

$$g_e(\theta) = \begin{cases} 0 & \text{si } \theta_r \leq \theta < \theta_1 \\ \frac{\theta - \theta_1}{\theta_2 - \theta_1} & \text{si } \theta_1 \leq \theta < \theta_2 \\ 1 & \text{si } \theta_2 \leq \theta \leq \theta_s \end{cases} \quad (2.24)$$

avec θ_1 et θ_2 les équivalents respectifs de θ_w et θ_d . Cette fonction a pour objectif de réduire la prise d'eau lorsque la teneur en eau devient proche de la valeur de la teneur en eau résiduelle. En effet, plus la teneur en eau est faible, plus l'énergie nécessaire pour extraire cette eau devient élevée, limitant ainsi la prise d'eau. Cette fonction, non prise en compte dans Orchidée, a également une justification numérique. Elle permet de s'assurer que, suite à la prise d'eau, la teneur en eau reste supérieure ou égale à la teneur en eau résiduelle.

Fonction de distribution en fonction de la profondeur

La fonction $h_e(z)$ permet de répartir la prise d'eau pour l'évaporation en fonction de la profondeur. Elle est définie comme suit :

$$h_e(z) = \frac{H(z)}{\int_0^{z'_{\max}} H(z) dz} \quad (2.25)$$

avec $H_e(z)$ le profil d'évolution selon la profondeur. Il est choisi linéaire : $H_e(z) = 1 - z/z'_{\max}$, avec z'_{\max} pris égal à 0,2 m, comme dans le code de calcul HydroGéoSphère [Aquanty Inc, 2013].

1.2.4 Interception et pertes par interception

La quantité d'eau interceptée par le feuillage I est calculée sur la base d'un réservoir de capacité maximale donnée I_{\max} . Ce réservoir se remplit sous l'effet de la pluie et se vide par évaporation de cette eau interceptée. Ce dernier processus est désigné par le terme *pertes par interception* et sa valeur est notée IN . Sa formule est la suivante :

$$IN(t) = \min \left(I, E_{\text{pot}} \frac{I}{I_{\max}} \frac{1}{1 + \frac{r_0}{r_a}} \right). \quad (2.26)$$

Cette fonction est proportionnelle à l'évapotranspiration potentielle. Elle fait également intervenir la fraction mouillée des feuilles (I/I_{\max}) et les résistances aérodynamique de l'air (r_a) et architecturale (r_0). Enfin, les pertes par interception sont limitées par la quantité d'eau interceptée. La quantité d'eau maximale que le feuillage peut intercepter est prise égale à 0,1 mm d'épaisseur sur toute la surface des feuilles, soit $I_{\max} = 0,1 \times \text{LAI}$.

1.2.5 Couplage avec les flux d'eau dans le sol

Pour coupler les prises d'eau avec l'évolution des flux d'eau dans le sol, la prise d'eau racinaire $tr(z, t)$ et la prise d'eau pour l'évaporation $ev(z, t)$ sont introduites comme terme puits de l'équation de Richards généralisée (éq. (2.10)) :

$$S_s(H) \frac{\partial H}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot \left(K_{\text{sat}} K_r(\theta) \vec{\nabla} H \right) + tr(z, t) + ev(z, t) = 0. \quad (2.27)$$

Chapitre 2

Représentation de la dynamique de nappe : fonction de drainage

2.1 Présentation générale

Le modèle développé repose sur la simulation d'une colonne de sol, c'est-à-dire sur une simulation uniquement verticale. La colonne simulée correspond à une colonne de sol de localisation donnée au sein d'un bassin versant identifié. Dans ce modèle, cette colonne doit être associée virtuellement au versant auquel elle appartient. Ce versant correspond à la coupe verticale de la ligne de plus grande pente reliant le sommet du bassin versant à sa rivière et intersectant la position géographique de la colonne. On notera alors L la distance séparant la colonne de la rivière, le long de ce versant.

Le choix du versant comme unité de base de ce modèle repose sur une large reconnaissance de cette unité hydrologique comme étant une unité fondamentale et significative [Carrillo *et al.*, 2011; Miguez-Macho et Fan, 2012; Hazenberg *et al.*, 2015b] (cf. section 4.2 de la partie 1, page 26).

Le système étudié est représenté conceptuellement comme un aquifère à nappe libre s'écoulant du point haut du versant vers la rivière. En ne simulant qu'une colonne verticale de sol, au lieu du versant complet, les flux d'eau latéraux s'écoulant au travers de cette colonne ne sont pas pris en compte (cf. figure 2.1, page 37). En conséquence directe, il n'est pas possible de modéliser l'évolution de la dynamique du battement de la nappe, avec en particulier son battement suite aux épisodes pluvieux ainsi que son battement saisonnier.

Dans ce modèle de colonne, la dynamique de la nappe est introduite par l'ajout d'un terme de drainage $d(L, z, t)$ qui représente le flux d'eau latéral traversant la colonne étudiée. Cette fonction de flux de drainage est introduite comme terme puits de l'équation de Richards généralisée avec prise en compte de l'évapotranspiration (éq. (2.27)) :

$$\boxed{S_s(H) \frac{\partial H}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot \left(K_{\text{sat}} K_r(\theta) \vec{\nabla} H \right) + tr(z, t) + ev(z, t) + d(L, z, t) = 0.} \quad (2.28)$$

La fonction de flux de drainage n'est appliquée que dans la maille la plus profonde de la colonne. Notons qu'il pourrait paraître plus adapté d'introduire ce drainage comme flux imposé le long de la zone saturée, du côté aval de la colonne. Toutefois, cette solution est plus difficile à mettre en œuvre numériquement car la hauteur de la zone saturée évolue au cours du temps, donc la zone d'application de la condition à la limite de flux imposé également. Pour un flux de drainage faible devant la conductivité hydraulique du sol, on n'observe pas de différence entre imposer une condition à la limite de flux le long de la zone saturée et imposer un terme puits en fond de colonne. Cette condition ayant été vérifiée a posteriori sur la fonction de drainage développée, il a été fait le choix d'une condition à la limite sous forme de terme puits en fond de colonne.

La prise d'eau totale pour le drainage $D(L, t)$ est liée à la fonction de flux de drainage $d(L, z, t)$ par l'équation suivante :

$$D(L, t) = \int_z d(L, z, t) dz.$$

L'objectif de ce chapitre est de présenter les différentes étapes ayant permis d'obtenir la fonction de drainage D . Il commence par une description de la colonne et du versant. Puis les hypothèses ayant permis de construire la fonction de drainage sont présentées. La troisième section est consacrée à l'établissement de la fonction de la drainage dans le cas où il n'y a pas d'évapotranspiration, tandis que la quatrième section en tient compte. Une synthèse des résultats est proposée en fin de chapitre.

2.2 Description de la colonne et de son versant associé

Le versant est décrit par ses paramètres géométriques, son type de sol et son type de végétation, qui sont tous supposés uniformes le long du versant. Le signal de pluie est également considéré homogène le long du versant. Les paramètres géométriques sont les suivants et sont représentés sur la figure 2.6 :

- L_t la longueur totale du versant ;
- h_r la hauteur de l'aquifère sous la rivière ;
- γ la pente de la surface ;
- α la pente de l'aquifère.

Des conditions aux limites sont également attribuées à ce versant virtuel (au sens qu'il ne fera l'objet d'aucune simulation) car nécessaires pour caractériser son comportement hydrologique. La limite amont du versant correspond à une ligne de partage des eaux ; elle est donc représentée par une condition à la limite de flux nul. La limite basse du versant caractérise la délimitation entre l'aquifère et une couche imperméable. Elle est donc également représentée par une condition à la limite de flux nul. L'interaction avec la rivière apparaît au niveau de la limite aval, qui est alors associée à une condition à la limite de charge imposée égale à la cote de la rivière, soit la hauteur de l'aquifère sous la rivière h_r [Ogden et Watts, 2000]. En surface, la pluie est introduite comme flux imposé et la nappe peut s'exfiltrer.

La colonne de sol simulée est caractérisée par la distance la séparant de la rivière L (cf. figure 2.6). Les types de sol et de végétation attribués à la colonne sont les mêmes que ceux du versant. La hauteur de la colonne Δh est égale à l'épaisseur de l'aquifère à la distance L de la rivière :

$$\Delta h = h_r + L(\tan \gamma - \tan \alpha). \quad (2.29)$$

2.3 Hypothèses

Afin d'estimer les flux latéraux traversant une colonne de sol, sans simuler pour autant le versant dans sa globalité, des hypothèses simplificatrices sont nécessaires.

2.3.1 Modèle de nappe

Tout d'abord, il est nécessaire d'obtenir une estimation de la teneur en eau dans l'ensemble du versant. L'unique information disponible est alors les résultats de la modélisation de la colonne 1D, c'est-à-dire le profil vertical de teneur eau à une distance L donnée de la rivière. Pour répondre à cet objectif, un modèle de nappe est proposé. Il comporte deux étapes pour un instant t donné :

1. estimation du profil du toit de la nappe le long du versant, soit la hauteur du toit de la nappe $h_w(x, t)$ pour tout x , à partir du résultat de la hauteur de la nappe dans la colonne simulée $h_w(L, t)$;

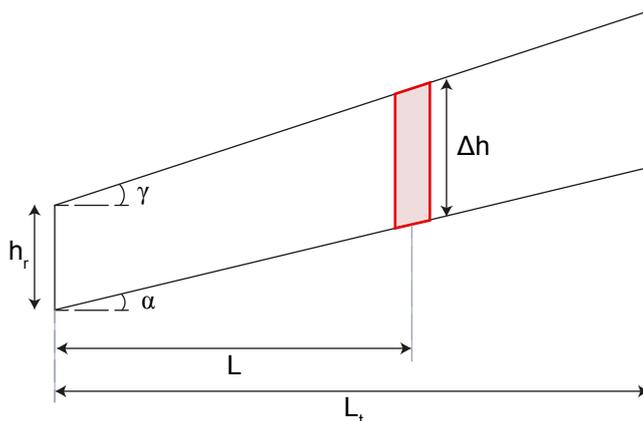


Fig. 2.6 – Représentation schématique d'un versant idéalisé et d'une colonne sélectionnée.

2. estimation du profil vertical de teneur en eau pour toute distance x , soit $\theta(x, z, t)$, connaissant $h_w(x, t)$, déterminé dans l'étape précédente.

Pour réaliser ces deux étapes, deux hypothèses simplificatrices sont proposées : une première sur le profil du toit de la nappe et une seconde sur les profils verticaux de teneur en eau.

Hypothèse 1 : Profil du toit de la nappe

On propose de se baser sur l'hypothèse que le toit de la nappe est **linéaire** le long du versant et qu'il peut exister une **zone de suintement**. L'existence d'une zone de suintement signifie que le toit de la nappe intersecte la surface du sol en amont de la rivière, créant ainsi une zone d'exfiltration de la nappe (figure 2.7(a)). En se basant sur cette représentation simplifiée du profil de nappe, l'évolution spatiale du toit de la nappe peut être paramétré à l'aide de deux variables évoluant dans le temps :

- $i(t)$ l'angle formé par le toit de la nappe ;
- $x_s(t)$ la longueur de la zone de suintement.

En combinant cette représentation du toit de la nappe avec la forme géométrique du versant (figure 2.6), on peut observer la configuration représentée sur la figure 2.7(b) : le toit de la nappe intersecte le fond de l'aquifère. Cette configuration peut se produire pour des pentes de fond d'aquifère élevées associées à des versants de grande longueur. On définit alors $L_1(t)$, la longueur du versant sur laquelle la zone saturée est présente. Celle-ci vaut la longueur du versant L_t si le toit de la nappe n'intersecte pas le fond de l'aquifère. Sinon, elle vaut la distance séparant cette intersection de la rivière.

$$L_1(t) = \begin{cases} \min \left(L_t, \frac{h_r + x_s (\tan \gamma - \tan i(t))}{\tan \alpha - \tan i(t)} \right) & \text{si } i(t) < \alpha \\ L_t & \text{si } i(t) \geq \alpha \end{cases} \quad (2.30)$$

L'équation décrivant la hauteur du toit de la nappe le long du versant est alors la suivante, pour tout x appartenant à $[0; L_t]$ et pour tout temps t :

$$h_w(x, t) = \begin{cases} h_r + x \tan \gamma & \text{si } x \in [0; x_s(t)] \\ h_r + x_s(t) \tan \gamma + (x - x_s(t)) \tan i(t) & \text{si } x \in]x_s(t); L_1(t)] \end{cases} \quad (2.31)$$

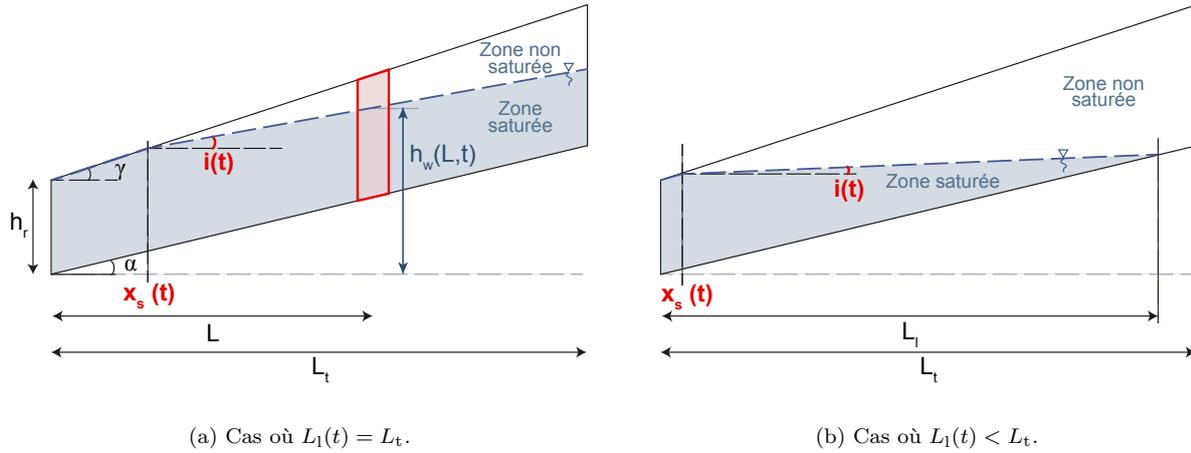


Fig. 2.7 – Représentation de l'hypothèse de nappe linéaire.

Hypothèse 2 : Profil vertical de teneur en eau

Les profils verticaux de teneur en eau sont supposés à l'équilibre, donc à la pression hydrostatique. Cette hypothèse induit une égalité entre la charge hydraulique H et la hauteur du toit de la nappe en tout point du versant. Ainsi, en tout point de coordonnées (x, z) du versant, et à tout instant t :

$$H(x, z, t) = h_w(x, t). \quad (2.32)$$

2.3.2 Évolution du modèle de nappe

Dès lors que ce modèle de nappe est posé, il est nécessaire de caractériser l'évolution de la hauteur de la nappe au cours du temps, soit en particulier l'évolution des deux paramètres du modèle : $i(t)$ et $x_s(t)$. Leur valeur à un instant t donné sera fonction de leur valeur respective à un instant précédent $(t - dt)$. Pour déterminer leur évolution, on se base sur les seuls résultats dont on dispose : l'évolution de la hauteur de la nappe dans la colonne simulée entre l'instant $(t - dt)$ et l'instant t . Différentes situations peuvent alors être rencontrées :

- Situation 1 : la hauteur de la nappe dans la colonne a diminué et il n'y avait pas de zone de suintement à $(t - dt)$, soit :

$$\begin{cases} h_w(t) \leq h_w(t - dt) \\ x_s(t - dt) = 0 \end{cases}$$

- Situation 2 : la hauteur de la nappe dans la colonne a également diminué mais une zone de suintement était présente à $(t - dt)$, soit :

$$\begin{cases} h_w(t) \leq h_w(t - dt) \\ x_s(t - dt) > 0 \end{cases}$$

- Situation 3 : la hauteur de la nappe dans la colonne a augmenté, quelle que soit l'extension de la zone de suintement, soit :

$$h_w(t) > h_w(t - dt)$$

L'évolution temporelle des variables $i(t)$ et $x_s(t)$ est alors caractérisée différemment pour chacun de ces trois régimes hydrologiques.

Régime hydrologique 1 : décharge sans zone de suintement.

La première configuration correspond à un régime hydrologique de décharge de la nappe vers la rivière. On suppose alors que le toit de la nappe évolue en conservant un profil linéaire le long du versant et en maintenant une **hauteur de nappe fixe au droit de la rivière**, c'est-à-dire en $x = 0$. Cette hypothèse d'évolution est représentée sur la figure 2.8. Ainsi, plus la distance à la rivière est élevée, plus la variation de la hauteur du toit de la nappe sera importante. De plus, on peut remarquer que, dans ce cas, la longueur de la zone de suintement reste nulle entre $(t - dt)$ et t .

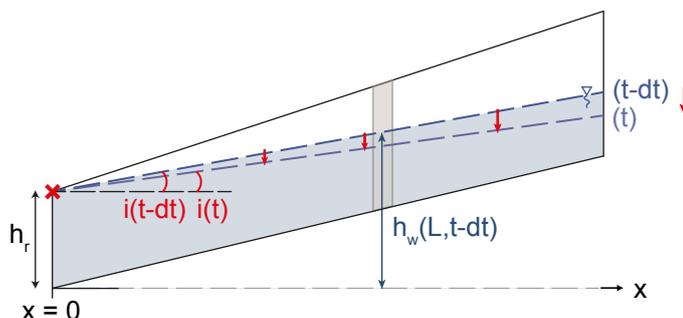


Fig. 2.8 – Représentation de l'évolution des variables $i(t)$ et $x_s(t)$ pour le régime hydrologique 1 (décharge sans zone de suintement).

L'évolution temporelle des deux paramètres du modèle de nappe est alors la suivante :

$$\begin{cases} \tan i(t) = \frac{h_w(L, t) - h_r}{L} \\ x_s(t) = 0 \end{cases} \quad (2.33)$$

De plus, on peut relier la variation temporelle de la hauteur de nappe entre deux abscisses (x_1, x_2) par la relation suivante (avec x_1 et x_2 appartenant à l'intervalle $[0; L_1(t)]$) :

$$\frac{\partial h_w}{\partial t}(x_1, t) = \frac{x_1}{x_2} \frac{\partial h_w}{\partial t}(x_2, t). \quad (2.34)$$

Régime hydrologique 2 : décharge avec zone de suintement.

On se place dans le cas d'une phase de décharge avec existence d'une zone de suintement à l'instant $(t - dt)$. Dans ce cas, on considère que le toit de la nappe conserve son profil linéaire avec une **hauteur de nappe constante en limite amont du versant** pendant l'intervalle de temps $[t - dt; t]$. Ce choix d'évolution a pour conséquence la diminution de la longueur de la zone de suintement au cours de l'intervalle de temps considéré (cf. figure 2.9).

Ce deuxième régime hydrologique représente la décharge rapide de la zone de suintement dans la rivière. Cette décharge de la zone de suintement est supposée impacter essentiellement le niveau de la nappe à proximité de celle-ci. Ainsi, ceci revient à considérer que, dans la partie amont du versant, les vitesses d'évolution du niveau de la nappe sont particulièrement faibles comparées à celles de la zone aval, motivant ainsi l'hypothèse d'une hauteur de nappe prise constante en limite amont du versant.

Pour généraliser au cas où la nappe intersecte le fond de l'aquifère, la hauteur de nappe est finalement imposée constante en $L_1(t)$ (cf. éq. (2.30)). Cette hypothèse se traduit par les équations suivantes :

$$h_w(L_1(t - dt), t) = h_w(L_1(t - dt), t - dt) \quad \text{et} \quad L_1(t) = L_1(t - dt).$$

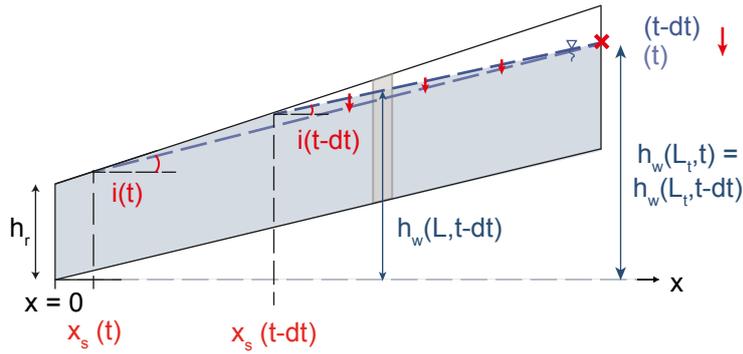


Fig. 2.9 – Représentation de l'évolution des variables $i(t)$ et $x_s(t)$ pour le régime hydrologique 2 (décharge avec zone de suintement).

Les paramètres $i(t)$ et $x_s(t)$ évoluent alors dans l'intervalle $[t - dt; t]$, selon les équations suivantes :

$$\begin{cases} \tan i(t) = \frac{h_w(L_1(t), t) - h_w(L, t)}{L_1(t) - L} \\ x_s(t) = \frac{h_w(L_1(t), t) - L_1(t) \tan i(t) - h_r}{\tan \gamma - \tan i(t)} \end{cases} \quad (2.35)$$

On déduit également une relation entre l'évolution de la hauteur de la nappe en deux abscisses distinctes (x_1, x_2) (avec x_1 et x_2 appartenant à l'intervalle $[x_s(t - dt); L_1(t)]$) :

$$\frac{\partial h_w}{\partial t}(x_1, t) = \frac{L_1(t) - x_1}{L_1(t) - x_2} \frac{\partial h_w}{\partial t}(x_2, t). \quad (2.36)$$

Régime hydrologique 3 : recharge.

Le troisième et dernier régime hydrologique considéré concerne les périodes de montée du niveau de la nappe dans la colonne simulée. Dans ce cas, il est fait l'hypothèse que **la surélévation du niveau de la nappe est uniforme le long du versant** (figure 2.10). Ceci revient à considérer que, suite aux événements pluvieux, les temps d'infiltration dans la zone non saturée sont homogènes le long du versant. Ce régime a pour conséquence la création de la zone de suintement, ainsi que l'augmentation de sa longueur au cours du temps. De plus, il implique que la pente formée par le toit de la nappe reste constante pendant l'intervalle de temps $[t - dt; t]$.

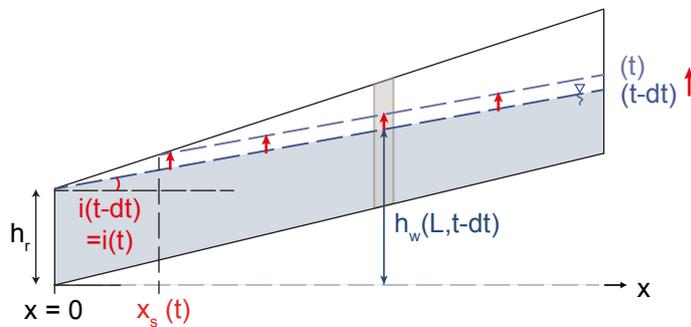


Fig. 2.10 – Représentation de l'évolution des variables $i(t)$ et $x_s(t)$ pour le régime hydrologique 3 (recharge).

Les paramètres du modèle de nappe sont alors mis à jour selon les équations suivantes :

$$\begin{cases} \tan i(t) = \tan i(t - dt) \\ x_s(t) = \frac{h_w(L, t) - L \tan i(t) - h_r}{\tan \gamma - \tan i(t)} \end{cases} \quad (2.37)$$

2.4 La fonction de drainage sans les flux d'évapotranspiration

Une fois ces hypothèses posées, il est possible de calculer le flux d'eau traversant une colonne donnée ainsi que l'évolution de ce flux au cours du temps. Dans un premier temps, les flux d'évapotranspiration ne sont pas considérés. Dans ce cas, on peut identifier deux composantes des mouvements de l'eau dans le sol : une composante essentiellement verticale dans la zone non saturée, et une composante latérale dans la zone saturée. Par passage d'une simulation de versant à une simulation de colonne, la modélisation des flux verticaux n'est pas impactée. En revanche, les flux latéraux ne peuvent être représentés, par construction. L'objectif est alors de les réintégrer sous la forme d'une *fonction de drainage*.

Ce drainage, pour une colonne donnée, représente le flux d'eau traversant cette colonne, suite à la décharge de la nappe dans la rivière. Estimer ce flux d'eau revient à calculer la variation du volume d'eau dans la colonne, en ne prenant en compte que le processus manquant dans une simulation de colonne : la décharge de la nappe dans la rivière. L'objectif de cette section est de présenter les calculs aboutissant à la fonction de drainage, en se basant sur le modèle de nappe présenté précédemment. On notera L la distance séparant la colonne de la rivière. La démarche adoptée pour établir la formule de la fonction de drainage consiste à suivre les étapes suivantes :

1. établir la formule de la variation du volume d'eau dans le versant ($\frac{dV_w}{dt}$) en fonction du flux d'eau sortant vers la rivière (bilan d'eau à l'échelle du versant) ;
2. déterminer une relation entre la variation du volume d'eau dans le versant et la hauteur de la nappe en $x = L$;
3. exprimer la variation du volume d'eau dans la colonne ($\frac{dV_w^{col}}{dt}$) en fonction de la hauteur de la nappe dans celle-ci ;
4. combiner les formules des trois étapes précédentes pour obtenir une formule de la variation du volume d'eau dans la colonne en fonction du flux d'eau sortant vers la rivière.

La mise en œuvre de ces étapes se base sur le modèle de nappe linéaire avec une zone de suintement de longueur variable (décrit précédemment dans la section 2.3). Pour mener à bien les calculs, il est nécessaire de distinguer le cas sans zone de suintement du cas avec zone de suintement (sous-sections 2.4.3 et 2.4.4). Afin d'assurer une transition continue et non brutale entre ces deux cas, une expression transitoire est proposée (sous-section 2.4.5). La formule générale, prenant en compte l'ensemble des cas, sera donnée dans la section de synthèse (2.6), en fin de chapitre.

2.4.1 Bilan d'eau à l'échelle du versant

Pour commencer, établissons un bilan d'eau à l'échelle du versant. En ne tenant pas compte des précipitations, qui sont modélisées directement dans la colonne, le bilan d'eau à l'échelle du versant s'exprime sous la forme suivante :

$$\boxed{\frac{dV_w}{dt} + Q_{out}^{soil} + Q_{out}^{sf} = 0} \quad (2.38)$$

avec V_w le volume d'eau dans le versant, Q_{out}^{soil} le flux d'eau sortant par la limite aval du versant et Q_{out}^{sf} le flux d'eau sortant par exfiltration le long de la zone de suintement. Ces deux flux peuvent être calculés en se basant sur la formule de la vitesse de Darcy [De Marsily, 1986] :

$$\vec{v}_{out} = -K_{sat} \vec{\nabla} H \quad (2.39)$$

Flux d'eau sortant par la limite aval du versant : $Q_{\text{out}}^{\text{soil}}$.

La limite aval du versant correspond à la section [OA] de la figure 2.11. Ainsi,

$$Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) = \int_O^A \vec{v}_{\text{out}} d\vec{OA} = -K_{\text{sat}} \int_O^A \vec{\nabla} H d\vec{OA}.$$

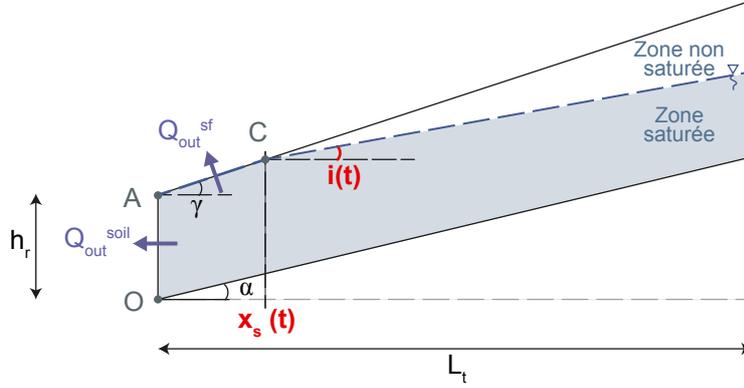


Fig. 2.11 – Représentation des débits sortants $Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t)$ et $Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t)$.

Comme dans le modèle de nappe (section 2.3), on suppose que les équipotentielles sont des droites verticales. Ainsi, pour tout point de coordonnées (x, z) appartenant à [OA] :

$$H(x, z) = h_w(x) = \begin{cases} h_r + x \tan i(t) & \text{si } x_s(t) = 0 \\ h_r + x \tan \gamma & \text{si } x_s(t) > 0 \end{cases}$$

$$\vec{\nabla} H = \frac{\partial H}{\partial x} \vec{e}_x^z = \begin{cases} \tan i(t) \vec{e}_x^z & \text{si } x_s(t) = 0 \\ \tan \gamma \vec{e}_x^z & \text{si } x_s(t) > 0 \end{cases}$$

Ainsi, et sachant que le vecteur normal au segment [OA], \vec{n}_{OA} , est égal à $-\vec{e}_x^z$:

$$Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) = \begin{cases} -K_{\text{sat}}[\text{OA}] \tan i(t) \vec{e}_x^z \cdot (-\vec{e}_x^z) & \text{si } x_s(t) = 0 \\ -K_{\text{sat}}[\text{OA}] \tan \gamma \vec{e}_x^z \cdot (-\vec{e}_x^z) & \text{si } x_s(t) > 0 \end{cases}$$

$$Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) = \begin{cases} K_{\text{sat}} h_r \tan i(t) & \text{si } x_s(t) = 0 \\ K_{\text{sat}} h_r \tan \gamma & \text{si } x_s(t) > 0 \end{cases} \quad (2.40)$$

Flux d'eau sortant par la zone de suintement : $Q_{\text{out}}^{\text{sf}}$.

Considérons désormais la section [AC] (figure 2.11), c'est-à-dire la surface de suintement, et un point de coordonnées (x, z) appartenant à [AC]. Comme précédemment :

$$Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t) = \int_A^C \vec{v}_{\text{out}} d\vec{OA} = -K_{\text{sat}} \int_A^C \vec{\nabla} H d\vec{AC}$$

$$H(x, z) = h_w(x) = h_r + x \tan \gamma$$

$$\vec{\nabla} H = \frac{\partial H}{\partial x} \vec{e}_x^z = \tan \gamma \vec{e}_x^z$$

On note \vec{n}_{AC} , le vecteur normal au segment $[AC]$. Ainsi,

$$Q_{\text{out}}^{sf}(t) = -K_{\text{sat}}[AC] \tan \gamma \quad \vec{e}_x \cdot (-\vec{n}_{AC})$$

avec $\vec{n}_{AC} = -\sin \gamma \vec{e}_x + \cos \gamma \vec{e}_z$ et $[AC] = \frac{x_s(t)}{\cos \gamma}$

Ainsi,

$$\boxed{Q_{\text{out}}^{sf}(t) = K_{\text{sat}} x_s(t) (\tan \gamma)^2.} \quad (2.41)$$

2.4.2 Variation du volume d'eau dans une colonne

Soit une colonne localisée en $x = L$ et de hauteur $H_c(L)$. On suppose que cette colonne comporte à la fois une zone saturée et une zone non saturée. Le volume d'eau dans cette colonne s'écrit sous la forme suivante :

$$V_w^{\text{col}}(L, t) = \int_{z=0}^{H_c(L)} \theta(z, t) dz = \underbrace{\int_{z=0}^{h_w(L, t)} \theta_s dz}_{\text{Zone saturée}} + \underbrace{\int_{z=h_w(L, t)}^{H_c(L)} \theta(z, t) dz}_{\text{Zone non saturée}}.$$

Ainsi, la variation du volume d'eau dans une colonne est la suivante :

$$\frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(L, t) = \theta_s \frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t) + \int_{z=h_w(L, t)}^{H_c(L)} \frac{\partial \theta}{\partial t}(z, t) dz - \frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t) \times \underbrace{\theta(z = h_w, t)}_{\theta_s} = \int_{z=h_w(L, t)}^{H_c(L)} \frac{\partial \theta}{\partial t}(z, t) dz.$$

Les lois de Van Genuchten permettent d'exprimer la teneur en eau θ en zone non saturée en fonction de la pression interstitielle p (< 0) (éq. (2.12)) :

$$\theta(p) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (-\beta p)^n\right]^m} \quad \text{avec } m = 1 - 1/n.$$

On en déduit que :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}(p) = -mn(\theta_s - \theta_r)(-\beta) \frac{(-\beta p)^{n-1}}{\left[1 + (-\beta p)^n\right]^{m+1}} \frac{\partial p}{\partial t}. \quad (2.42)$$

En utilisant l'hypothèse des profils verticaux de teneur en eau à l'équilibre (hypothèse 2, section 2.3), on peut écrire que :

$$p(x, z, t) = h_w(x, t) - z \quad \text{et} \quad \frac{\partial p}{\partial t}(x, z, t) = \frac{\partial h_w}{\partial t}(x, t).$$

De plus, en remarquant que :

$$\frac{(-\beta(h_w(x, t) - z))^{n-1}}{\left[1 + (-\beta h_w(x, t) + \beta z)^n\right]^{m+1}} = \frac{\partial \left[1 + (-\beta(h_w(x, t) - z))^n\right]^{-m}}{\partial z} \times \frac{1}{mn(-\beta)}$$

on obtient :

$$\boxed{\frac{\partial \theta}{\partial t}(x, z, t) = -(\theta_s - \theta_r) \frac{\partial \left[1 + (-\beta(h_w(x, t) - z))^n\right]^{-m}}{\partial z} \frac{\partial h_w}{\partial t}(x, t).} \quad (2.43)$$

En utilisant cette dernière formule et en intégrant selon la composante z , on obtient la formule reliant la variation du volume d'eau dans une colonne à la variation de la hauteur de la nappe dans celle-ci :

$$\boxed{\frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(L, t) = (\theta_s - \theta_r) \frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t) \left(1 - \left[1 + \beta^n (H_c(L) - h_w(L, t))^n\right]^{-m}\right).} \quad (2.44)$$

2.4.3 Variation du volume d'eau dans le versant et fonction de drainage : cas sans zone de suintement

Nous nous plaçons dans un premier temps dans le cas où la longueur de la zone de suintement est nulle à l'instant t . Ce cas correspond au régime hydrologique d'une décharge sans zone de suintement (n°1 de la sous-section 2.3.2). Distinguons trois sous-cas :

- **Cas 1** : $L_1(t) = L_t$ et $i(t) \neq \gamma$. Ceci signifie que, dans toute colonne d'abscisse x du versant, il y a présence d'une zone non saturée et d'une zone saturée.
- **Cas 2** : $i(t) = \gamma$, ce qui correspond à un versant entièrement saturé.
- **Cas 3** : $L_1(t) < L_t$, ce qui signifie qu'au-delà d'une certaine distance de la rivière, la zone saturée n'est pas présente dans le versant.

• **Cas 1** : $L_1(t) = L_t$ et $i(t) \neq \gamma$.

On se place dans le cas où, en toute abscisse x du versant, il y a présence d'une zone non saturée et d'une zone saturée. Par définition, $V_w(t) = \iint_{\text{domaine}} \theta(x, z, t) dx dz$, avec $\theta(x, z, t)$ la teneur en eau. En l'appliquant à la géométrie du versant étudié :

$$\begin{aligned} V_w(t) &= \underbrace{\int_{x=0}^{L_t} \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_w(x,t)} \theta_s dz dx}_{\text{Zone saturée}} + \underbrace{\int_{x=0}^{L_t} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz dx}_{\text{Zone non saturée}} \\ &= \theta_s \times \int_{x=0}^{L_t} (h_w(x, t) - h_{\min}(x)) dx + \int_{x=0}^{L_t} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz dx \end{aligned}$$

avec $h_{\min}(x)$ et $h_{\max}(x)$ les élévations respectives du fond de l'aquifère et de la surface du sol à l'abscisse x . En dérivant cette équation par rapport au temps, on obtient :

$$\begin{aligned} \frac{dV_w}{dt}(t) &= \theta_s \times \int_{x=0}^{L_t} \frac{\partial h_w(x, t)}{\partial t} dx + \int_{x=0}^{L_t} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta(x, z, t)}{\partial t} dz dx \\ &\quad - \int_{x=0}^{L_t} \underbrace{\theta(x, z = h_w(x, t), t)}_{\theta_s} \frac{\partial h_w(x, t)}{\partial t} dx \\ \frac{dV_w}{dt}(t) &= \int_{x=0}^{L_t} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta(x, z, t)}{\partial t} dz dx. \end{aligned} \quad (2.45)$$

D'où, en utilisant la formule (2.43), puis en intégrant selon la composante z :

$$\frac{dV_w}{dt}(t) = -(\theta_s - \theta_r) \times \int_{x=0}^{L_t} \left(\left[1 + \beta^n (h_{\max}(x) - h_w(x, t))^n \right]^{-m} - 1 \right) \frac{\partial h_w}{\partial t}(x, t) dx.$$

Cette dernière formule fait intervenir la variation de la hauteur de la nappe en toute abscisse x appartenant à $[0; L_t]$. La prochaine étape consiste à utiliser l'équation (2.34) du régime hydrologique 1, de sorte à faire uniquement intervenir la variation de la hauteur de la nappe à l'abscisse L (en prenant $x_1 = x$ et $x_2 = L$). En reconnaissant que $h_{\max}(x) - h_w(x, t) = x (\tan \gamma - \tan i(t))$, l'équation obtenue est la suivante :

$$\boxed{\frac{dV_w}{dt}(t) = \frac{\theta_s - \theta_r}{L} \frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t) \times \left(\frac{L_t^2}{2} - \int_{x=0}^{L_t} x \left[1 + B(t)^n x^n \right]^{-m} dx \right)} \quad (2.46)$$

avec $B(t) = \beta(\tan \gamma - \tan i(t))$. Cette équation exprime la variation du volume d'eau dans l'ensemble du versant, en fonction de la variation de la hauteur de la nappe à une abscisse L donnée et quelconque. En combinant cette dernière équation avec l'équation de variation de volume d'eau dans une colonne (équ. (2.44)),

ainsi qu'avec l'équation de bilan d'eau à l'échelle du versant (éq. (2.38)), on obtient l'expression de la fonction de drainage pour le cas 1 :

$$D_{1(\text{cas } 1)}(L, t) = \frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(L, t) = -Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t)L \frac{\psi(L, t)}{\frac{L_t^2}{2} - \varphi_{1a}(t)} \quad (2.47)$$

avec $\psi(L, t) = 1 - \left[1 + \beta^n (h_r + L \tan \gamma - h_w(L, t))^n\right]^{-m}$,

$$\varphi_{1a}(t) = \int_{x=0}^{L_t} x \left[1 + B(t)^n x^n\right]^{-m} dx,$$

$$B(t) = \beta(\tan \gamma - \tan i(t)).$$

• **Cas 2** : $i(t) = \gamma$.

On considère désormais le cas où $i(t) = \gamma$, c'est-à-dire que l'ensemble du versant est saturé. On propose d'étudier la limite de l'équation (2.47) lorsque $\tan i(t)$ tend vers $\tan \gamma$. On remarque, par une simple analyse de limite, que la limite de l'équation (2.47) est de forme indéterminée. En effet :

$$\begin{aligned} \lim_{i(t) \rightarrow \gamma} \psi(L, t) &= 0 & \text{car} & \lim_{i(t) \rightarrow \gamma} h_w(L, t) = h_r + L \tan \gamma \\ \lim_{i(t) \rightarrow \gamma} \frac{L_t^2}{2} - \varphi_{1a}(t) &= 0 & \text{car} & \lim_{i(t) \rightarrow \gamma} \varphi_{1a}(t) = \frac{L_t^2}{2} \end{aligned}$$

Pour lever cette indétermination, considérons dans un premier temps la fonction $\psi(L, t)$:

$$\psi(L, t) = 1 - \left[1 + \beta^n (h_r + L \tan \gamma - h_w(L, t))^n\right]^{-m} = 1 - \left[1 + \beta^n L^n (\tan \gamma - \tan i(t))^n\right]^{-m}.$$

On applique un développement limité de type $(1 + x)^\alpha$ pour x proche de 0 et $\alpha \in \mathbb{R}$ à $\left[1 + \beta^n L^n (\tan \gamma - \tan i(t))^n\right]^{-m}$:

$$\begin{aligned} \left[1 + \beta^n L^n (\tan \gamma - \tan i(t))^n\right]^{-m} &= 1 + (-m)\beta^n L^n (\tan \gamma - \tan i(t))^n + o\left((\tan \gamma - \tan i(t))^n\right) \\ \text{d'où } \psi(L, t) &= m\beta^n L^n (\tan \gamma - \tan i(t))^n + o\left((\tan \gamma - \tan i(t))^n\right). \end{aligned} \quad (2.48)$$

Pour la fonction $\varphi_{1a}(t)$, on réalise un développement en série entière de type $(1 + x)^\alpha$, $\alpha \in \mathbb{R}$ et $x \in]-1; 1[$ à $\left[1 + B(t)^n x^n\right]^{-m}$, $B(t)$ tendant vers 0 lorsque $\tan i(t)$ tend vers $\tan \gamma$:

$$\left[1 + B(t)^n x^n\right]^{-m} = 1 + \sum_{j=1}^{\infty} A_j (B(t)x)^{nj} \quad \text{avec } A_j = \frac{(-m)(-m-1)\dots(-m-j+1)}{j!}.$$

Ainsi,

$$\varphi_{1a}(t) = \int_{x=0}^{L_t} x \left[1 + B(t)^n x^n\right]^{-m} dx = \int_{x=0}^{L_t} \left(x + \sum_{j=1}^{\infty} A_j B(t)^{nj} x^{nj+1}\right) dx = \frac{L_t^2}{2} + \sum_{j=1}^{\infty} A_j B(t)^{nj} \frac{L_t^{nj+2}}{nj+2}.$$

En particulier,

$$\begin{aligned} \frac{2}{L_t^2} \times \varphi_{1a}(t) &= 1 + \sum_{j=1}^{\infty} 2 \times \frac{A_j L_t^{nj} \beta^{nj}}{nj+2} (\tan \gamma - \tan i(t))^{nj} \\ &= 1 + \frac{2A_1 L_t^n \beta^n}{n+2} (\tan \gamma - \tan i(t))^n + o\left((\tan \gamma - \tan i(t))^n\right) \end{aligned} \quad (2.49)$$

par unicité du développement limité en $x = \tan i(t)$ au voisinage de $x_0 = \tan \gamma$.

Au vu des équations (2.48) et (2.49), et avec $A_1 = -m$, on obtient que pour $\tan i(t)$ au voisinage de $\tan \gamma$:

$$\frac{\psi(L, t)}{1 - \frac{2}{L_t^2} \varphi_{1a}(t)} = \frac{m\beta^n L^n (\tan \gamma - \tan i(t))^n + o((\tan \gamma - \tan i(t))^n)}{2 \frac{mL_t^n \beta^n}{n+2} (\tan \gamma - \tan i(t))^n + o((\tan \gamma - \tan i(t))^n)} = \frac{n+2}{2} \frac{L^n}{L_t^n} + o(1).$$

$$\text{Soit, } \lim_{i(t) \rightarrow \gamma} \frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(L, t) = -Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) \times (n+2) \frac{L^{n+1}}{L_t^{n+2}}$$

ce qui permet de définir le terme de drainage pour le cas $i(t) = \gamma$:

$$D_{1(\text{cas } 2)}(L, t) = -Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t)(n+2) \frac{L^{n+1}}{L_t^{n+2}}. \quad (2.50)$$

• **Cas 3** : $L_1(t) < L_t$.

Dans le cas où $L_1(t) < L_t$, la partie amont du versant ne comporte pas de zone saturée. On applique la même méthodologie que pour le cas 1. Le volume d'eau du versant peut être exprimé sous la forme suivante :

$$\begin{aligned} V_w(t) &= \underbrace{\int_{x=0}^{L_1(t)} \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_w(x,t)} \theta_s dz dx}_{x < L_1(t) - \text{Zone saturée}} + \underbrace{\int_{x=0}^{L_1(t)} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz dx}_{x < L_1(t) - \text{Zone non saturée}} + \underbrace{\int_{x=L_1(t)}^{L_t} \int_{z=h_{\min}(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz dx}_{x > L_1(t) - \text{Zone non saturée}} \\ &= \theta_s \times \int_{x=0}^{L_1(t)} (h_n(x, t) - h_{\min}(x)) dx + \int_{x=0}^{L_1(t)} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz dx \\ &\quad + \int_{x=L_1(t)}^{L_t} \int_{z=h_{\min}(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz dx \\ &= V_1 + V_2 + V_3. \end{aligned}$$

On dérive chacun des termes de cette équation :

$$\begin{aligned} \frac{dV_1}{dt} &= \theta_s \times \int_{x=0}^{L_1(t)} \frac{\partial h_w}{\partial t}(x, t) dx + \theta_s \times \underbrace{(h_w(L_1(t), t) - h_{\min}(L_1(t)))}_{=0} \frac{dL_1}{dt} \\ \frac{dV_2}{dt} &= \int_{x=0}^{L_1(t)} \frac{\partial V_{2b}}{\partial t}(x, t) dx + V_{2b}(x = L_1(t), t) \frac{dL_1}{dt} \quad \text{avec } V_{2b}(x, t) = \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz \\ &= \int_{x=0}^{L_1(t)} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta}{\partial t}(x, z, t) dz dx - \int_{x=0}^{L_1(t)} \underbrace{\theta(x, z = h_w(x, t), t)}_{=\theta_s} \frac{\partial h_w}{\partial t}(x, t) dx \\ &\quad + \int_{z=h_w(L_1(t), t)}^{h_{\max}(L_1(t))} \theta(x, z, t) dz \frac{dL_1}{dt} \\ \frac{dV_3}{dt} &= \int_{x=L_1(t)}^{L_t} \frac{\partial V_{3b}}{\partial t}(x, t) dx - V_{3b}(x = L_1(t), t) \frac{dL_1}{dt} \quad \text{avec } V_{3b}(x, t) = \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz \\ &= \int_{x=L_1(t)}^{L_t} \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta}{\partial t}(x, z, t) dz dx - \int_{z=h_{\min}(L_1(t))}^{h_{\max}(L_1(t))} \theta(x, z, t) dz \frac{dL_1}{dt}. \end{aligned}$$

En additionnant les trois termes ci-dessus, on obtient :

$$\frac{dV_w}{dt} = \int_{x=0}^{L_1(t)} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta}{\partial t}(x, z, t) dz dx + \int_{x=L_1(t)}^{L_t} \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta}{\partial t}(x, z, t) dz dx.$$

Comme précédemment, on utilise l'équation (2.43) pour remplacer $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ et l'équation (2.34) pour faire intervenir $\frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t)$. De plus, la deuxième intégrale n'est pas prise en compte dans la suite des calculs, car la variation du volume d'eau dans la partie amont du versant, entièrement non saturée, est négligeable devant celle de la partie aval, partiellement saturée. Ainsi, on obtient :

$$\frac{dV_w}{dt}(t) = \frac{\theta_s - \theta_r}{L} \frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t) \left(\frac{L_1(t)^2}{2} - \int_{x=0}^{L_1(t)} x \left[1 + B(t)^n x^n \right]^{-m} dx \right) \quad (2.51)$$

avec $B(t) = \beta(\tan \gamma - \tan i(t))$.

Nous obtenons ici une équation semblable à celle du cas 1 (éq. (2.46)). Comme précédemment, on la combine avec l'équation de variation de volume d'eau dans une colonne (éq. (2.44)), ainsi qu'avec l'équation de bilan d'eau à l'échelle du versant (éq. (2.38)). Notons que l'équation de variation de volume d'eau dans une colonne n'est valable que dans le cas où il existe une zone non saturée et une zone saturée dans la colonne sélectionnée. Ceci revient à vérifier la condition suivante : $L < L_1(t)$. Pour $L \geq L_1(t)$, on impose alors un drainage libre. L'expression de la fonction de drainage pour le cas 3 est alors la suivante :

$$D_{1(\text{cas } 3)}(L, t) = \begin{cases} -Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) L \frac{\psi(L, t)}{L_1(t)^2} & \text{si } L < L_1(t) \\ \frac{2}{2} - \varphi_{1b}(t) & \\ -K_{\text{sat}} K_r(z = h_{\text{min}}(L)) & \text{si } L \geq L_1(t) \end{cases} \quad (2.52)$$

$$\begin{aligned} \text{avec } \psi(L, t) &= 1 - \left[1 + \beta^n (h_r + L \tan \gamma - h_w(L, t))^n \right]^{-m}, \\ \varphi_{1b}(t) &= \int_{x=0}^{L_1(t)} x \left[1 + B(t)^n x^n \right]^{-m} dx, \\ B(t) &= \beta(\tan \gamma - \tan i(t)). \end{aligned}$$

Notons que lorsque $L_1(t) = L_t(t)$, $\varphi_{1b}(t) = \varphi_{1a}(t)$. Étant donné que dans le cas 1, $L_1(t)$ vaut $L_t(t)$, on peut définir $\varphi_1(t) = \varphi_{1b}(t)$, valable pour les cas 1 et 3. De plus, les autres termes des équations de drainage pour les cas 1 et 3 sont identiques. En conséquence, les expressions de la fonction de drainage pour le cas 1 et pour le cas 3 (avec $L < L_1(t)$) sont confondues.

2.4.4 Variation du volume d'eau dans le versant : cas avec zone de suintement

Étudions désormais le cas avec zone de suintement, qui est à associer au régime hydrologique 2 (cf. sous-section 2.3.2). L'évolution de la nappe consiste, dans ce cas, à imposer un niveau de nappe constant en $x = L_1(t)$, et non plus en $x = 0$ comme dans les calculs précédents. Comme précédemment, nous distinguons les trois mêmes cas et les traitons de manière analogue.

- **Cas 1** : $L_1(t) = L_t$ et $i(t) \neq \gamma$.

L'expression du volume d'eau dans le versant est la suivante :

$$\begin{aligned}
 V_w(t) &= \underbrace{\int_{x=0}^{x_s(t)} \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_{\max}(x)} \theta_s dz dx}_{\text{Zone de suintement saturée}} + \underbrace{\int_{x=x_s(t)}^{L_t} \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_w(x,t)} \theta_s dz dx}_{x > x_s(t) - \text{Zone saturée}} + \underbrace{\int_{x=x_s(t)}^{L_t} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz dx}_{x > x_s(t) - \text{Zone non saturée}} \\
 &= \theta_s \times \int_{x=0}^{x_s(t)} (h_{\max}(x) - h_{\min}(x)) dx + \theta_s \times \int_{x=x_s(t)}^{L_t} (h_w(x, t) - h_{\min}(x)) dx \\
 &\quad + \int_{x=x_s(t)}^{L_t} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz dx \\
 &= V_4 + V_5 + V_6.
 \end{aligned}$$

En dérivant chacun des termes par rapport au temps :

$$\begin{aligned}
 \frac{dV_4}{dt} &= \theta_s \frac{\partial x_s}{\partial t}(t) (h_{\max}(x_s(t)) - h_{\min}(x_s(t))) \\
 \frac{dV_5}{dt} &= \theta_s \times \int_{x=x_s(t)}^{L_t} \frac{\partial h_w}{\partial t} dx - \theta_s \frac{\partial x_s}{\partial t}(t) (h_w(x_s(t), t) - h_{\min}(x_s(t))) \\
 \frac{dV_6}{dt} &= \int_{x=x_s(t)}^{L_t} \frac{dV_{6b}}{dt} dx - \frac{\partial x_{\text{suint}}}{\partial t}(t) V_{6b}(x = x_{\text{suint}}(t)) \quad \text{avec } V_{6b}(x) = \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) dz \\
 &= \int_{x=x_s(t)}^{L_t} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dx - \theta_s \int_{x=x_s(t)}^{L_t} \frac{\partial h_w}{\partial t} dx.
 \end{aligned}$$

En additionnant ces trois termes, on obtient l'équation suivante :

$$\frac{dV_w}{dt}(t) = \int_{x=x_s(t)}^{L_t} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dx.$$

En utilisant l'équation de la dérivée de la teneur en eau en fonction du temps (éq. (2.43)), obtenue à partir des relations de Van Genuchten, on aboutit à l'équation suivante :

$$\frac{dV_w}{dt}(t) = -(\theta_s - \theta_r) \times \int_{x=x_s(t)}^{L_t} \left(\left[1 + \beta^n (h_{\max}(x) - h_w(x, t))^n \right]^{-m} - 1 \right) \frac{\partial h_w}{\partial t}(x, t) dx.$$

En utilisant l'équation du profil de nappe (éq. (2.31)) et la définition de $B(t)$ de la sous-section précédente, on reconnaît : $\beta(h_{\max}(x) - h_w(x, t)) = B(t)(x - x_s(t))$. On utilise alors la relation (2.36) associée au régime hydrologique 2, de façon à remplacer $\frac{\partial h_w}{\partial t}(x, t)$ par $\frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t)$. On obtient alors :

$$\frac{dV_w}{dt}(t) = \frac{\theta_s - \theta_r}{L_t - L} \frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t) \times \left(\frac{(L_t - x_s(t))^2}{2} - \int_{x=x_s(t)}^{L_t} \left[1 + B(t)^n (x - x_s(t))^n \right]^{-m} (L_t - x) dx \right) \quad (2.53)$$

Comme précédemment, on combine cette dernière expression avec l'équation de variation de volume d'eau dans une colonne (éq. (2.44)), ainsi qu'avec l'équation de bilan d'eau à l'échelle du versant (éq. (2.38)). On en déduit alors :

$$\boxed{D_{2(\text{cas } 1)}(L, t) = \frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(L, t) = - \left(Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) + Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t) \right) (L_t - L) \frac{\psi(L, t)}{\frac{(L_t - x_s(t))^2}{2} - \varphi_{2a}(t)}} \quad (2.54)$$

avec $\varphi_{2a}(t) = \int_{x=x_s(t)}^{L_t} (L_t - x) \left[1 + B(t)^n (x - x_s(t))^n \right]^{-m} dx.$

• **Cas 2** : $i(t) = \gamma$.

Considérons le cas où $i(t) = \gamma$ et étudions la limite de l'équation (2.54) lorsque $\tan i(t)$ tend vers $\tan \gamma$, en s'appuyant sur les calculs réalisés dans la sous-section précédente, pour le traitement du cas 2 également. Pour la fonction $\varphi_{2a}(t)$, on réalise un développement en série entière de type $(1+x)^\alpha$, $\alpha \in \mathbb{R}$ et $x \in]-1; 1[$ à $\left[1 + B(t)^n(x - x_s(t))^n\right]^{-m}$, $B(t)$ tendant vers 0 lorsque $\tan i(t)$ tend vers $\tan \gamma$:

$$\left[1 + B(t)^n(x - x_s(t))^n\right]^{-m} = 1 + \sum_{j=1}^{\infty} A_j \left(B(t)(x - x_s(t))\right)^{nj} \quad \text{avec } A_j = \frac{(-m)(-m-1)\dots(-m-j+1)}{j!}.$$

Ainsi,

$$\varphi_{2a}(t) = \frac{(L_t - x_s(t))^2}{2} + \sum_{j=1}^{\infty} A_j B(t)^{nj} \int_{x=x_s(t)}^{L_t} (x - x_s(t))^{nj} (L_t - x) dx.$$

En appliquant un changement de variable de type $u = x - x_s$, on montre que :

$$\int_{x=x_s(t)}^{L_t} (x - x_s(t))^{nj} (L_t - x) dx = \frac{(L_t - x_s(t))^{nj+2}}{(nj+1)(nj+2)}.$$

On en déduit alors,

$$\frac{2}{(L_t - x_s(t))^2} \times \varphi_{2a}(t) = 1 + \frac{2A_1(L_t - x_s(t))^n \beta^n}{(n+1)(n+2)} (\tan \gamma - \tan i(t))^n + o\left((\tan \gamma - \tan i(t))^n\right).$$

Au vu des équations (2.48) et (2.55), et avec $A_1 = -m$, on obtient que pour $\tan i(t)$ au voisinage de $\tan \gamma$:

$$\begin{aligned} \frac{\psi(L, t)}{1 - \frac{2}{(L_t - x_s(t))^2} \varphi_{2a}(t)} &= \frac{m\beta^n L^n (\tan \gamma - \tan i(t))^n + o\left((\tan \gamma - \tan i(t))^n\right)}{\frac{2m(L_t - x_s(t))^n \beta^n}{(n+1)(n+2)} (\tan \gamma - \tan i(t))^n + o\left((\tan \gamma - \tan i(t))^n\right)} \\ &= \frac{(n+1)(n+2)}{2} \frac{L^n}{(L_t - x_s(t))^n} + o(1). \end{aligned}$$

Soit,

$$\lim_{i(t) \rightarrow \gamma} \frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(L, t) = - \left(Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) + Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t)\right) (n+1)(n+2) \frac{(L_t - L)L^n}{(L_t - x_s(t))^{n+2}}$$

ce qui permet de déterminer le terme de drainage dans le cas où $i(t) = \gamma$:

$$D_{2(\text{cas } 2)}(L, t) = - \left(Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) + Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t)\right) (n+1)(n+2) \frac{(L_t - L)L^n}{(L_t - x_s(t))^{n+2}}. \quad (2.55)$$

• **Cas 3** : $L_1(t) < L_t$.

Dans le cas où $L_1(t) < L_t$, le volume d'eau du versant peut être décomposé de la manière suivante :

$$\begin{aligned}
 V_w(t) &= \underbrace{\int_{x=0}^{x_s(t)} \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_{\max}(x)} \theta_s \, dz \, dx}_{\text{Zone de suintement saturée}} + \underbrace{\int_{x=x_s(t)}^{L_1(t)} \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_w(x,t)} \theta_s \, dz \, dx}_{x_s(t) < x < L_1(t) - \text{Zone saturée}} \\
 &+ \underbrace{\int_{x=x_s(t)}^{L_1(t)} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) \, dz \, dx}_{x_s(t) < x < L_1(t) - \text{Zone non saturée}} + \underbrace{\int_{x=L_1(t)}^{L_t} \int_{z=h_{\min}(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) \, dz \, dx}_{x > L_1(t) - \text{Zone non saturée}} \\
 &= \theta_s \times \int_{x=0}^{x_s(t)} (h_{\max}(x) - h_{\min}(x)) \, dx + \theta_s \times \int_{x=x_s(t)}^{L_1(t)} (h_w(x, t) - h_{\min}(x)) \, dx \\
 &+ \int_{x=x_s(t)}^{L_1(t)} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) \, dz \, dx + \int_{x=L_1(t)}^{L_t} \int_{z=h_{\min}(x,t)}^{h_{\max}(x)} \theta(x, z, t) \, dz \, dx.
 \end{aligned}$$

En dérivant chacun des termes et en les additionnant, on obtient :

$$\frac{dV_w}{dt}(t) = \int_{x=x_s(t)}^{L_1(t)} \int_{z=h_w(x,t)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta}{\partial t}(x, z, t) \, dz \, dx + \int_{x=L_1(t)}^{L_t} \int_{z=h_{\min}(x)}^{h_{\max}(x)} \frac{\partial \theta}{\partial t}(x, z, t) \, dz \, dx.$$

Comme précédemment, et en négligeant le second terme de l'équation précédente :

$$\frac{dV_w}{dt}(t) = -(\theta_s - \theta_r) \times \int_{x=x_s(t)}^{L_1(t)} \left(\left[1 + \beta^n (h_{\max}(x) - h_w(x, t))^n \right]^{-m} - 1 \right) \frac{\partial h_w}{\partial t}(x, t) \, dx.$$

On en déduit alors, en utilisant en particulier l'équation (2.36) pour faire intervenir la dérivée de la hauteur de la nappe uniquement en $x = L$:

$$\begin{aligned}
 \frac{dV_w}{dt}(t) &= \frac{\theta_s - \theta_r}{L_1(t) - L} \frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t) \left(\frac{(L_1(t) - x_s(t))^2}{2} \right. \\
 &\quad \left. - \int_{x=x_s(t)}^{L_1(t)} \left[1 + B(t)^n (x - x_s(t))^n \right]^{-m} (L_1(t) - x) \, dx \right). \tag{2.56}
 \end{aligned}$$

Puis, on obtient :

$$\boxed{
 D_{2(\text{cas 3})}(L, t) = \begin{cases} - \left(Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) + Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t) \right) (L_1(t) - L) \frac{\psi(L, t)}{\frac{(L_1(t) - x_s(t))^2}{2} - \varphi_{2b}(t)} & \text{si } L < L_1(t) \\ -K_{\text{sat}} K_r(z = h_{\min}(L)) & \text{si } L \geq L_1(t) \end{cases} \tag{2.57}$$

$$\text{avec } \varphi_{2b}(t) = \int_{x=x_s(t)}^{L_1(t)} (L_1(t) - x) \left[1 + B(t)^n (x - x_s(t))^n \right]^{-m} \, dx.$$

On remarque que φ_{2a} est la valeur limite de φ_{2b} lorsque $L_1(t) = L_t$. On peut donc définir $\varphi_2(t) = \varphi_{2b}(t)$, valable pour les cas 1 et 3.

2.4.5 Situation transitoire

Deux fonctions de drainage, D_1 et D_2 , ont ainsi été déterminées. La première permet de représenter la décharge de la nappe dans la rivière, tandis que la deuxième correspond à la phase de décharge rapide qui suit un épisode pluvieux. Cette phase de décharge rapide est principalement causée par l'exfiltration de la nappe le long de la zone de suintement. Toutefois, cette zone de suintement étant de longueur limitée, son impact sur la nappe n'est significatif qu'à proximité de cette zone. En d'autres termes, au-delà d'une certaine distance de la zone de suintement, et à mesure qu'on s'en éloigne, l'impact de la zone de suintement sur la décharge (D_2) diminue. La décharge en rivière (D_1) devient alors prédominante. On notera $L_s(t)$ la distance à la rivière à partir de laquelle l'impact de la zone de suintement sur la décharge diminue, qui est représentée sur la figure 2.12. On peut résumer l'impact de l'introduction de cette phase transitoire sur la valeur du terme de drainage par le tableau 2.2.

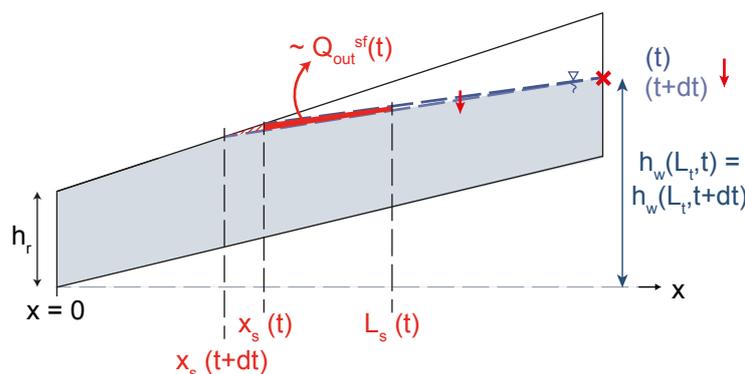


Fig. 2.12 – Représentation de la variable $L_s(t)$, distance à la rivière à partir de laquelle l'impact de la zone de suintement sur le décharge diminue.

L	$x_s(t)$	$L_s(t)$	L_t
Drainage		D_2	D_2 dominant
			D_1 négligeable
			D_2 négligeable
			D_1 dominant

Tab. 2.2 – Terme de drainage en fonction de la localisation de la colonne (distance L) vis-à-vis des distances $L_s(t)$ et L_t .

Détermination de $L_s(t)$

Commençons par déterminer $L_s(t)$. Il est alors proposé de se baser sur l'hypothèse suivante : la variation du volume d'eau dans l'intervalle $x \in [x_s(t); L_s(t)]$ est égale au volume d'eau exfiltré par la zone de suintement (figure 2.12). Cette hypothèse signifie que la zone de suintement impacte uniquement la zone du versant située directement en amont de celle-ci, et que dans cette zone, le drainage dû à la décharge du versant dans la rivière est négligeable. Notons que la variation du volume d'eau dans l'intervalle $x \in [x_s(t+dt); x_s(t)]$ est négligée (zone hachurée de la figure 2.12). Cette hypothèse peut être formulée mathématiquement sous la forme suivante, pour tout temps t :

$$\int_{x=x_s(t)}^{L_s(t)} \frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(x, t) dx = Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t). \quad (2.58)$$

Or, pour $x \in [x_s(t); L_s(t)]$, $\frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(x, t) = D_2(x, t)$. En utilisant la formule de $D_2(x, t)$ (confondue pour les cas 1 (éq. (2.54)) et 3 (éq. (2.57))), on en déduit :

$$\int_{x=x_s(t)}^{L_s(t)} \frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(x, t) dx = -\frac{Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) + Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t)}{\frac{(L_1(t) - x_s(t))^2}{2} - \varphi_2(t)} \times \int_{x=x_s(t)}^{L_s(t)} (L_1 - x) \times \psi(x, t) dx. \quad (2.59)$$

Pour poursuivre les calculs, $\psi(x, t)$ est approchée par sa valeur en $(x_s(t) + L_s(t))/2$. On note $\tilde{\psi}(t)$ cette valeur approchée :

$$\tilde{\psi}(t) = \psi\left(\frac{x_s(t) + L_s(t)}{2}, t\right) = 1 - \left[1 + \beta^n \left(\frac{L_s(t) - x_s(t)}{2} \times (\tan \gamma - \tan i(t))\right)^n\right]^{-m}.$$

Ainsi,

$$\int_{x=x_s(t)}^{L_s(t)} (L_1(t) - x) \times \psi(x, t) dx \approx \tilde{\psi}(t) \times \left(L_1(t) (L_s(t) - x_s(t)) - \frac{L_s^2(t)}{2} + \frac{x_s^2(t)}{2}\right). \quad (2.60)$$

On déduit des équations (2.58), (2.59) et (2.60) que $L_s(t)$ est solution de l'équation suivante :

$$\boxed{g(X) = 0}$$

$$\text{avec } g(X) = \left[\left(L_1(t) (X - x_s(t)) - \frac{X^2}{2} + \frac{x_s(t)^2}{2} \right) \times \left[1 - \left[1 + \left(\beta \frac{X - x_s(t)}{2} (\tan \gamma - \tan i(t)) \right)^n \right]^{-m} \right] - \frac{Q_{\text{out}}^{\text{sf}}}{Q_{\text{out}}^{\text{soil}} + Q_{\text{out}}^{\text{sf}}} \left(\frac{(L_1(t) - x_s(t))^2}{2} - \varphi_2(t) \right) \right]. \quad (2.61)$$

Afin de déterminer l'existence et l'unicité de la solution de l'équation $g(X) = 0$, examinons la fonction g . Elle est dérivable sur son intervalle de définition $([x_s(t), L_1(t)])$. En écrivant $g(X) = g_1(X)g_2(X) + g_3$:

$$\begin{aligned} g'(X) &= g_1'(X)g_2(X) + g_1(X)g_2'(X) \\ &= (L_1(t) - X)g_2(X) + g_1(X)mn\beta^n \left[1 + \left(\beta \frac{X - x_s(t)}{2} (\tan \gamma - \tan i(t)) \right)^n \right]^{-m-1} \\ &\quad \times (\tan \gamma - \tan i(t))^n \times \left(\frac{X - x_s(t)}{2} \right)^{n-1} \times \frac{1}{2}. \end{aligned}$$

On en déduit que $g'(X) > 0$ pour tout $X \in]x_s(t), L_1(t)[$, et donc que la fonction est strictement croissante sur cet intervalle. De plus,

$$g(X = x_s(t)) = -\frac{x_s(t) \tan \gamma}{x_s(t) \tan \gamma + h_r} \left(\frac{(L_1(t) - x_s(t))^2}{2} - \varphi_2(t) \right).$$

Au vu de l'équation (2.56) et de la définition de $\varphi_2(t)$, on a :

$$\frac{(L_1(t) - x_s(t))^2}{2} - \varphi_2(t) = \frac{dV_w}{dt} \times \frac{L_1(t) - L}{\theta_s - \theta_r} \times \frac{1}{\frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t)}.$$

Étant donné que $\frac{dV_w}{dt}$ et $\frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t)$ sont de même signe, on en déduit que $g(X = x_s(t)) < 0$. En revanche, le signe de $g(X = L_1(t))$ ne peut être déterminé. Trois cas peuvent se présenter :

- $g(X = L_1(t)) < 0$, et dans ce cas l'équation $g(X) = 0$ n'a pas de solution sur l'intervalle $[x_s(t), L_1(t)]$. On en déduit que l'influence de la zone de suintement sur la décharge de la nappe dépasse la longueur du versant. On prendra dans ce cas $L_s(t) = L_1(t)$, et la fonction de drainage D_2 sera la seule considérée sur l'ensemble du versant (cf. tableau 2.2).

- $g(X = L_1(t)) = 0$, et dans ce cas $L_s(t) = L_1(t)$, par stricte croissance de la fonction $g(X)$ sachant que $g(X = x_s(t)) < 0$.
- $g(X = L_1(t)) > 0$, et dans ce cas il existe une unique solution à l'équation $g(X) = 0$, $X \in]x_s(t), L_1(t)[$. Cette unique solution est $L_s(t)$. Dans ce cas, une solution approchée peut être obtenue numériquement.

En résumé, la valeur de $L_s(t)$ est la suivante :

$$L_s(t) = \begin{cases} L_1(t) & \text{si } g(X = L_1(t)) \leq 0 \\ \text{l'unique solution de } g(X) = 0 & \text{si } g(X = L_1(t)) > 0 \end{cases} \quad (2.62)$$

Fonction de drainage transitoire entre D_1 et D_2

L'objectif ici est de définir la fonction de drainage qui permette d'assurer une transition douce entre D_1 et D_2 . Au vu du tableau 2.2, la zone transitoire est définie pour L appartenant à l'intervalle $[L_s(t); L_t]$, avec $L_s(t)$ évoluant au cours du temps. Si $L \leq L_s(t)$, la colonne est située dans la zone d'influence de la zone de suintement, donc la fonction de drainage $D(L, t)$ vaut $D_2(L, t)$. Lors de la diminution de la longueur de la zone de suintement au cours du temps, $L_s(t)$ diminue également. La colonne, située à une distance L de la rivière, va donc quitter la zone d'influence de la zone de suintement ($L \geq L_s(t)$) et les fonctions de drainage $D_1(L, t)$ et $D_2(L, t)$ vont se combiner. A terme, la zone de suintement disparaît et $L_s(t)$ devient nul. Dans ce cas, la seule fonction de drainage qui s'applique est $D_1(L, t)$. En résumé :

$$D(L, t) = \begin{cases} D_1(L, t) & \text{si } x_s(t) = 0 \\ D_2(L, t) & \text{si } x_s(t) > 0 \text{ et } L \leq L_s(t) \\ (1 - f_1(L_s(t)))D_1(L, t) + f_1(L_s(t))D_2(L, t) & \text{si } x_s(t) > 0 \text{ et } L > L_s(t) \end{cases} \quad (2.63)$$

où f_1 est une fonction de mélange définie pour $L_s(t) \in [0; L]$ et telle que :

$$\begin{cases} f_1(L_s(t) = L) = 1 \\ f_1(L_s(t) = 0) = 0 \end{cases}$$

La fonction retenue est basée sur la fonction arctangente et est représentée sur la figure 2.13 :

$$f_1(X) = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2}{\pi} \arctan(-C \times \left(\frac{1}{X} + \frac{1}{X - L} \right)) \right) \quad (2.64)$$

avec $C = -\tan\left(0,8 \times \frac{\pi}{2}\right) \times \frac{1}{\frac{1}{X_0} + \frac{1}{X_0 - L}}$ et $X_0 = \frac{3}{4}L$, de sorte que $f_1(X = \frac{3}{4}L) = 0,9$.

Le choix de cette fonction f_1 a été motivé par une caractéristique de la fonction *actan* : une dérivée nulle en $-\infty$ et en $+\infty$. Au vu de la construction de f_1 , la dérivée de f_1 est nulle en $X = L$, ce qui permet une transition sans rupture de pente entre le cas transitoire et le cas $D(L, t) = D_2(L, t)$. D'un point de vue numérique, une transition continue évite les problèmes d'oscillations entre deux cas. De même, la dérivée est nulle en $X = 0$, permettant une continuité entre le cas transitoire et le cas $D(L, t) = D_1(L, t)$.

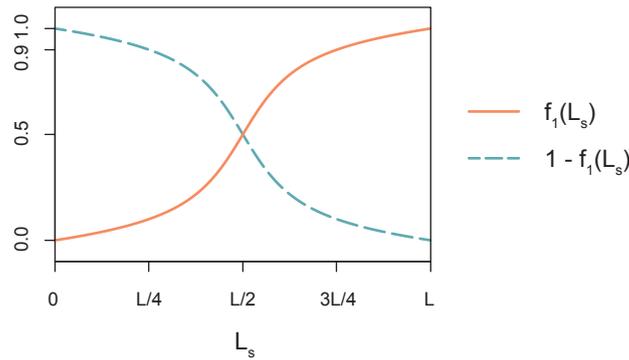


Fig. 2.13 – Représentation de la fonction $f_1(L_s(t))$, sur son intervalle de définition $[0; L]$, et de la fonction complémentaire $1 - f_1(L_s(t))$.

2.5 Introduction des flux d'évapotranspiration

Les flux d'évaporation et de transpiration sont deux termes puits du bilan d'eau. Il s'appliquent respectivement à proximité de la surface et le long de la zone racinaire. Ils agissent selon les profils verticaux de teneur eau donc, en supposant que la demande atmosphérique est invariante le long du versant, le calcul de ces flux n'est pas impacté par la réduction de la dimensionnalité du système étudié, c'est-à-dire par le fait de simuler une colonne au lieu d'un versant. Toutefois, la présence de la rivière, modélisée par une charge imposée en aval du versant, a un impact sur les niveaux de nappe à proximité de cette rivière. En effet, la charge imposée a tendance à soutenir le niveau de la nappe en compensant partiellement les flux d'évapotranspiration. Ceci correspond à l'existence de flux d'eau en provenance de la rivière vers le versant. On peut imaginer que sans cette condition de charge imposée à la limite en aval du versant, le niveau de la nappe en $x = 0$ peut devenir inférieur à l'élévation du sol en raison des flux d'évapotranspiration. Or, en supposant la rivière pérenne, cette situation n'est pas acceptable.

La contribution compensatrice de la rivière vers le versant doit être prise en compte dans la fonction de drainage comme un apport d'eau dans la colonne. Pour estimer cette contribution, nous considérons un versant plat, c'est-à-dire $\gamma = 0$ et $\alpha = 0$ (cf. figure 2.14). Ceci permet de ne modéliser que les flux d'eau en réponse à la combinaison de la demande atmosphérique et à la charge imposée en aval. En effet, sans évapotranspiration, un versant plat complètement saturé est à l'équilibre.

Pour tenir compte de la présence de la rivière, on suppose que, en réponse aux flux d'évapotranspiration, le niveau de la nappe est **linéaire** avec une **élévation constante au droit de la rivière** et égale à l'élévation du sol (cf. figure 2.14). Notons que, en l'absence de rivière, le niveau de la nappe baisserait uniformément le long du versant, car l'ensemble des profils verticaux de teneur en eau seraient identiques à tout instant. Suivons la même démarche que pour l'ensemble des calculs effectués précédemment.

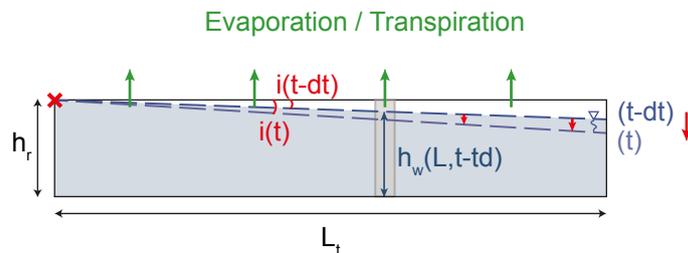


Fig. 2.14 – Modèle de nappe et de son évolution pour prendre en compte le couplage rivière/évapotranspiration.

Bilan d'eau à l'échelle du versant

La variation du volume d'eau dans le versant doit tenir compte des flux d'évapotranspiration, supposés uniformes le long du versant :

$$\frac{dV_w}{dt} + Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) + (EV(t) + TR(t))L_t = 0 \quad (2.65)$$

avec V_w le volume d'eau dans le versant, $Q_{\text{out}}^{\text{soil}}$ le flux d'eau sortant par la limite aval du versant, et EV et TR les flux d'évaporation et de transpiration respectivement (cf. section 1.2, page 43).

Variation du volume d'eau dans une colonne

L'hypothèse de nappe linéaire étant vérifiée, on peut réutiliser l'équation (2.44), rappelée ici :

$$\frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(L, t) = (\theta_s - \theta_r) \frac{\partial h_w}{\partial t}(L, t) \psi(L, t)$$

avec $\psi(L, t) = 1 - \left[1 + \beta^n (h_r + L \tan \gamma - h_w(L, t))^n \right]^{-m}$.

De plus, sachant que la variation du volume d'eau dans une colonne provient du drainage et des flux d'évapotranspiration :

$$\frac{\partial V_w^{\text{col}}}{\partial t}(L, t) = D_1^{\text{ET}}(L, t) - (EV(t) + TR(t)) \quad (2.66)$$

avec $D_1^{\text{ET}}(L, t)$ la nouvelle fonction de drainage qui tient compte du couplage évapotranspiration/rivière.

Variation du volume d'eau dans le versant

On retrouve ici une configuration particulière dans laquelle la fonction de drainage D_1 a été établie ($\gamma = \alpha = 0$). De plus, l'ensemble des calculs sont valables pour des valeurs de l'angle $i(t)$ négatives. On se place dans le cas où $L_1(t) = L_t$. On peut donc appliquer l'équation (2.46).

Fonction de drainage

En combinant les équations (2.44), (2.46), (2.65) et (2.66) on peut exprimer $D_{\text{EV}}(L, t)$ sous la forme suivante :

$$D_1^{\text{ET}}(L, t) = EV(t) + TR(t) + \left(-Q_{\text{out}}^{\text{soil}} - (EV(t) + TR(t))L_t \right) L \frac{\psi(L, t)}{\frac{L_1(t)^2}{2} - \varphi_1(t)}.$$

En reconnaissant l'expression de $D_{1(\text{cas } 1)}(L, t)$ (équ. (2.47)), on en déduit que :

$$D_1^{\text{ET}}(L, t) = D_{1(\text{cas } 1)}(L, t) + \Delta_{\text{ET}}(L, t)$$

avec $\Delta_{\text{ET}}(L, t) = \left(EV(t) + TR(t) \right) \left(1 - L_t L \frac{\psi(L, t)}{\frac{L_1(t)^2}{2} - \varphi_1(t)} \right)$.

Ceci signifie que pour tenir compte du couplage rivière/évapotranspiration, il est juste nécessaire de rajouter un terme à la fonction de drainage établie précédemment. Ce terme $\Delta_{\text{ET}}(L, t)$ correspond au flux d'eau provenant de la rivière vers la colonne.

En $L = 0$, on a $\Delta_{ET}(L, t) = EV(t) + TR(t)$, ce qui signifie que la totalité du flux d'évapotranspiration est compensée. Ceci est cohérent avec l'objectif de garder une hauteur de nappe constante égale à l'élévation en $x = 0$. Lorsque L augmente, $\Delta_{ET}(L, t)$ diminue, le couplage avec la rivière s'amenuisant à mesure que l'on s'en éloigne. Notons que $\Delta_{ET}(L, t)$ peut devenir négatif, à mesure que L augmente. Ceci n'a pas de sens physique. La distance L à laquelle $\Delta_{ET}(L, t)$ s'annule correspond à la limite d'influence de la rivière sur la compensation des flux d'évapotranspiration. Au-delà de cette distance, le couplage avec la rivière devient inexistant ; le terme de compensation doit alors être annulé.

$$\Delta_{ET}(L, t) = \max \left(0, \left(EV(t) + TR(t) \right) \left(1 - L_t L \frac{\psi(L, t)}{\frac{L_1(t)^2}{2} - \varphi_1(t)} \right) \right).$$

De manière générale, le terme de drainage tenant compte des flux d'évapotranspiration est adapté de la manière suivante :

$$D^{(\text{avecET})}(L, t) = D^{(\text{sansET})}(L, t) + \Delta_{ET}(L, t). \quad (2.67)$$

2.6 Synthèse

Résumons les résultats obtenus au cours de ce chapitre. La fonction de drainage est un terme puits de l'équation de Richards (cf. équation (2.28), page 49) appliqué uniquement dans la dernière maille du bas de la colonne.

La fonction de drainage finale s'exprime de trois façons différentes, selon la présence ou l'absence d'une zone de suintement et, le cas échéant, la distance entre celle-ci et la colonne. De plus, un terme de compensation du couplage rivière/évapotranspiration est ajouté quel que soit le cas rencontré. Cette fonction de drainage est donnée par la formule générale suivante :

$$D(L, t) = \begin{cases} D_1(L, t) + \Delta_{ET}(L, t) & \text{si } x_s(t) = 0 \\ D_2(L, t) + \Delta_{ET}(L, t) & \text{si } x_s(t) > 0 \text{ et } L \leq L_s(t) \\ (1 - f_1(L_s(t)))D_1(L, t) + f_1(L_s(t))D_2(L, t) + \Delta_{ET}(L, t) & \text{si } x_s(t) > 0 \text{ et } L > L_s(t) \end{cases} \quad (2.68)$$

avec

$$D_1(L, t) = \begin{cases} -Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t)(n+2) \frac{L^{n+1}}{L_t^{n+2}} & \text{si } i(t) = \gamma \\ -Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) \frac{L\psi(L, t)}{\frac{L_1(t)^2}{2} - \varphi_1(t)} & \text{si } i(t) < \gamma \text{ et } L < L_1(t) \\ -K_{\text{sat}} K_r(z = h_{\min}(L)) & \text{si } i(t) < \gamma \text{ et } L \geq L_1(t) \end{cases} \quad (2.69)$$

et

$$D_2(L, t) = \begin{cases} -\left(Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) + Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t) \right) (n+1)(n+2) \frac{(L_t - L)L^n}{(L_t - x_s(t))^{n+2}} & \text{si } i(t) = \gamma \\ -\left(Q_{\text{out}}^{\text{soil}}(t) + Q_{\text{out}}^{\text{sf}}(t) \right) \frac{(L_1(t) - L)\psi(L, t)}{\frac{(L_1(t) - x_s(t))^2}{2} - \varphi_2(t)} & \text{si } i(t) < \gamma \text{ et } L < L_1(t) \\ -K_{\text{sat}} K_r(z = h_{\min}(L)) & \text{si } i(t) < \gamma \text{ et } L \geq L_1(t) \end{cases} \quad (2.70)$$

$$\Delta_{ET}(L, t) = \max \left(0, \left(EV(t) + TR(t) \right) \left(1 - L_t L \frac{\psi(L, t)}{\frac{L_1(t)^2}{2} - \varphi_1(t)} \right) \right) \quad (2.71)$$

et avec

$$f_1(X) = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2}{\pi} \arctan(-C \times \left(\frac{1}{X} + \frac{1}{X-L} \right)) \right),$$

$$\psi(L, t) = 1 - \left[1 + \beta^n (h_r + L \tan \gamma - h_w(L, t))^n \right]^{-m},$$

$$\varphi_1(t) = \int_{x=0}^{L_1(t)} x \left[1 + B(t)^n x^n \right]^{-m} dx,$$

$$\varphi_2(t) = \int_{x=x_s(t)}^{L_1(t)} (L_1(t) - x) \left[1 + B(t)^n (x - x_s(t))^n \right]^{-m} dx,$$

$$B(t) = \beta(\tan \gamma - \tan i(t)).$$

Chapitre 3

L'environnement de modélisation

3.1 Cast3m

3.1.1 Présentation

« Cast3M » (<http://www-cast3m.cea.fr>) est un code de calcul développé principalement au Commissariat à l'Énergie Atomique (CEA). Il permet de résoudre des équations aux dérivées partielles, principalement par la méthode des éléments finis. Il a été initialement développé pour des problèmes de mécanique des structures, avant d'être adapté à de nombreux domaines parmi lesquels figurent les écoulements en milieux poreux. Différentes formulations numériques sont désormais disponibles, comme les éléments finis mixtes hybrides (EFMH) ou les volumes finis.

Ce code de calcul se présente comme une boîte à outils d'opérateurs élémentaires. De nombreux opérateurs sont disponibles pour la génération des maillages, la définition des propriétés des milieux, la résolution de différents types d'équation, ou encore pour le post-traitement. Ces opérateurs sont développés avec le langage Esope, dérivé du Fortran. L'utilisation des opérateurs se fait à l'aide du langage Gibiane, un langage orienté objet. Il est possible de regrouper des lignes de codes appelant successivement différents opérateurs dans des fichiers procédures, pour des appels ultérieurs dans des jeux de données. Par exemple, la procédure *Darcysat* permet de résoudre l'équation de Darcy en transitoire en zone saturée et non saturée [Bernard-Michel et Genty, 2006].

Ce code offre, de plus, la possibilité à chaque utilisateur de modifier les procédures existantes afin de les adapter à chaque problématique. Ainsi, l'implémentation de la fonction de drainage présentée dans le chapitre précédent a été réalisée dans la procédure *Darcysat*. Il est également possible de créer de nouveaux opérateurs. Ce code de calcul ouvert et modifiable est donc particulièrement adapté à des activités de développements numériques et de recherche en général.

La version de Cast3m utilisée dans le cadre de ce travail est celle de 2012, à laquelle ont été ajoutées les modifications de S. Weill relatives aux écoulements de surface [Weill, 2007; Weill *et al.*, 2009].

3.1.2 Résolution de l'équation de Richards

Le développement et la validation de la procédure d'écoulement en milieux poreux sont décrits dans les rapports du CEA suivants : Benet et Mouche [1997] et Bernard-Michel et Genty [2006]. Sont ici repris uniquement les résultats principaux.

L'équation de Richards généralisée (éq. (2.10), page 41), fortement non linéaire, est résolue de manière

implicite par la méthode du point fixe. L'équation discrétisée en temps est la suivante :

$$S_s(H_i^{n+1}) \frac{H_{i+1}^{n+1} - H_i^n}{\Delta t} - \nabla (K_{\text{sat}} K_r(H_i^{n+1}) \nabla H_{i+1}^{n+1}) = q$$

avec n , le dernier pas de temps calculé et i , l'itération de l'algorithme du point fixe pour le calcul au pas de temps $n + 1$. Les critères d'arrêt du point fixe sont les suivants :

$$\frac{|K_r(H_{i+1}^n) - K_r(H_i^n)|}{K_r(H_{i+1}^n)} < \epsilon \quad \text{et} \quad |\theta_{i+1}^n - \theta_i^n| < \epsilon$$

avec ϵ , le critère de convergence, fixé par défaut à 10^{-4} .

Le pas de temps est calculé automatiquement en fonction des variations des flux d'eau dans le domaine.

Plusieurs conditions aux limites sont disponibles :

- les conditions de Dirichlet : la charge hydraulique est imposée sur les frontières sélectionnées du domaine ;
- les conditions de Neumann : le flux est imposé sur les frontières sélectionnées du domaine ;
- les conditions mixtes.

3.2 Orchidée

3.2.1 Présentation générale

« Orchidée »¹ (<http://labex.ipsl.fr/orchidee/>) est un modèle de surface continentale (*Land Surface Model*, LSM) développé par l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). Il s'agit d'un modèle dynamique, développé à l'échelle globale et qui simule les processus continentaux, dans le continuum sol-végétation-atmosphère. Ses résultats sont intégrés comme condition à la limite basse du modèle général de circulation atmosphérique du Laboratoire de Météorologie Dynamique (modèle LMDZ). Il permet ainsi de modéliser les interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Il peut également être utilisé en *mode forcé*, c'est-à-dire avec un forçage météorologique imposé pour l'ensemble de la période simulée, sans possibilité de rétroaction des processus de surface sur celui-ci.

Orchidée simule en particulier les flux d'énergie, d'eau et de carbone entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Il est composé de trois modules qui représentent des processus différents et agissant à des échelles de temps différentes : SECHIBA² qui représente les flux d'eau et d'énergie dans le sol et à sa surface, STOMATE³, qui modélise principalement la phénologie végétale (les phases de développement saisonnier des plantes liées au cycle climatique annuel, comme la feuillaison ou la coloration des plantes) et les échanges de carbone dans la biosphère, et LPJ⁴ qui simule l'évolution dynamique de la végétation. Ces trois modules peuvent être activés ou désactivés, au choix de l'utilisateur. Dans le cadre de ce travail, seul le module Sechiba a été utilisé.

3.2.2 Sechiba

Le module Sechiba a initialement été développé par Ducoudre *et al.* [1993] pour paramétrer les échanges d'énergie et d'eau entre le sol et l'atmosphère, via la végétation, ainsi que les variations de stockage d'eau souterraine. Ont ainsi été introduits les processus suivants : évaporation, transpiration des plantes, pertes par interception et stockage de l'eau dans le sol. La résolution de ces processus se fait uniquement verticalement,

1. ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems Environment
 2. Schématisation des Échanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et Atmosphère
 3. Saclay Toulouse Orsay Model for Analysis of Terrestrial Ecosystems
 4. Lund-Postdam-Jena

les surfaces continentales étant représentées comme un ensemble de colonnes de sol voisines mais indépendantes les unes des autres. Les processus importants pour cette thèse sont représentés sur une colonne de sol sur la figure 2.15.

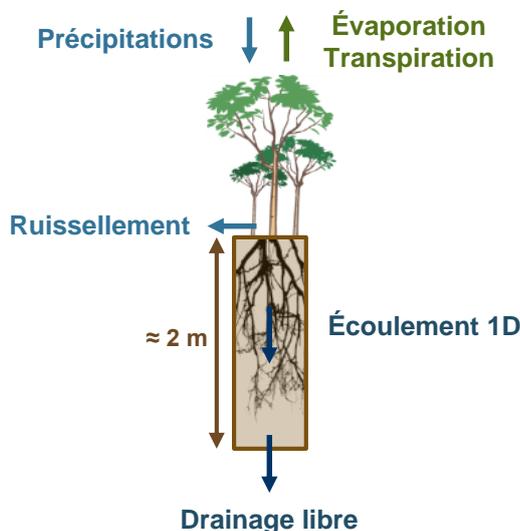


Fig. 2.15 – Colonne Orchidée et principaux processus modélisés.

Différentes améliorations et modifications d'Orchidée ont ensuite été réalisées au cours du temps. L'utilisateur est généralement libre de choisir quelle version il souhaite utiliser. On peut citer en particulier la modification du bilan hydrologique à deux couches (modèle de Bucket) par la résolution de l'équation de Richards le long d'un maillage vertical de 11 couches [de Rosnay, 1999], puis de 20 couches [Campoy *et al.*, 2013]. Un profil racinaire a alors pu être introduit pour représenter la variation de la prise d'eau racinaire en fonction de la profondeur [de Rosnay et Polcher, 1998]. Ensuite, d'Orgeval [2006] a, par exemple, modifié les calculs d'évaporation en introduisant la fraction de sol nu à travers le feuillage.

Résolution spatiale et temporelle

La résolution spatiale du modèle Sechiba est celle du modèle atmosphérique LMDZ lorsque ces deux modèles sont utilisés en mode couplé. Sinon, elle doit correspondre à la résolution du forçage atmosphérique utilisé. De manière générale, la résolution spatiale est de 1° (~ 100 km) pour des simulations à l'échelle globale. On observe cependant une tendance à la diminution de la taille des mailles, grâce à l'augmentation de la puissance des calculateurs.

Le pas de temps classiquement utilisé dans Sechiba est de 30 minutes.

Équation de Richards

L'équation de Richards qui est résolue dans Sechiba est formulée en fonction de la teneur en eau :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot (D_c(\theta) \vec{\nabla} \theta) - \vec{\nabla} K \cdot \vec{\nabla} z = q \quad (2.72)$$

avec $D_c(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(\theta)}$ la diffusivité capillaire.

Elle est résolue selon l'axe vertical uniquement. La perméabilité K et la diffusivité D_c sont calculées à partir des relations de Van Genuchten (cf. section 1.1.4, page 41), puis linéarisées par morceaux pour réduire le coût numérique des calculs [d'Orgeval, 2006]. La résolution de l'équation (2.72) est basée sur la méthode

des différences finies associée à un schéma semi-implicite [de Rosnay, 1999]. Le maillage à 11 couches, celui utilisé ici, représente une couche de sol de 2 m de profondeur. Sa progression est géométrique de raison 2. L'épaisseur de la première couche située juste sous la surface du sol est égale à 1 mm, tandis que celle de la couche la plus profonde vaut 1 m.

Drainage en fond de colonne

En fond de colonne, une condition à la limite de drainage libre est imposée. Ceci signifie que le flux au fond de la colonne est égal à la conductivité hydraulique [d'Orgeval, 2006]. Cette condition à la limite est valable pour des nappes profondes, mais sa validité diminue à mesure que la nappe est proche du fond de la colonne, et donc de la surface. L'impact de cette condition à la limite de drainage libre sur le profil de teneur en eau simulé et sur les possibles rétroactions sur le climat a été étudié par Campoy *et al.* [2013]. Différentes conditions à la limite ont été testées : drainage réduit en le multipliant par un facteur donné (0,1 et 0,01), drainage nul (fond imperméable), et saturation imposée à différentes profondeurs. Les résultats montrent un impact significatif sur les flux d'évapotranspiration pendant la période estivale ainsi que sur différentes variables atmosphériques, comme les précipitations et la température de l'air.

Type de sol

Les trois types de sol utilisés par défaut dans Orchidée sont de texture fine, moyenne et grossière. Ils sont définis par les valeurs présentées dans le tableau 2.1 (page 41) et sont caractérisés par les relations de Van Genuchten (cf. section 1.1.4, page 41). Ils correspondent respectivement à un limon argileux, un limon sablo-argileux et un sable limoneux.

Type de végétation

Les paramètres de végétation sont définis pour 12 catégories de végétation, auxquelles s'ajoute le sol nu (tableau 2.3). Ces différentes catégories correspondent à des types fonctionnels de plantes (*Plant Functional Types*, PFT). Ce découpage est réalisé selon des critères de similarité fonctionnelle, englobant ainsi de nombreuses espèces, l'objectif n'étant pas de représenter l'ensemble des espèces végétales. On distingue alors 8 PFTs représentant des arbres, 2 PFTs de plantes herbacées et 2 PFTs de type agricole. Cette classification permet de paramétrer les principales caractéristiques des végétaux, comme le coefficient racinaire pour la fonction racinaire exponentielle (c_{rac} , cf. section 1.2.2, page 44), la résistance architecturale (r_0 , cf. section 1.2.2), le coefficient d'extinction pour le calcul de la fraction de sol nu au travers de la végétation (c_e , cf. équation (2.14), page 44), ou encore les LAI minimaux et maximaux.

Forçage climatique

Les données climatiques nécessaires pour utiliser Sechiba en mode forcé (ou *off-line*) sont les suivantes [Guimberteau, 2010] :

- les précipitations (en $kg \times m^{-2} \times s^{-1}$) (sous forme de pluie ou de neige le cas échéant) ;
- le rayonnement incident (solaire et infrarouge) (en $W \times m^{-2}$) ;
- la vitesse du vent à 10 m (en $m \times s^{-1}$) ;
- la pression à la surface (en Pa) ;
- la température de l'air à 2 m (en K) ;
- humidité de l'air à 2 m (en $kg \times kg^{-1}$).

N°	Type	Feuillage/Aiguille	Climat	c_{rac} (m ⁻¹)	r_0 (s × m ⁻¹)	c_e	LAI_{min}	LAI_{max}
1	Sol nu	/	/	0	0	0,5	0	0
2	Feuillus	Persistant	Tropical	0,8	25	0,5	8,0	8,0
3	Feuillus	Caduque	Tropical	0,8	25	0,5	0,0	8,0
4	Résineux	Persistant	Tempéré	1,0	25	0,5	4,0	4,0
5	Feuillus	Persistant	Tempéré	0,8	25	0,5	4,5	4,5
6	Feuillus	Caduque	Tempéré	0,8	25	0,5	0,0	4,5
7	Résineux	Persistant	Boréal	1,0	25	0,5	4,0	4,0
8	Feuillus	Caduque	Boréal	1,0	25	0,5	0,0	4,5
9	Résineux	Caduque	Boréal	0,8	25	0,5	0,0	4,0
10	Prairies	C3		4,0	2,5	0,5	0,0	2,0
11	Prairies	C4		4,0	2,0	0,5	0,0	2,0
12	Cultures	C3		4,0	2,0	0,5	0,0	2,0
13	Cultures	C4		4,0	2,0	0,5	0,0	2,0

Tab. 2.3 – Caractéristiques principales des différents types de végétation proposés dans Orchidée (appelés PFT : *Plant Functional Type*).

3.3 Chaînage Cast3m/Orchidée

En résumé, le code de calcul Cast3m permet de modéliser les mouvements de l'eau dans le sol en fonction de la pluviométrie, de la géométrie du sol et du type de sol. En revanche, les processus liés à la végétation ne sont pas pris en compte, empêchant de tenir compte des interactions entre le sol, la végétation et l'atmosphère.

A l'inverse, le code de calcul Orchidée utilise les données climatiques pour estimer la transpiration, l'évaporation et la pluie non interceptée. Ces flux sont alors appliqués aux colonnes de sol. Cependant, le sol tel que modélisé ne permet pas de prendre en compte l'éventualité d'une nappe souterraine de faible profondeur et son battement temporel, et donc son interaction avec la végétation et l'atmosphère.

En conséquence, le couplage sol-végétation-atmosphère n'est pleinement représenté dans aucun des deux modèles. Pour le développement et la validation d'un modèle de colonne comprenant la représentation d'une nappe de faible profondeur, il a été fait le choix de tirer profit des avantages des deux codes de calcul en les chaînant. Un chaînage consiste à utiliser les résultats d'une simulation d'un premier code de calcul pour une simulation d'un second code de calcul. Les deux simulations sont donc consécutives. Le chaînage est à différencier du couplage de codes. Dans ce dernier cas, les simulations des deux codes de calcul se font en simultané et à chaque pas de temps, elles s'échangent des informations. Les deux simulations avancent ainsi en parallèle. Mettre en place un couplage entre codes nécessite des développements informatiques qui peuvent être importants. Au contraire, un chaînage nécessite seulement de transformer des sorties d'une simulation pour les rendre compatibles avec les données d'entrée de la seconde simulation. Cette simplicité de mise en œuvre est une des raisons ayant motivé le choix du chaînage entre Orchidée et Cast3m. De plus, les résultats extraits des simulations Orchidée ne sont que faiblement dépendants du profil de teneur en eau du sol. Un couplage apporterait un raffinement non nécessaire à ce stade du développement du modèle H2SC.

Les différentes étapes du chaînage mis en place sont les suivantes et sont représentées schématiquement sur la figure 2.16 :

1. Simulation Orchidée ;
2. Extraction des résultats suivants :
 - pluie tombant au sol ;
 - résultats nécessaires au calcul du terme temporel de la fonction de transpiration : $f_t(t)$, éq. (2.17) et éq. (2.18) (page 44) ;

- résultats nécessaires au calcul du terme temporel de la fonction d'évaporation : $f_e(t)$, éq. (2.22) et éq. (2.23) (page 46) ;
 - pertes par interception ;
3. Calcul de $f_t(t)$ et écriture de l'ensemble des résultats en fichiers lisibles comme données d'entrée pour Cast3m ;
 4. Simulation Cast3m.

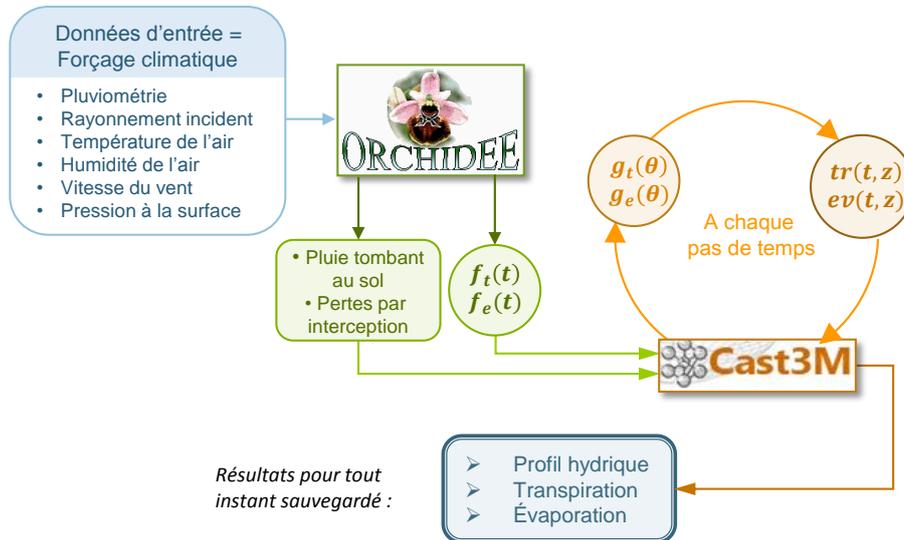


Fig. 2.16 – Principe de fonctionnement du chaînage Orchidée/Cast3m.

Afin de limiter l'impact des conditions initiales dans les simulations Orchidée, ce modèle est relancé successivement sur la même période de temps, en utilisant l'état final comme état initial de la simulation suivante. Cette méthode pour converger vers un état d'équilibre et s'affranchir des conditions initiales, qui ne sont jamais connues ou mesurées dans leur totalité, est nommée *spin-up*. Ensuite, seuls les résultats de la dernière itération sont utilisés.

Le modèle Cast3m est initialisé par une charge hydraulique constante dans l'ensemble de la colonne. L'initialisation des deux paramètres du modèle de nappe ($i(t)$ et $x_s(t)$) sont laissés au libre choix de l'utilisateur.

La mise en place de ce chaînage a nécessité une adaptation de la procédure *darcysat* de Cast3m, afin de calculer les flux d'évaporation et de transpiration conformément aux équations (2.17) et (2.22). A chaque pas de temps, le terme $f_t(t)$ est lu dans les données d'entrée et $g_t(\theta)$ est calculé à partir des valeurs de $\theta(z, t)$ simulées. Le terme $h_t(z)$ est une constante temporelle au cours de la simulation. Ainsi, $tr(z, t)$ est calculé dans chaque maille de la colonne et il peut être imposé comme terme puits de l'équation de Richards (éq. (2.27)). Après avoir estimé $TR(t)$ (éq. (2.16)), le terme $f_e(t)$ de l'évaporation peut être calculé également, ainsi que $g_e(\theta)$. Le résultat $ev(z, t)$ est également imposé comme terme puits de l'équation de Richards.

Troisième partie

Validation et application du modèle
H2SC

Introduction

Cette troisième partie est consacrée à la validation du modèle de colonne H2SC décrit dans la partie précédente et à son application à un cas réel.

La phase de validation porte sur la fonction de drainage (éq. (2.68)), dont la construction est détaillée dans le chapitre 2 de la partie 2. En effet, l'apport du modèle H2SC, en comparaison aux modèles de colonne existants, est sa capacité à simuler le battement d'une nappe de manière réaliste, et ceci grâce à la fonction de drainage. En conséquence, les flux d'évapotranspiration peuvent être estimés en tenant compte de leur couplage avec les eaux souterraines. La validation du modèle repose donc sur l'évaluation de la qualité de la représentation du battement de la nappe de la colonne. Pour ce faire, différents cas tests académiques ont été mis en œuvre. Ces cas tests consistent en une comparaison de l'évolution temporelle de la profondeur de la nappe entre les résultats de simulations de versants 2D et ceux du modèle H2SC pour des colonnes localisées à différentes distances de la rivière. Différentes géométries de versants, différents types de sols et différents forçages ont été testés, afin d'évaluer l'impact de chacun des paramètres. La description des cas tests et les résultats sont présentés dans le chapitre 1.

Dans un second temps, le modèle de colonne a été appliqué à un cas réel : le Strengbach, un bassin versant situé dans le massif des Vosges, en France. Le modèle H2SC a été utilisé pour simuler la position de deux piézomètres installés sur le bassin versant. L'évolution temporelle simulée du niveau de la nappe est alors comparée aux données mesurées des piézomètres. La présentation de l'application au Strengbach est exposée dans le chapitre 2.

Chapitre 1

Cas tests académiques

Dans ce chapitre, sont présentés les cas tests qui ont été réalisés pour valider l'approche du modèle de colonne H2SC. Pour chacun des cas tests, l'évolution temporelle du niveau de la nappe simulée par le modèle de colonne est comparée aux résultats d'une simulation 2D complète. La comparaison est réalisée pour différentes distances à la rivière, chacune étant associée à une simulation avec le modèle H2SC (figure 3.1). Les simulations de versants 2D ont été réalisées avec le modèle Cast3m, en s'appuyant, lorsque nécessaire, sur le chaînage Cast3m-Orchidée pour permettre le calcul des flux d'évapotranspiration (cf. section 3.3 de la partie 2, page 77).

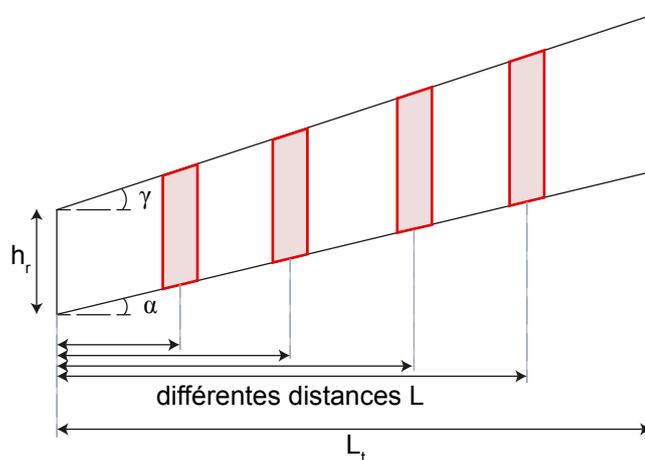


Fig. 3.1 – Représentation des cas tests académiques : association d'un versant idéalisé avec plusieurs colonnes situées à différentes distances de la rivière.

Une description générale des cas tests est proposée dans la section 1.1. Différents résultats sont donnés et commentés dans les sections 1.2 à 1.5. Enfin, les résultats et conclusions obtenus de l'ensemble de ces cas tests sont synthétisés dans la section 1.6.

1.1 Présentation des cas tests

La géométrie des versants 2D simulés est présentée sur la figure 3.1. Les différents paramètres géométriques sont les suivants : h_r la hauteur de l'aquifère sous la rivière, L_t la longueur du versant, α la pente de l'aquifère et γ la pente de la surface. Est ajouté comme caractéristique la pente initiale du toit de la nappe : $i(t=0)$. Cinq géométries de versants ont été définies et utilisées. Les valeurs de leurs paramètres géométriques sont données dans le tableau 3.1.

Géométrie	h_r (m)	L_t (m)	$\tan \gamma$	$\tan \alpha$	$\tan i(t=0)$
1	5	50	10 %	10 %	7 %
2	5	100	10 %	10 %	7 %
3	5	100	10 %	10 %	3 %
4	5	50	10 %	0 %	7 %
5	5	50	30 %	30 %	20 %

Tab. 3.1 – Géométrie des versants pour les cas tests, les paramètres variant d'une géométrie à l'autre sont indiqués en gras.

Trois types de sols ont été testés. Il s'agit des trois types de sols utilisés par défaut dans Orchidée et dont les propriétés sont données dans le tableau 2.1 (page 41). Ils correspondent à un sol de texture fine (sable limoneux), un sol de texture moyenne (limon sablo-argileux) et un sol de texture grossière (limon argileux).

Afin d'évaluer successivement les différentes composantes de la fonction de drainage (D_1 , D_2 , fonction de mélange entre D_1 et D_2 , et Δ_{ET} de l'équation 2.68), divers forçages climatiques ont été appliqués :

1. Dans un premier temps (section 1.2), aucune précipitation ni flux d'évapotranspiration n'ont été imposés. L'objectif est de tester la fonction de drainage D_1 (éq. (2.69)) uniquement. En effet, sans apports d'eau par précipitation, la nappe se décharge continuellement et aucune zone de suintement ne se crée.
2. Dans un second temps (section 1.3), des créneaux de pluie d'intensité et de durée différentes ont été testés. Ils sont décrits dans le tableau 3.2. L'objectif de cette deuxième série de cas tests est d'évaluer la fonction de drainage D_2 (éq. (2.70)) ainsi que la transition entre D_2 et D_1 (éq. (2.68)).

Pluie	Pluie (m/s)	Début de la pluie (s)	Fin de la pluie (s)
1	10^{-8}	10^5	$1,1 \times 10^6$
2	10^{-7}	10^5	6×10^5
3	10^{-6}	10^5	3×10^5

Tab. 3.2 – Description des créneaux de pluie appliqués dans le cadre des cas tests.

3. La troisième série de cas tests (section 1.4) impose différents flux d'évaporation et de transpiration constants au cours du temps (sans précipitations) dans le but d'évaluer la fonction Δ_{ET} (éq. (2.71)). Les flux d'évaporation et de transpiration sont testés séparément pour examiner si la qualité des résultats est sensible au profil vertical de prise d'eau (cf. fonctions $h_t(z)$ et $h_e(z)$, éq. (2.20) et (2.25) respectivement). Les valeurs utilisées des flux d'évapotranspiration sont données dans le tableau 3.3.
4. Le dernier cas test se base sur un forçage météorologique complet et réel, donc avec des variations temporelles des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle. L'objectif ici est d'évaluer la fonction de drainage dans son intégralité. Ce cas test est présenté dans la section 1.5.

ET	Évaporation (m/s)	Transpiration (m/s)
1	10^{-8}	0
2	2×10^{-8}	0
3	0	2×10^{-8}

Tab. 3.3 – Cas tests d'évapotranspiration.

Enfin, l'ensemble des simulations de versant ont été initialisées par une nappe linéaire le long du versant. L'initialisation des simulations du modèle de colonne de H2SC est réalisée de sorte que la profondeur de la nappe dans la colonne corresponde à celle dans le versant à la distance L . La longueur de la zone de suintement est initialement mise à zéro.

1.2 Cas sans pluie ni évapotranspiration

Pour cette première série de cas tests, sans précipitations ni flux d'évapotranspiration, les cinq géométries du tableau 3.1 ont été testées. De plus, les trois types de sols du tableau 2.1 ont été appliqués à chacune des géométries, soit au final 15 simulations tests. Les résultats sont présentés et commentés dans les sous-sections suivantes.

1.2.1 Cas 1 : géométrie 1

Ce premier cas test est basé sur un versant de géométrie 1 (tableau 3.1), c'est-à-dire avec une hauteur d'aquifère de 5 m, une longueur de 50 m et les pentes d'aquifère et de surface prises à 10 %. Les résultats pour les trois types de sols sont présentés sur les figures 3.2(a)-(c). Sont représentées sur ces figures les évolutions temporelles de la profondeur de la nappe à différentes distances de la rivière : $L = 5$ m, 15 m, 25 m et 35 m. Les résultats obtenus en simulant le versant 2D dans son intégralité sont représentés en lignes continues. Les résultats des 4 simulations du modèle H2SC (une pour chaque distance L) sont indiqués en lignes pointillées. La durée de la simulation correspond à une période de 3 mois.

En observant les faibles écarts entre les lignes continues et pointillées, on peut noter une très bonne correspondance entre les résultats du modèle de colonne H2SC et ceux du versant, quelles que soient la distance à la rivière et le type de sol considérés. On peut néanmoins relever que cet écart entre les résultats 1D et 2D augmente lorsque L devient proche de L_t , la longueur totale du versant. Cette observation s'explique par la forme que prend le toit de la nappe en $x = L_t$, c'est-à-dire à l'extrémité amont du versant. En ce point, la limite du versant est caractérisée par une condition à la limite de flux nul pour la simulation 2D, condition à la limite motivée par des considérations de symétrie le long de la limite amont. Cette condition de flux nul implique une pente de nappe nulle en ce point. Le toit de la nappe a donc tendance à s'incurver en limite amont du versant dans la simulation de versant. L'hypothèse de linéarité de la nappe atteint ainsi sa limite de validité à proximité de L_t , d'où un écart observé supérieur en $L = 35$ m, comparé aux autres distances.

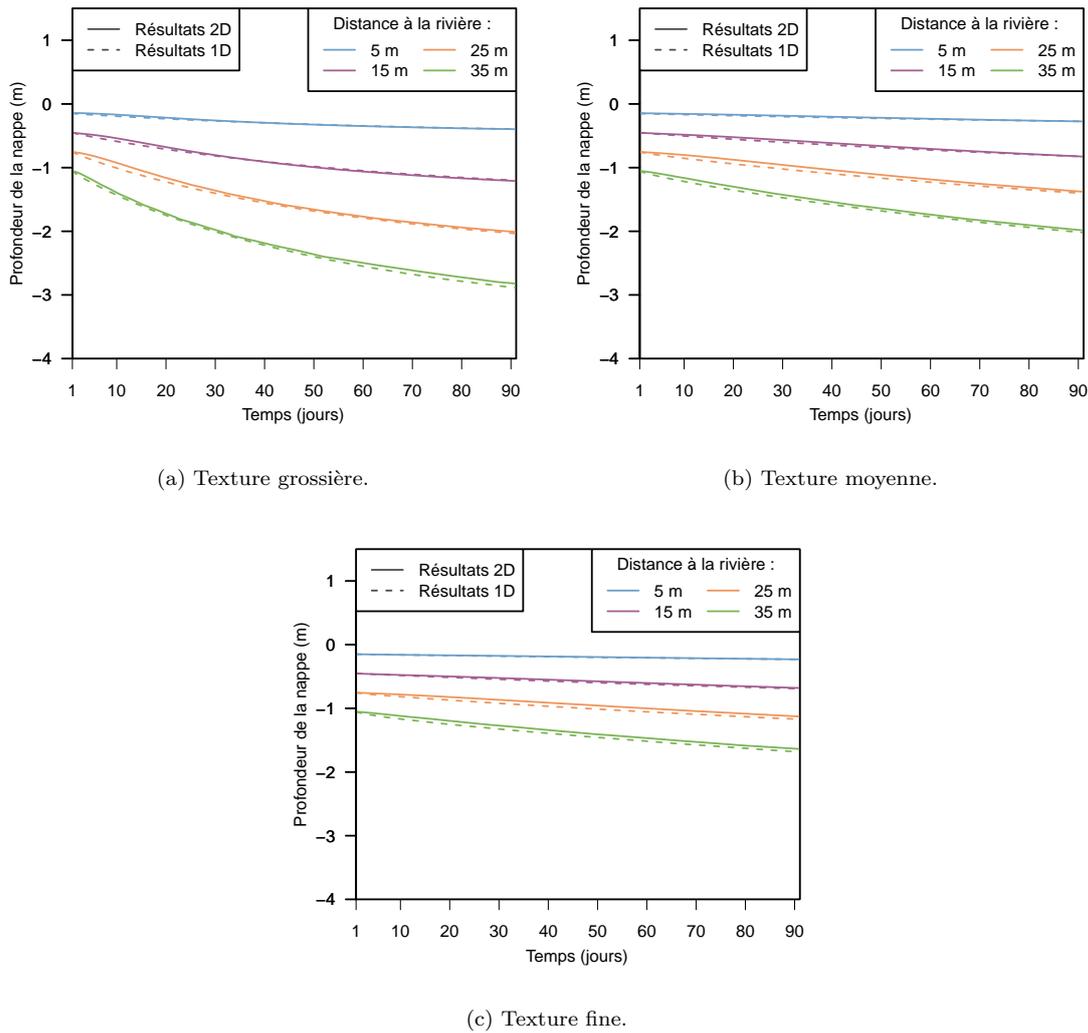


Fig. 3.2 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour la géométrie 1 appliquée aux trois types de sols : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour quatre distances à la rivière.

1.2.2 Cas 2 : géométrie 2

Pour le second cas test, la longueur du versant est choisie deux fois plus grande, c'est-à-dire égale à 100 m au lieu de 50 m. L'ensemble des autres paramètres géométriques sont inchangés. Deux distances de comparaison ont été ajoutées pour permettre une comparaison à des distances plus éloignées de la rivière : $L = 55$ m et 75 m. Les résultats sont présentés sur les figures 3.3(a)-(c).

Comme dans le cas précédent, les résultats du modèle H2SC apparaissent particulièrement satisfaisants. La dégradation des résultats aux distances proches de l'amont du versant est toutefois plus visible que dans le cas de la géométrie 1. On peut également remarquer que cette différence entre les résultats 2D et 1D pour les distances proches de la limite amont du versant (en $L = 55$ m et 75 m) est plus élevée pour le sol à texture grossière que pour le sol à texture fine, c'est-à-dire pour les sols à dynamique plus rapide.

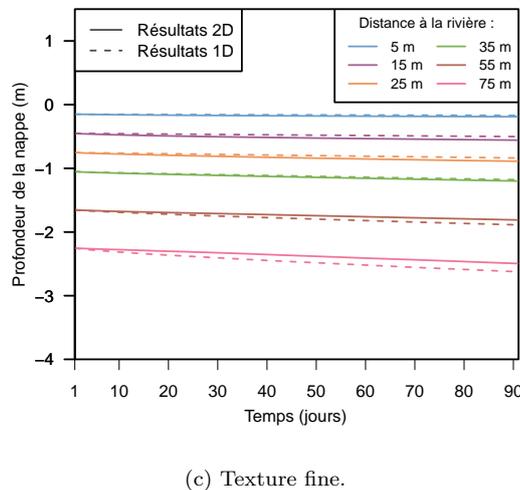
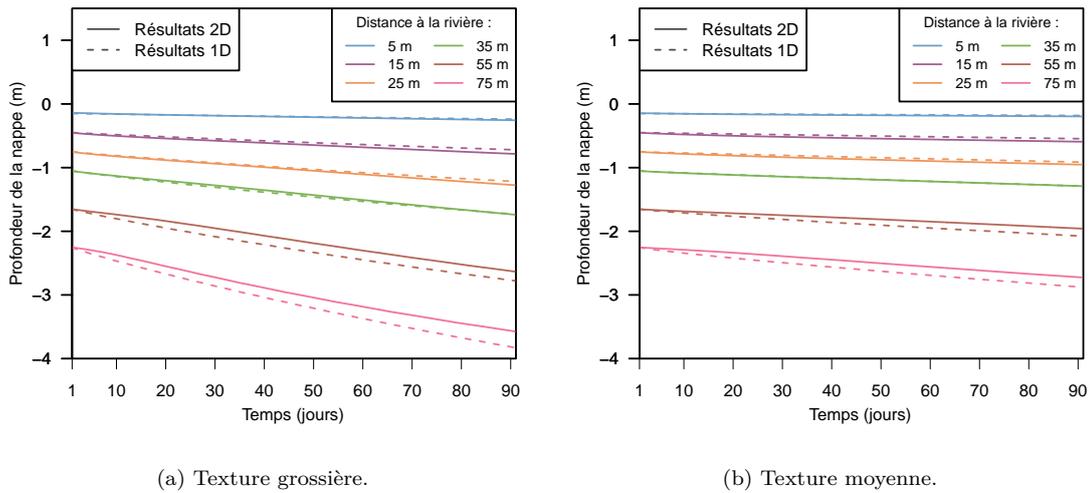


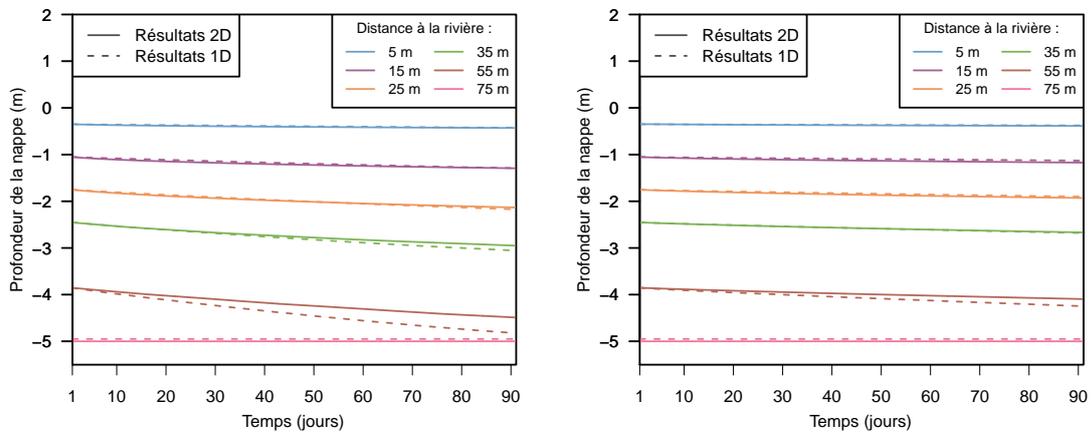
Fig. 3.3 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour la géométrie 2 appliquée aux trois types de sols : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour six distances à la rivière.

1.2.3 Cas 3 : géométrie 3

Pour ce nouveau cas test, les paramètres géométriques du versant sont identiques au cas précédent. Seule l'initialisation du niveau de la nappe est différente : la pente de la nappe est abaissée de 7 % à 3 %. L'intérêt ici est de tester le cas $L_1(t) < L_t$ de la fonction de drainage D_1 (cf. cas 3 de la sous-section 2.4.3 de la partie précédente, page 60), c'est-à-dire lorsque la nappe n'est pas présente sur l'ensemble du versant car celle-ci intersecte le fond de l'aquifère. En effet, pour cette géométrie de versant, $L_1(t)$ est inférieur à L_t lorsque $\tan i(t) < 5\%$. Or, tout au long des simulations du cas 2, les valeurs de pente de nappe restent supérieures à 5 %. Les résultats de ce cas test sont présentés sur les figures 3.4(a)-(c).

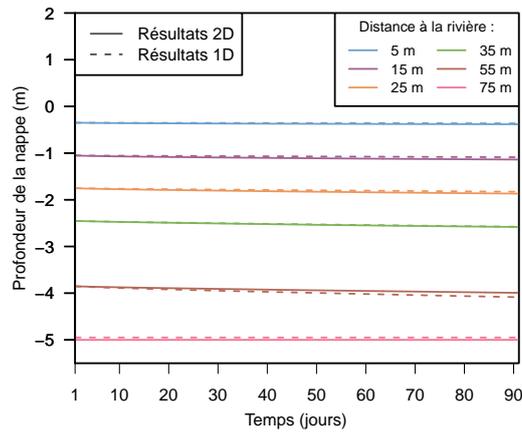
On observe que le modèle H2SC reste satisfaisant dans le cas où $L_1(t) < L_t$, pour les trois types de sols et l'ensemble des distances représentées. On peut noter que la distance $L = 75$ m n'a pas de zone saturée, d'où une profondeur de nappe constante au cours du temps et égale à 5 m de profondeur, qui est la profondeur de l'aquifère. Un écart plus important est à mentionner pour la distance $L = 55$ m avec le sol de texture grossière. Comme cela sera également observé dans certains des cas tests suivants, on remarque une dégradation des résultats lorsque la nappe tend à disparaître d'une colonne. Cette dégradation s'explique

par la limite de validité de l'hypothèse de linéarité de la nappe dans ces cas-là. Plus de détails sur cette configuration particulière sont donnés dans la sous-section 1.2.5.



(a) Texture grossière.

(b) Texture moyenne.



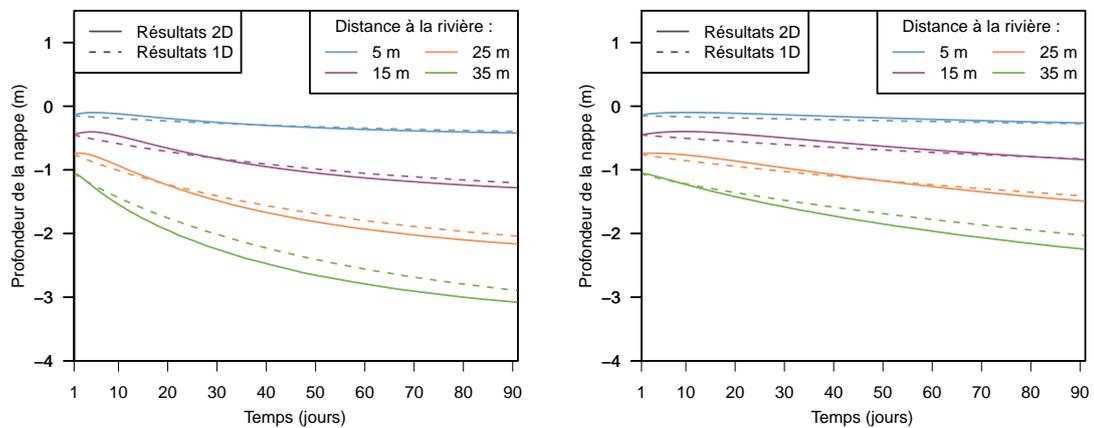
(c) Texture fine.

Fig. 3.4 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour la géométrie 3 appliquée aux trois types de sols : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour six distances à la rivière.

1.2.4 Cas 4 : géométrie 4

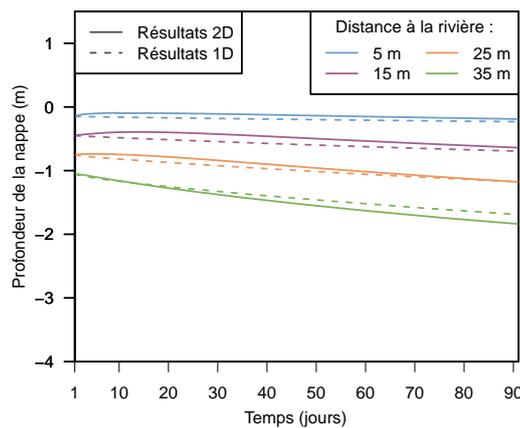
La géométrie de ce cas test est identique à celle du premier cas test, à l'exception de la pente de l'aquifère α qui est prise égale à zéro, au lieu de 10 % précédemment. Les figures 3.5(a)-(c) présentent les résultats obtenus.

Par rapport aux résultats obtenus précédemment avec $\tan \alpha = 10 \%$ (cf. figures 3.2(a)-(c)), les résultats du modèle H2SC sont légèrement plus éloignés de ceux des simulations de versant lorsque le fond de l'aquifère est horizontal ($\alpha = 0$). On peut néanmoins remarquer que ces écarts sont en partie la conséquence d'une hausse du niveau de la nappe au début de la simulation de versant (particulièrement visible sur la figure correspondant au sol à texture grossière pour les distances L de 5, 15 et 25 m). Cette légère hausse observée correspond à une mise à l'équilibre du toit de la nappe en 2D, suite à son initialisation. Il s'agit donc d'un artefact dû aux conditions initiales, et il apparaît logique que le modèle de colonne H2SC ne reproduise pas ce comportement. Néanmoins, pour les distances L de 5 m, 15 m et 25 m, on constate que les résultats de versant et de colonnes tendent à se rapprocher sensiblement après cette phase d'initialisation, attestant ainsi de la validité du modèle H2SC dans le cas d'un aquifère de pente nulle.



(a) Texture grossière.

(b) Texture moyenne.



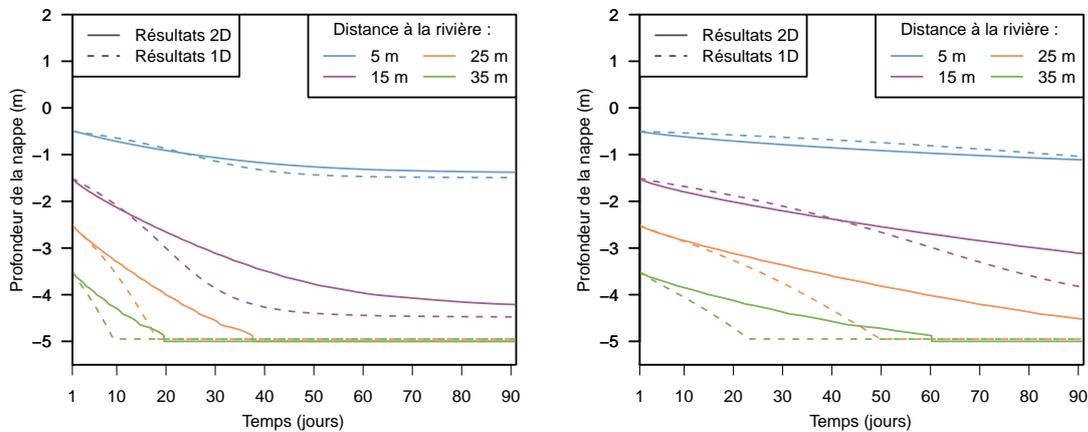
(c) Texture fine.

Fig. 3.5 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour la géométrie 4 appliquée aux trois types de sols : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour quatre distances à la rivière.

1.2.5 Cas 5 : géométrie 5

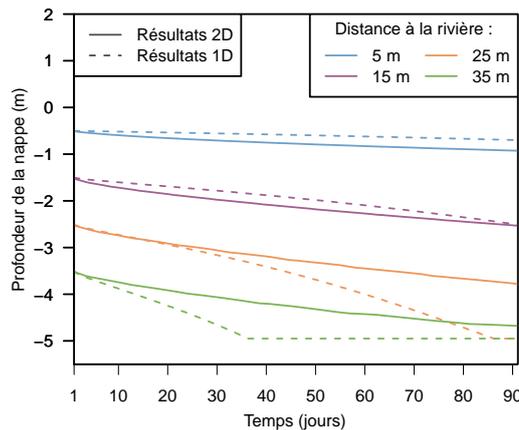
Ce dernier choix de géométrie a pour objectif de tester une forte pente de sol et d'aquifère : 30 % au lieu de 10 % précédemment. La pente de la nappe est initialisée à 20 %. Les résultats sont présentés sur les figures 3.6(a)-(c).

De manière générale, le modèle de colonne apparaît moins performant. L'erreur est particulièrement élevée lorsque le niveau de la nappe s'approche du fond de la colonne (profondeur de 5 m ici). L'explication de cette différence est illustrée par la représentation du profil de nappe réel à différents instants sur la figure 3.7. Est superposée sur les deux profils de nappe, l'hypothèse de nappe linéaire. On remarque ainsi clairement l'inflexion que prend le toit de la nappe lorsqu'il est proche du fond de l'aquifère. L'écart avec un profil linéaire est dans ce cas significatif. Cette figure illustre le fait que le niveau de la nappe en 2D décroît plus lentement que dans le modèle de colonne. En revanche, tant que la hauteur de la nappe est suffisamment élevée (profondeur de nappe inférieure à environ 3 m), la comparaison 1D/2D présente une bonne correspondance (en particulier pour $L = 5$ m, quel que soit le type de sol).



(a) Texture grossière.

(b) Texture moyenne.



(c) Texture fine.

Fig. 3.6 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour la géométrie 5 appliquée aux trois types de sols : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour quatre distances à la rivière.

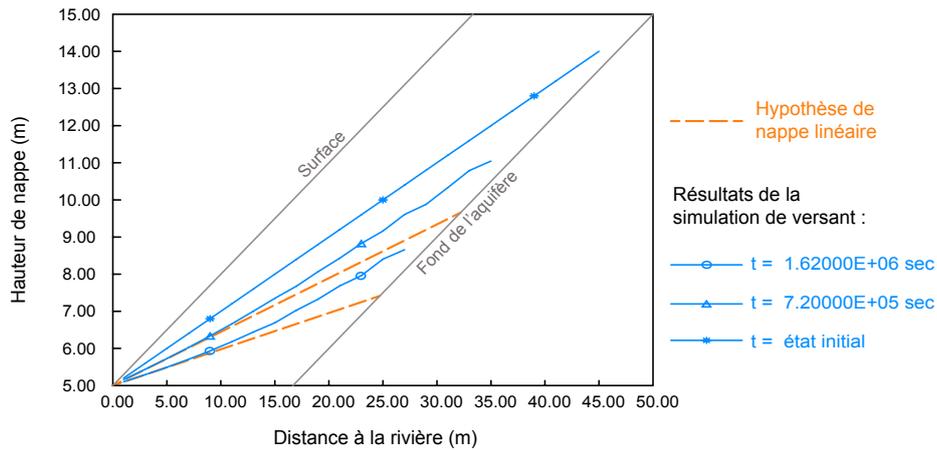


Fig. 3.7 – Profil de nappe à différents instants t simulé par le modèle de versant, pour le sol de texture grossière, et superposition de l'hypothèse de nappe linéaire.

1.2.6 Bilan

Pour résumer, les résultats obtenus avec le modèle de colonne H2SC sans forçage de précipitations ni d'évapotranspiration sont particulièrement proches des résultats des simulations de référence du versant 2D correspondant. L'ensemble de ces cas tests permettent de valider la fonction de drainage $D_1(L, t)$ pour différentes valeurs des paramètres géométriques, différents types de sols et différentes distances à la rivière L . Toutefois, quelques limites du modèle ont pu être mises en évidence. Elles sont rappelées ici :

Limite 1 : lorsque le modèle H2SC est appliqué à proximité de la limite amont du versant. En effet, celle-ci correspondant à une limite à flux nul (par symétrie) ; l'hypothèse de linéarité de la nappe n'est alors pas respectée.

Limite 2 : lorsque le toit de la nappe est proche du fond de la colonne. Dans ce cas, de nouveau, l'hypothèse de linéarité de la nappe n'est pas vérifiée, d'où un écart relativement important entre les résultats du modèle H2SC et les résultats de la simulation de versant.

En complément, on peut noter que, de manière générale, la qualité des résultats du modèle H2SC diminue légèrement pour des types de sols imposant une dynamique de nappe rapide. Pour une même géométrie, les résultats avec un sol à texture grossière sont de qualité inférieure à ceux obtenus avec un sol de texture moyenne, qui sont eux-mêmes de qualité inférieure à ceux obtenus avec un sol de texture fine.

1.3 Cas avec pluie

Pour cette deuxième série de cas tests, le modèle H2SC est évalué avec un forçage de précipitations, imposé sous la forme d'un créneau de pluie d'intensité constante et de durée limitée. Trois forçages de pluie ont ainsi été définis et ils sont indiqués dans le tableau 3.2 (page 84). Pour ces cas tests, seule la géométrie 1 de versant (tableau 3.1) a été retenue. Les trois forçages ont été testés sur les trois types de sols.

1.3.1 Cas 1 : pluie 1

Le premier cas correspond à une pluie de 10^{-8} m/s pendant une période de 10^6 s, soit environ 12 j. Les rapports précipitation sur conductivités hydrauliques valent respectivement 0,1 %, 0,3 % et 4 % pour les sols à texture grossière, moyenne et fine. Dans les trois cas, ces rapports sont faibles, d'où une infiltration totale de l'eau de pluie dans le sol sans création de ruissellement par dépassement d'infiltrabilité [Harel, 2013].

Pour cette intensité de pluie, seul le sol à texture fine subit une hausse visible du niveau de la nappe. Les résultats pour ce type de sol sont représentés sur la figure 3.8. Comme précédemment, cette figure représente l'évolution temporelle du niveau de la nappe à différentes distances de la rivière pour le modèle de versant 2D (lignes continues) et pour le modèle 1D H2SC (lignes pointillées), sur une période de 3 mois.

On remarque sur cette figure une bonne correspondance des niveaux de nappe 2D et 1D pendant l'ensemble des phases rencontrées : baisse du niveau de la nappe avant les précipitations, hausse du niveau de la nappe, baisse du niveau de la nappe immédiatement après sa hausse, puis ultérieurement. Une nuance peut toutefois être formulée pour la distance $L = 5$ m, où le niveau de la nappe atteint la surface du sol.

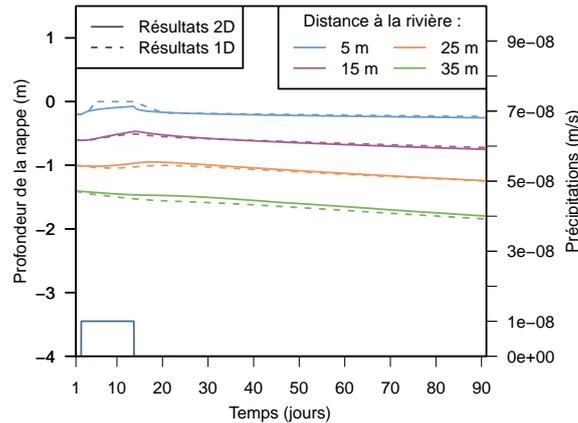


Fig. 3.8 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour la pluie 1 appliquée au sol de texture fine : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour quatre distances à la rivière.

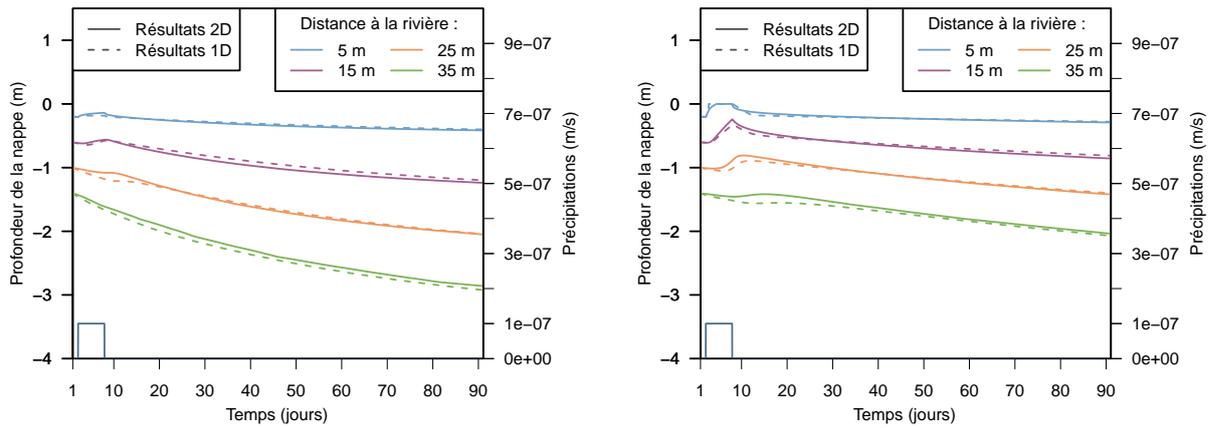
1.3.2 Cas 2 : pluie 2

Le deuxième cas correspond à une pluie d'une intensité de 10^{-7} m/s, soit supérieure d'un facteur 10 par rapport au cas précédent. Elle est imposée pendant une durée de 5×10^5 s (environ 6 j). Les rapports précipitation sur conductivités hydrauliques valent respectivement 0,8 %, 3,5 % et 13,9 % pour les sols à texture grossière, moyenne et fine. Les résultats pour les trois types de sols sont présentés sur les figures 3.9(a)-(c).

On observe ici globalement de bons résultats pour le modèle H2SC, avec une représentation satisfaisante des phases de charge, de décharge rapide suite à la recharge, puis de décharge plus lente. Ces trois phases sont particulièrement discernables sur les résultats $L = 15$ m du sol à texture moyenne.

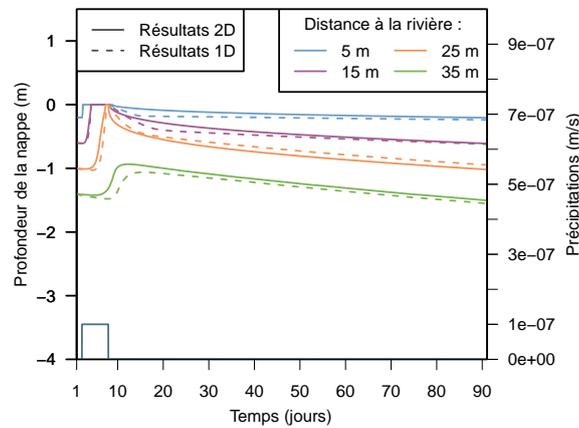
On note toutefois un retard systématique de la hausse du niveau de la nappe dans les résultats du modèle de colonne. De plus, ce retard s'accroît lorsque la colonne simulée s'éloigne de la rivière. Ce retard s'explique par le fait qu'en 2D, la hausse du niveau de la nappe dû à un apport d'eau par la surface conduit à un phénomène de diffusion autour de cette variation ponctuelle du niveau de la nappe. On assiste alors à un transfert d'eau latéral autour de cette variation locale, non pris en compte dans le modèle H2SC. Lors de précipitations, ce mouvement latéral de diffusion vers l'amont précède l'arrivée de l'eau précipitée dans la zone saturée, d'où cette perception de retard. L'absence de prise en compte de cette diffusion latérale conduit également à un niveau de recharge légèrement inférieur avec le modèle H2SC.

On peut également remarquer que la décharge de la nappe lorsque celle-ci a atteint la surface du sol n'est pas correctement simulée (cf. figure 3.9(c)). Dans certains cas, par exemple en $L = 5$ m et 15 m du sol à texture fine, la décharge du modèle de colonne est plus rapide que la décharge observée en 2D. Au contraire, dans d'autres cas, comme en $L = 25$ m pour ce même sol, la décharge 1D est plus lente que celle obtenue en 2D. Ces différences s'expliquent par le fait que le modèle H2SC tel que construit actuellement ne permet pas de simuler une longueur de suintement $x_s(t)$ supérieure à la distance L . En effet, il serait alors nécessaire de définir une évolution du modèle de nappe lorsque la colonne étudiée est entièrement saturée



(a) Texture grossière.

(b) Texture moyenne.



(c) Texture fine.

Fig. 3.9 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour la pluie 2 appliquée aux trois types de sols : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour quatre distances à la rivière.

(cf. figure 3.10). La difficulté de cette situation réside dans le fait que dans ce cas, l'ensemble des paramètres de la colonne sont constants au cours du temps (profil de teneur en eau ou valeur de $i(t)$). Il n'y a donc aucun paramètre continuant à évoluer sur lequel s'appuyer pour construire un modèle de nappe pour cette situation particulière.

Néanmoins, malgré ces différences relevées, on peut observer, dans l'ensemble des cas, une convergence des résultats 1D/2D à la fin des trois mois de simulations. Ceci est un point particulièrement important et positif pour la poursuite des simulations, car les écarts qui peuvent apparaître lors des phases de charge/décharge ne sont donc pas ou peu conservés au-delà de ces périodes. Ceci permet alors d'éviter une accumulation d'erreurs suite à une succession d'épisodes pluvieux.

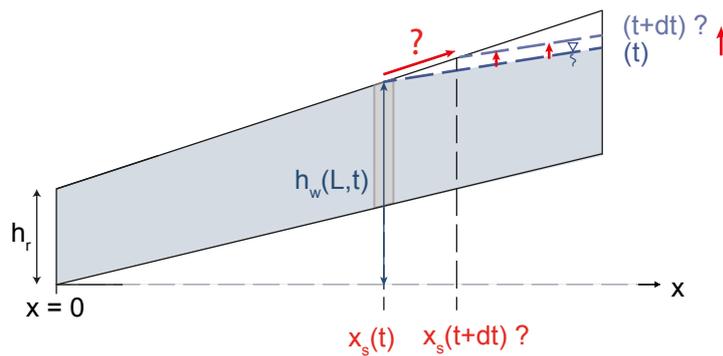


Fig. 3.10 – Représentation de la limite du modèle de recharge de la nappe lorsque la colonne étudiée est saturée.

1.3.3 Cas 3 : pluie 3

Pour le dernier cas, la pluie est de nouveau augmentée d'un facteur 10, soit une intensité de 10^{-6} m/s, pendant une période de 2×10^5 s (environ 56 h). Les rapports précipitation sur conductivités hydrauliques valent respectivement 8,1 %, 35 % et 139 % pour les sols à texture grossière, moyenne et fine. Les résultats pour les trois types de sols sont présentés sur les figures 3.11(a)-(c).

Pendant la période de pluie, le niveau de la nappe atteint la surface du sol dans presque tous les cas. Les remarques du cas 2 se trouvent ainsi confirmées par ce nouveau cas test. On peut compléter en notant que les résultats du modèle H2SC convergent d'autant plus rapidement vers les résultats 2D que les dynamiques de nappe sont rapides. En effet, le rapprochement est plus rapide pour le sol à texture grossière que pour le sol à texture moyenne, lui-même plus rapide que pour le sol à texture fine.

1.3.4 Bilan

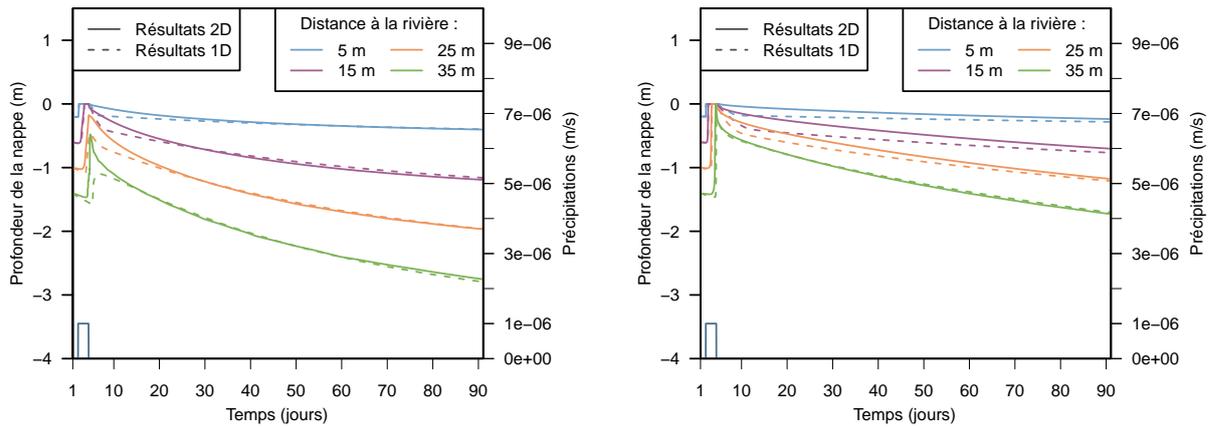
Pour résumer, cette deuxième série de cas test a permis de montrer que l'impact des précipitations sur l'évolution du niveau du toit de la nappe est bien pris en compte par le modèle H2SC. Les phases de charge, décharge rapide après la recharge puis décharge plus lente lorsque la zone de suintement a disparu sont bien représentées. On peut cependant relever quelques différences systématiques caractérisant les limites du modèle :

Limite 3 : existence d'un retard lors des phases de recharge.

Limite 4 : sous-estimation de la hauteur de nappe maximale lors d'une phase de recharge.

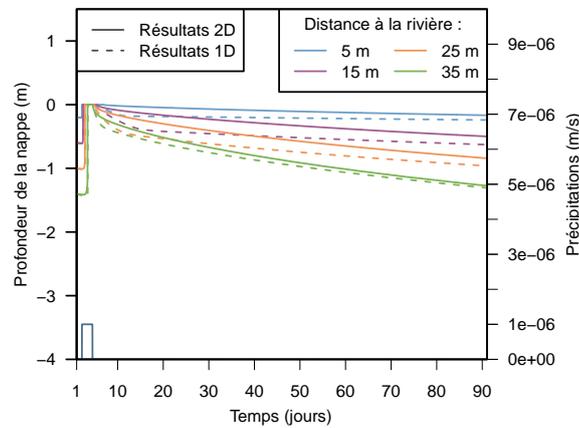
Limite 5 : le cas particulier d'une colonne totalement saturée, qui apparaît comme un cas limite du modèle de nappe.

Toutefois, il est intéressant de noter que bien que des différences puissent apparaître lors des phases de charge/décharge, les résultats du modèle de colonne H2SC convergent ensuite vers ceux obtenus par les simulations 2D. Cette convergence est plus rapide pour les sols à dynamique rapide, comme les sols à texture grossière (type sable).



(a) Texture grossière.

(b) Texture moyenne.



(c) Texture fine.

Fig. 3.11 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour la pluie 3 appliquée aux trois types de sols : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour quatre distances à la rivière.

1.4 Cas avec évapotranspiration

L'objectif de la troisième série de cas tests est d'évaluer le terme de compensation de l'évapotranspiration Δ_{ET} . Les trois cas d'évapotranspiration indiqués dans le tableau 3.3 ont été testés. Ils ont été appliqués à la géométrie 1 et au sol à texture moyenne.

1.4.1 Cas 1 : ET 1

Le premier cas test correspond à un flux d'évaporation constant d'une intensité de 10^{-8} m/s. Les résultats sont présentés sur la figure 3.12. Sont représentés les résultats du versant 2D en lignes continues et les résultats du modèle H2SC en lignes pointillées (tirets). Ont été ajoutés en lignes pointillées (points) les résultats du modèle de colonne où la fonction de compensation Δ_{ET} a été retirée de la fonction de drainage. L'intérêt est de visualiser précisément l'apport de cette fonction.

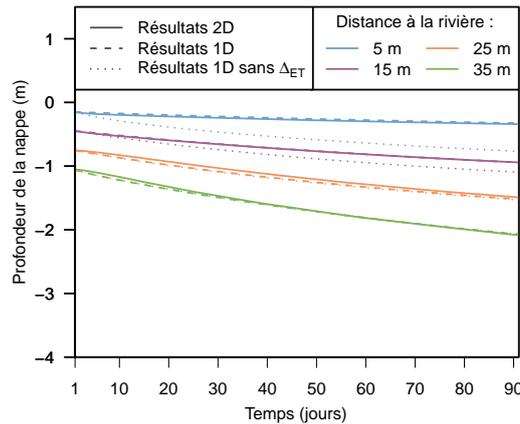


Fig. 3.12 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour le cas ET 1 appliqué au sol de texture moyenne : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour quatre distances à la rivière.

En comparant les résultats avec les deux types de lignes pointillées et les résultats de référence en ligne continue, on remarque aisément la correction apportée par la fonction de compensation Δ_{ET} pour les distances les plus proches de la rivière ($L = 5$ m et 15 m). Pour ces deux distances, le niveau simulé de la nappe est pratiquement confondu avec les résultats 2D lorsque la fonction de drainage utilisée est complète. Dans le cas où l'on n'inclut pas la fonction de compensation de l'évapotranspiration, l'écart observé avec les résultats 2D est non négligeable.

En revanche, pour les distances les plus éloignées de la rivière, aucune différence n'est observée entre les résultats des simulations de colonne. De plus, les résultats du modèle H2SC sont très proches des résultats 2D. Pour ces distances, aucune correction ne semble devoir être apportée et ceci est le cas, au vu de l'absence d'impact du terme de compensation.

1.4.2 Cas 2 : ET 2

Dans ce cas, l'évaporation est de 2×10^{-8} m/s, soit d'une intensité deux fois supérieure au cas précédent. Les résultats sont présentés sur la figure 3.13. On observe que malgré l'augmentation du flux d'évaporation, et donc une dynamique de nappe plus rapide, les résultats du modèle H2SC sont de nouveau très proches des résultats du versant 2D et la fonction de compensation remplit son rôle de correction.

1.4.3 Cas 3 : ET 3

Ce cas test correspond à un flux de transpiration de 2×10^{-8} m/s. Les résultats sont présentés sur la figure 3.14. On peut noter ici que le changement de profil vertical de la prise d'eau n'a pas d'impact sur la qualité des résultats.

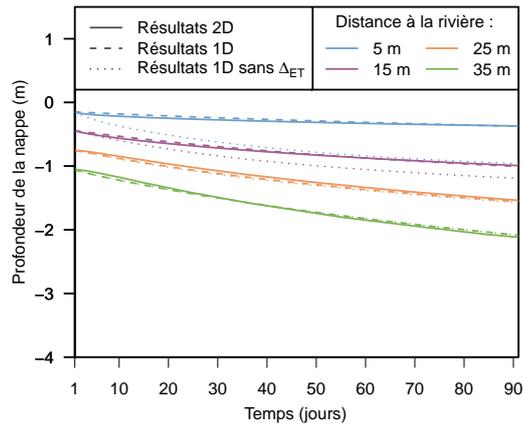


Fig. 3.13 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour le cas ET 2 appliqué au sol de texture moyenne : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour quatre distances à la rivière.

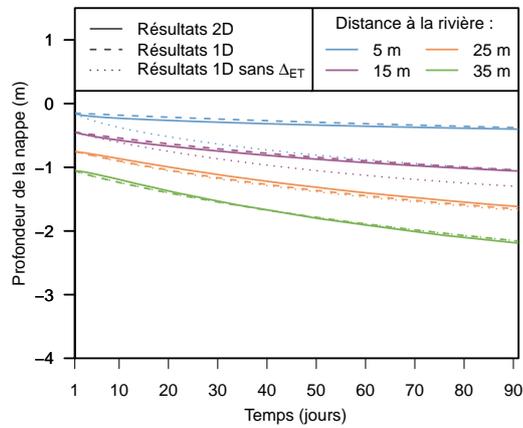


Fig. 3.14 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour le cas ET 3 appliqué au sol de texture moyenne : résultats des simulations du versant (2D) et du modèle H2SC (1D) pour quatre distances à la rivière.

1.4.4 Bilan

Cette série de cas tests illustre l'importance de la prise en compte de la fonction de compensation Δ_{ET} est nécessaire pour corriger la déviation du niveau de nappe observée dans les colonnes proches de la rivière. La fonction de compensation apporte alors une réponse adéquate aux écarts observés : elle corrige la déviation pour les distances proches de la rivière, sans pour autant impacter les distances les plus éloignées qui ne nécessitent pas de correction.

1.5 Cas avec forçage réel

1.5.1 Présentation

Pour le dernier cas test académique, la fonction de drainage est testée dans sa totalité en utilisant un forçage climatique réel sur une période d'un an. La modélisation est réalisée en utilisant le chaînage Orchidée-Cast3m présenté dans le chapitre 3 de la partie 2 (page 77).

Données climatiques : base de données *Fluxnet*

Les données d'entrée nécessaires au modèle Orchidée sont extraites de la base de données *Fluxnet* (<http://fluxnet.ornl.gov/>). Cette base de données regroupe un réseau de tours météorologiques réparties dans le monde, chacune de ces tours mesurant diverses données climatiques au cours du temps. Le pas de temps usuel pour les mesures est de 30 minutes. La base de données comporte également des informations sur la localisation des tours, les caractéristiques des sites où elles sont implantées et la disponibilité des données climatiques.

Plus de 500 tours sont ainsi regroupées dans cette base. Sont alors assurés la compilation des données, la vérification de leur qualité, la substitution des données manquantes si nécessaire, et enfin l'archivage pour ainsi les proposer à la communauté scientifique.

Le site retenu est situé en Italie et est référencé sous le nom *Amplero*. Le choix de ce site a été motivé par l'absence de précipitations neigeuses, un climat présentant une période hivernale à tendance majoritairement pluvieuse suivie d'une période estivale à forte évapotranspiration et le libre accès des données. Les données utilisées correspondent à l'année 2004.

Géométrie et type de sol et de végétation

Le sol choisi est le sol aux propriétés intermédiaires utilisé par défaut dans Orchidée, c'est-à-dire le sol à texture moyenne, présenté dans le tableau 2.1 page 41). La végétation choisie est de type jachère (PFT 10 du tableau 2.3, page 77), pour correspondre au plus près au site d'étude.

La géométrie utilisée pour ce cas test correspond à la géométrie 1 du tableau 3.1 (page 84).

Initialisation

Pour limiter l'impact du choix des conditions initiales sur les résultats, l'ensemble de la période 2002-2004 a été simulée avec le modèle Orchidée, et seuls les résultats de l'année 2004 ont ensuite été utilisés pour les simulations Cast3m (simulations de versant et simulations H2SC).

Pour la simulation Cast3m, afin d'éviter la courte période de mise à l'équilibre du versant (cf. section 1.2.4, page 89), une première simulation du versant d'une durée d'un mois et sans forçage climatique a été réalisée. L'état final de cette simulation a ensuite été utilisé comme état initial de la simulation présentée ici. Le modèle de colonne a alors été initialisé avec une charge constante, choisie de telle sorte que la profondeur de la nappe correspondante soit égale à la profondeur observée dans la simulation de versant à $t = 0$ et à la distance à la rivière L voulue.

1.5.2 Résultats

Les résultats pour les distances $L = 25$ m et 35 m sont présentés sur la figure 3.15. Comme précédemment, est représentée l'évolution temporelle du niveau de la nappe sur la période de simulation, soit un an. Les résultats du versant sont en lignes continues, tandis que les résultats du modèle H2SC sont en lignes pointillées. Les résultats à $L = 5$ m et 15 m ne sont pas présentés car, à ces distances, le niveau de nappe

atteint fréquemment la surface du sol. Or, comme cela a déjà été observé (cf. limite 5 des cas tests avec pluie, section 1.3, page 91), le modèle H2SC n'est pas en mesure de traiter correctement ce cas.

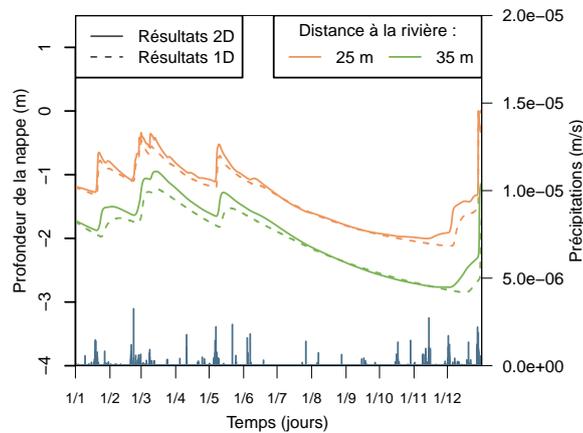


Fig. 3.15 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe pour le cas avec le forçage *Fluxnet* (sol de texture moyenne).

On observe que les résultats du modèle H2SC suivent correctement la dynamique des résultats 2D, avec une représentation pertinente des phases identifiées dans les cas tests précédents : les phases de recharge, de décharge rapide juste après une phase de recharge (présence d'une zone de suintement) et de décharge lente (absence de zone de suintement). On note néanmoins l'existence d'un décalage entre les courbes 1D et 2D lors des périodes principalement pluvieuses (mois 1 à 5, puis mois 12). Ce décalage a déjà été mis en évidence lors des cas tests avec pluie et provient de la sous-estimation de la hauteur de nappe maximale lors d'une phase de recharge (Limite 4). On retrouve également le retard du début des phases de recharge précédemment repéré (Limite 3). Toutefois, ces décalages lors des périodes pluvieuses disparaissent lors de la période estivale, période pendant laquelle l'évapotranspiration devient dominante. Ainsi, comme cela a déjà été évoqué, les erreurs du modèle s'estompent après les phases pluvieuses, ce qui devrait éviter l'accumulation d'erreurs pour des simulations de durée supérieure.

1.6 Synthèse

Le modèle de colonne H2SC a été validé en comparant ses résultats à ceux de simulations 2D sur un ensemble de cas tests académiques caractérisés par :

- des valeurs diverses des paramètres géométriques ;
- trois types de sols utilisés classiquement dans Orchidée ;
- différents forçages climatiques (des plus simples au plus complexes).

Le modèle H2SC répond aux attentes formulées : simuler la dynamique temporelle d'une nappe de faible profondeur dans une colonne en prenant en compte les processus de précipitations, interception, évaporation et transpiration. Bien que ne simulant pas explicitement les flux d'eau latéraux, le modèle représente de manière réaliste l'évolution temporelle du niveau de la nappe dans la colonne sélectionnée.

Quelques limites du modèle ont néanmoins été mises en évidence. Certaines n'ont des conséquences que ponctuelles sur la durée d'une simulation et ne nuisent pas à l'ensemble de la simulation :

- lorsque la nappe s'approche du fond de la colonne ;
- existence d'un retard lors des phases de recharge ;
- sous-estimation de la hauteur de nappe maximale lors d'une phase de recharge.

D'autres sont plus générales et selon l'application visée, le modèle peut alors ne pas être adapté :

- lorsque le modèle H2SC est appliqué à proximité de la limite amont du versant ;
- le cas particulier d'une colonne totalement saturée, donc lorsque le modèle H2SC est appliqué à proximité de la limite aval du versant.

Malgré ces limites, le modèle H2SC présente différents points forts. Tout d'abord, il fournit une estimation réaliste de l'évolution de la hauteur d'une nappe de faible profondeur simplement à partir d'une simulation sur une colonne de sol, c'est-à-dire à 1 dimension. Or, comme cela a déjà été évoqué dans la partie 1, aucun autre modèle de colonne ne permet actuellement de simuler de manière réaliste et dans un cas général le battement d'une nappe. De plus, les temps de calculs sont nettement inférieurs à ceux d'une simulation 2D. Ainsi, par exemple, pour le cas 1 sans pluie ni évapotranspiration (sous-section 1.2.1), les temps de calculs sont divisés en moyenne par 2,5. Pour le cas avec forçage réel (section 1.5), le gain de temps est considérable : la simulation du versant 2D a nécessité 13 jours de calcul, contre 20 h environ pour la simulation de colonne en $L = 25$ m et 15 h environ pour celle en $L = 35$ m. Enfin, au regard du faible nombre de paramètres nécessaires au modèle et de la simplicité des hypothèses utilisées (nappe linéaire et son modèle d'évolution), la qualité des résultats est particulièrement satisfaisante.

Chapitre 2

Application au bassin versant du Strengbach

Ce second chapitre est consacré à la présentation de l'application du modèle H2SC à un cas réel. En effet, après avoir évalué et validé le modèle sur des cas tests académiques simples (chapitre 1), il semble important de le confronter à la réalité du terrain, avec toutes les hétérogénéités que cela implique (topographie, type de sol, type de végétation ...). En particulier, il est important de tester si l'ensemble de ces hétérogénéités compromettent les hypothèses utilisées dans le modèle, comme la linéarité du toit de la nappe ainsi que son évolution supposée lors des trois régimes hydrologiques identifiés (cf. section 2.3 de la partie 2, page 50).

Le cas d'application retenu est le bassin versant du Strengbach. Il est présenté dans la section 2.1. Ce bassin versant a été choisi essentiellement pour les raisons suivantes :

- il est de dimension réduite ;
- le réseau hydrographique n'est pas constitué de plusieurs embranchements, mais d'une rivière unique ;
- aucune activité anthropique ne vient influencer le bilan d'eau ;
- il est instrumenté et suivi depuis environ 30 ans.

La section 2.2 décrit l'application du modèle de colonne H2SC à ce bassin versant et le choix des différents paramètres du modèle (paramètres de sol, de végétation et paramètres géométriques). En raison de l'existence d'incertitudes pour certains paramètres du modèle, celui-ci a été soumis à une analyse de sensibilité puis à une calibration sur une période de temps donnée. Ces deux études sont décrites dans la section 2.3. Les paramètres calibrés ont ensuite été testés sur une seconde période de temps (section 2.4).

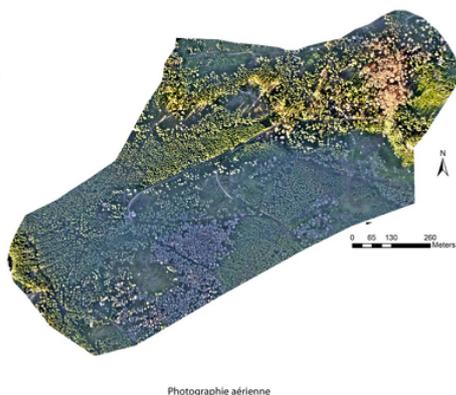
2.1 Présentation du site d'étude

Le bassin versant du Strengbach est situé dans le massif des Vosges, en France, à 58 km au sud-ouest de Strasbourg et à proximité de la commune d'Aubure (Haut-Rhin) (figure 3.16). Il couvre une surface d'environ 80 ha et il est essentiellement forestier (figure 3.17). Son altitude varie de 883 m à 1146 m, avec une pente moyenne de 26 % [Biron, 1994] (figure 3.20).

Le climat est de type océanique montagnard avec une température moyenne annuelle de +6°C. La température moyenne mensuelle varie de -1,2°C à +14°C [Biron, 1994]. Les précipitations moyennes sont de l'ordre de 1400 mm par an, variant de 896 mm à 1713 mm sur la période 1986-2010. Environ 20 % des précipitations sont sous forme neigeuse sur la période s'étendant de décembre à avril [Pierret *et al.*, 2014].



Fig. 3.16 – Localisation du bassin versant du Strengbach.



Photographie aérienne

Fig. 3.17 – Photo aérienne du bassin versant du Strengbach provenant d’une campagne LIDAR (*LIght Dection And Ranging*) (<http://ohge.unistra.fr/>).

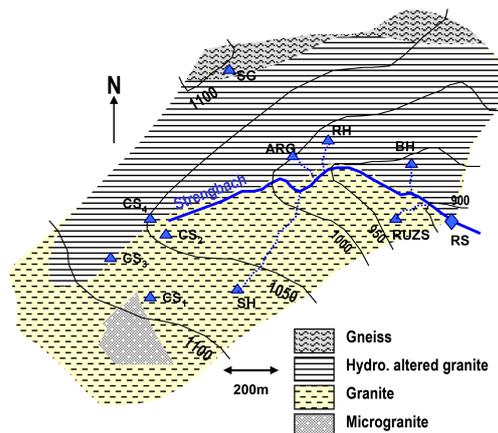


Fig. 3.18 – Principales unités géologiques du Strengbach et localisation de l’exutoire (RS) et de dix sources [Pierret *et al.*, 2014].

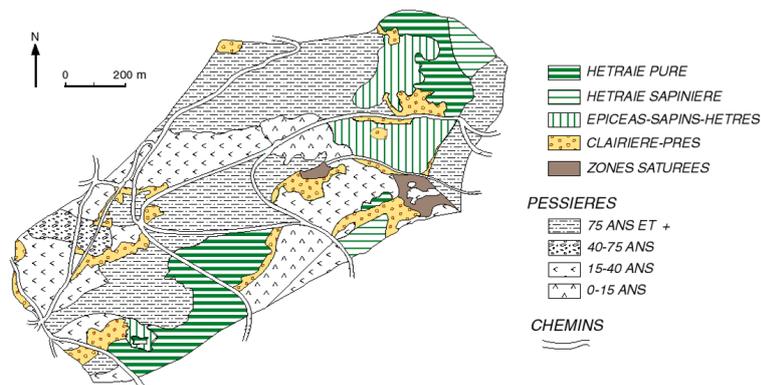


Fig. 3.19 – Carte de végétation du bassin versant du Strengbach [Aubert, 2001].

Le bassin versant est recouvert à environ 90 % de forêts, pour lesquelles 80 % des peuplements sont des résineux (essentiellement des épicéas) et 20 % sont des feuillus (principalement des hêtres) (figure 3.19). Les clairières, les zones enherbées et les quelques chemins présents sur le bassin versant constituent les 10 % restants de la surface du bassin versant.

Le substratum rocheux est essentiellement granitique. Trois unités géologiques peuvent être distinguées : granite, microgranite et gneiss (figure 3.18). Le substratum granitique a subi une altération hydrothermale sur le versant exposé sud [Ladouche *et al.*, 2001; Goddérés *et al.*, 2006; Lemarchand *et al.*, 2012; Pierret *et al.*, 2014] (figure 3.18).

Le tracé de la rivière est indiqué sur la figure 3.18. Le débit à l’exutoire (point indiqué RS) est variable : de 2 L/s à plus de 500 L/s. Environ dix sources ont été identifiées sur le bassin versant (figure 3.18). Certaines d’entre elles sont utilisées pour l’alimentation en eau potable [Pierret *et al.*, 2014], les sources restantes alimentant la rivière. Une zone saturée est présente à proximité de l’exutoire. Elle représente environ 2 % de la surface totale du bassin versant. Elle est localisée par le cadre rouge sur la figure 3.20. Plusieurs piézomètres ont été installés au niveau de cette zone saturée [Ladouche *et al.*, 2001] et deux d’entre eux sont localisés sur la figure 3.20.

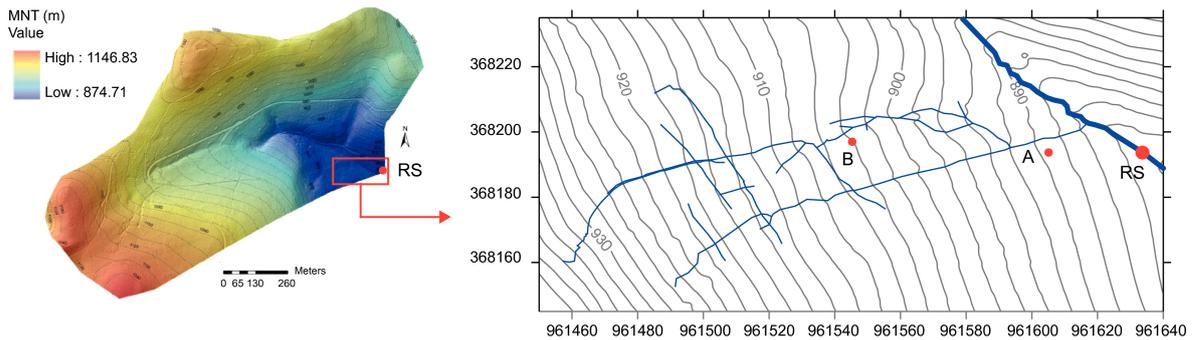


Fig. 3.20 – Modèle numérique de terrain (MNT) du bassin versant du Strengbach provenant d’une campagne LIDAR (<http://ohge.unistra.fr/>) et localisation des piézomètres A et B.

Le bassin du Strengbach a été instrumenté à partir de 1986 en raison de l’observation d’un dépérissement forestier [Biron, 1994]. Il appartient désormais à l’Observatoire Hydro-Géochimique de l’Environnement (OHGE) (<http://ohge.unistra.fr/>) et fait l’objet d’un suivi permanent avec des enregistrements météorologiques, hydrologiques et géochimiques. Deux stations météorologiques sont en particulier installées sur le bassin versant : une au sommet et une autre à proximité de l’exutoire. La température, l’humidité relative, la vitesse et la direction des vents, le rayonnement solaire et la pluviosité sont enregistrés en continu. Le bassin versant du Strengbach a été labellisé Service National d’Observation en 2007 par l’Institut National des Sciences de l’Univers (INSU) du CNRS.

2.2 Paramétrisation et initialisation du modèle H2SC

Les deux piézomètres A et B, localisés sur la figure 3.20, ont été sélectionnés pour la modélisation par colonne avec le modèle H2SC. Le piézomètre A est situé dans une forêt d’épicéas, tandis que le piézomètre B est installé dans une clairière. L’intérêt de se baser sur des piézomètres est qu’il est ainsi possible de comparer l’évolution temporelle du niveau de nappe simulé par le modèle de colonne avec les données piézométriques. Pour cela, le modèle de colonne doit être appliqué comme s’il était positionné au point de localisation des deux piézomètres, ce qui signifie deux colonnes distinctes à modéliser. Les paramètres du modèle doivent alors se rapprocher au mieux des caractéristiques du terrain en ces deux points : caractéristiques de sol, de végétation et topographiques.

2.2.1 Choix des paramètres du modèle

Propriétés de sol

Les propriétés de sol et de végétation nécessaires au modèle ont été extraites de [Biron, 1994]. Les paramètres de sol proviennent de mesures réalisées sur des échantillons de sol extraits sous une forêt d’épicéas, à l’image de celle où est situé le piézomètre A. Les propriétés de sol ont été mesurées à différentes profondeurs, de la surface du sol à 1 m de profondeur. Cela permet de caractériser précisément la variation verticale des différents paramètres de sol. Les valeurs utilisées sont listées dans le tableau 3.4. Les mêmes valeurs ont été utilisées pour le piézomètre B, car aucune étude similaire n’a été menée pour les sols des clairières.

La variation verticale des propriétés de sol a été implémentée dans le modèle H2SC pour la conductivité hydraulique K_s , la teneur en eau à saturation θ_s et pour le paramètre β des relations de Van Genuchten. Au-delà de 1 m de profondeur, les valeurs de la dernière couche (50 cm - 100 cm) ont été utilisées. La teneur en eau résiduelle θ_r a été prise égale à 0,01 car le code de calcul Cast3m n’accepte pas une valeur nulle. La variabilité verticale du paramètre n des relations de Van Genuchten n’a pas pu être implémentée dans

Profondeur (cm)	K_s (m/s)	θ_s	θ_r	n	β (m ⁻¹)
0-5	$1,2 \times 10^{-5}$	0,696	0,01	1,1962	12,3
5-10	$3,7 \times 10^{-5}$	0,561	0,01	1,1962	13,0
10-20	$3,6 \times 10^{-5}$	0,550	0,01	1,1962	18,9
20-50	$2,9 \times 10^{-5}$	0,564	0,01	1,1962	15,5
50-100	$2,3 \times 10^{-5}$	0,444	0,01	1,1962	8,9

Tab. 3.4 – Paramètres de sols à différentes profondeurs utilisés pour l’application du modèle H2SC aux piézomètres A et B (valeurs extraites de [Biron, 1994]).

Cast3m. Sa valeur moyenne a été prescrite pour l’ensemble de la colonne. Toutefois, la variation verticale de ce paramètre est faible (de 1,18 à 1,24), donc imposer une valeur moyenne à la place de la variabilité mesurée a un impact minime.

Végétation

Le profil racinaire pour les épicéas a été déduit d’observations de terrain. Trois couches de différentes profondeurs sont distinguées et pour chacune d’entre elles une valeur de densité racinaire a été prescrite. Les valeurs sont indiquées dans le tableau 3.5.

Profondeur (cm)	Densité racinaire
0-10	30 %
10-70	60 %
70-100	10 %

Tab. 3.5 – Densité racinaire en fonction de la profondeur pour l’espèce des épicéas.

Pour la clairière (piézomètre B), le profil racinaire utilisé suit une loi exponentielle dont le coefficient exponentiel est pris égal à 4 et la profondeur maximale est de 2 m. Ce choix correspond aux valeurs des paramètres du PFT 10 d’Orchidée, qui représente un couvert de type prairie (cf. tableau 2.3, page 77).

Les teneurs en eau limites permettant de définir la fonction de disponibilité de l’eau dans le sol pour la transpiration (éq. (2.19)) sont définies selon les formules suivantes : $\theta_w = 1,1 \times \theta_r$ et $\theta_d = 0,5 \times \theta_s^{moy}$, avec θ_s^{moy} la valeur moyenne de θ_s . Ces valeurs sont inspirées de celles utilisées par le modèle Orchidée. Pour la fonction de disponibilité permettant le calcul de l’évaporation (éq. (2.24)), les valeurs limites sont choisies selon les relations suivantes : $\theta_1 = \theta_r + 0,1 \times (\theta_s^{moy} - \theta_r)$ et $\theta_2 = \theta_r + 0,5 \times (\theta_s^{moy} - \theta_r)$. La profondeur maximale de l’extraction d’eau pour l’évaporation est imposée égale à 0,2 m. Ces valeurs sont choisies de manière similaire à celles utilisées par le modèle HydroGéoSphère [Therrien et Sudicky, 1996].

L’existence d’une importante macroporosité à proximité de la surface du sol a été observée [Biron, 1994]. Pour prendre en compte la rapidité des flux d’eau à travers ces réseaux de macropores, la conductivité hydraulique a été imposée égale à 10^{-3} m/s sur les 60 premiers centimètres de sol, à l’image de ce qui a été fait dans différentes études de la littérature [Shi *et al.*, 2013; Milly *et al.*, 2014].

Paramètres géométriques

Les paramètres géométriques nécessaires pour le modèle H2SC sont les suivants : la distance L entre la colonne simulée et la rivière le long du versant de plus grande pente, la hauteur h_r de l'aquifère sous la rivière, la longueur du versant de plus grande pente L_t , la pente du fond de l'aquifère α et la pente de la surface γ (cf. figure 2.6, page 51).

Les gammes de valeurs pour ces différents paramètres ont été déduites de la localisation des piézomètres sur le bassin versant et de la connaissance du bassin versant. Pour la modélisation H2SC, chacune des deux colonnes doit être associée virtuellement à un versant (cf. section 2.1 de la partie 2, page 49). Ces versants sont définis en suivant la ligne de plus grande pente de la surface du sol reliant le sommet du bassin versant à la rivière, en intersectant la localisation de la colonne simulée. Ces versants sont donc déduits de données topographiques.

La distance entre le piézomètre A et la rivière en suivant la ligne de plus grande pente est d'environ 20 m, tandis que pour le piézomètre B, elle est d'environ 70 m. La longueur totale des versants est respectivement égale à environ 200 m et 600 m pour les piézomètres A et B. La pente de la surface est d'environ 26 % dans les deux cas. La hauteur de l'aquifère sous la rivière a été estimée entre 2 m et 3 m, avec une légère augmentation le long du versant en s'éloignant de la rivière, présageant d'une pente de l'aquifère inférieure à celle de la surface. Aucune donnée ne permet d'estimer plus précisément la pente de l'aquifère.

2.2.2 Forçage climatique

Le forçage climatique imposé à la simulation Orchidée (première simulation du chaînage Orchidée-Cast3m, cf. section 3.3 de la partie 2, page 77) provient de deux sources de données. La pluviométrie, la température de l'air et les données de vent sont issues des mesures des stations météorologiques installées sur le Strengbach. Pour combler l'absence de certains paramètres, comme l'humidité spécifique, le rayonnement incident solaire et le rayonnement incident infrarouge, les résultats du modèle d'analyse météorologique *SAFRAN*¹ ont été utilisés [Durand *et al.*, 1993; Quintana-Seguí *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010a]. *SAFRAN* est un modèle d'analyse atmosphérique qui combine des observations de stations météorologiques et des résultats d'un modèle météorologique. Il fournit différents paramètres météorologiques au pas de temps horaire et à une résolution spatiale de 8 km. *SAFRAN* couvre le territoire français depuis 1986. Il a fait l'objet de différents tests de validation et a été utilisé avec succès dans plusieurs études [Habets *et al.*, 2008; Quintana Seguí *et al.*, 2009; Vidal *et al.*, 2010a,b]. Les données du Strengbach et les résultats de *SAFRAN* ont ainsi été associés pour créer le fichier de forçage climatique nécessaire à la simulation Orchidée.

Les données ensuite nécessaires pour réaliser les simulations Cast3m sont extraites des résultats de la simulation Orchidée (cf. figure 2.16, page 78).

2.2.3 Période de simulation

Les périodes de simulation s'appuient sur deux périodes au cours desquelles les piézomètres A et B ont fait l'objet d'un suivi au pas de temps horaire :

- **Période 1** : du 11 avril au 23 juillet 1996, soit une période de 3 mois et 12 jours ;
- **Période 2** : du 13 avril au 13 octobre 1997, soit une période de 7 mois.

La seconde période de mesure s'est, en réalité, poursuivie jusqu'au 12 novembre 1997. Toutefois, au-delà du 13 octobre, des précipitations sous forme neigeuses ont débutées. Le modèle Cast3m n'est cependant pas en mesure de simuler l'accumulation de neige puis sa fonte. C'est la raison pour laquelle la seconde période de temps a été tronquée au 13 octobre 1997.

1. Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie

2.2.4 Initialisation

Le modèle H2SC est initialisé par une charge constante sur toute la hauteur de la colonne. La valeur de charge imposée est choisie de sorte que la profondeur de nappe à $t = 0$ corresponde à la valeur observée au début de la période simulée.

En ce qui concerne le modèle de nappe, deux paramètres doivent être initialisés :

- la pente du toit de la nappe $i(t = 0)$;
- la longueur de la zone de suintement $x_s(t = 0)$.

À une distance L donnée, différentes combinaisons de ces deux paramètres peuvent conduire à la même profondeur de nappe. Il n'est donc pas possible de les différencier à partir de la connaissance unique de la profondeur de la nappe. L'initialisation du modèle de nappe possède donc un degré de liberté et seule une comparaison des résultats a posteriori permet d'identifier le couple $(i(t = 0), x_s(t = 0))$ le plus adéquat.

2.3 Analyse de sensibilité et calibration du modèle

2.3.1 Présentation

Une certaine incertitude entoure les valeurs de plusieurs paramètres nécessaires au modèle de colonne H2SC. Sont en particulier concernés les paramètres géométriques, comme la hauteur de l'aquifère sous la rivière ou la pente de l'aquifère pour lesquelles aucune donnée n'est disponible. De plus, les valeurs proposées pour la longueur du versant de plus grande pente, pour la pente moyenne de la surface et pour la distance entre la colonne et la rivière sont approximatives. Notons également que les propriétés de sol n'ont pas été mesurées au droit des piézomètres, une certaine variation est donc envisageable.

En raison de l'ensemble de ces incertitudes et du nombre de paramètres concernés, une calibration automatique a été réalisée. La méthode mise en œuvre repose sur l'utilisation du « package » *HydroPSO* de R (<http://www.rforge.net/hydroPSO/>). Ce « package » permet de réaliser des analyses de sensibilité et des études de calibration de modèle.

L'analyse de sensibilité est basée sur l'approche LH-OAT (Latin Hypercube One-factor-At-a-Time) développée par van Griensven *et al.* [2006]. Le principe est d'étudier l'impact d'une faible perturbation des paramètres sur les résultats. Pour cela, m jeux de paramètres répartis dans l'espace des solutions sont créés. Cet espace est défini en prescrivant une gamme de valeurs possibles pour chaque paramètre. Pour chaque jeu de paramètres, une variation donnée s est imposée successivement aux différents paramètres. Est alors calculé l'impact partiel de chaque paramètre pour chaque jeu. L'impact total de chaque paramètre est obtenu en moyennant les impacts partiels. Cette méthode requiert donc $m \times d$ simulations, où d est le nombre de paramètres.

La procédure de calibration est basée sur la méthode d'optimisation par essais particuliers (PSO, Particule Swarm Optimisation). Cette technique d'optimisation stochastique a été développée par Kennedy et Eberhart [1995]. Elle est particulièrement adaptée à la calibration de modèles hydrologiques [Zambrano-Bigiarini et Rojas, 2013]. C'est une méthode d'analyse de populations inspirée du comportement des groupes d'oiseaux. L'objectif est de trouver le jeu de paramètres optimal pour une fonction objectif donnée, parmi l'espace des solutions. Cet espace est exploré par des « particules » (= un jeu de paramètres) qui se déplacent par itération, en tenant compte de ses meilleures positions au cours des itérations précédentes et des meilleures positions des particules « voisines » (définies d'un point de vue topologique). Le processus est itératif jusqu'à ce que l'optimum soit atteint. Cet algorithme est reconnu pour être particulièrement efficace et il a été utilisé à de nombreuses reprises et dans des domaines variés [Poli, 2008]. De plus, il a été montré à plusieurs reprises que le « package » *HydroPSO* de R produit des calibrations efficaces [Zambrano-Bigiarini et Rojas, 2013; Abdelaziz et Zambrano-Bigiarini, 2014; Brauer *et al.*, 2014b]. Enfin, ce « package » possède l'avantage de pouvoir être couplé simplement avec n'importe quel modèle et de pouvoir être parallélisé, d'où une forte diminution des temps de calculs.

2.3.2 Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité a été menée sur le piézomètre A pour la première période de données (du 11/04 au 23/07/1996). Treize paramètres du modèle H2SC ont été considérés comme pertinents pour l'analyse de sensibilité. Ce choix est basé sur les paramètres les plus incertains pouvant influencer l'évolution de la hauteur de la nappe. Ces paramètres sont listés avec leur gamme de valeurs possibles dans le tableau 3.6. Ces gammes de valeurs proviennent de celles observées dans la thèse de Biron [1994] pour les propriétés du sol, d'une analyse de la topographie du bassin versant pour les paramètres géométriques, des connaissances du bassin versant et de premières tentatives de calibration. Le nombre de jeux de paramètres m est pris égal à 16 et la fraction de variation s utilisée est de 10 %, ce qui conduit à 208 simulations. La performance de chaque simulation a été évaluée par l'indicateur de l'erreur moyenne quadratique (RMSE, Root Mean Square Error) appliqué aux résultats de la hauteur de nappe. Suite à l'analyse de sensibilité, les paramètres sont classés selon leur impact. Ce classement et un indicateur de l'impact de chaque paramètre sont indiqués dans les deux dernières colonnes du tableau 3.6.

Cette analyse de sensibilité révèle que le modèle est, pour cette application, particulièrement sensible à cinq paramètres pour lesquels l'importance relative normalisée est supérieure à 9 %. Deux de ces paramètres caractérisent le type de sol : le paramètre n des relations de Van Genuchten et la conductivité hydraulique au-delà de 50 cm de profondeur K_{sat} . Les trois paramètres restants caractérisent la géométrie du versant : la pente de la surface γ , la longueur du versant L_t et la hauteur de l'aquifère au droit de la rivière h_r . Ces cinq paramètres ont été retenus pour réaliser la calibration. Les valeurs par défaut (tableau 3.6) ont été attribuées aux huit paramètres restants.

2.3.3 Calibration

Pour la calibration du modèle du piézomètre A au cours de la période de temps 1, le RMSE a été conservé comme fonction de mesure de la qualité d'ajustement entre l'évolution simulée du toit de la nappe et les données piézométriques. Les gammes de valeurs explorées pour les cinq paramètres retenus sont identiques à celles utilisées pour l'analyse de sensibilité (tableau 3.6). La calibration a été réalisée avec un essaim de 12 particules et elle a été limitée à 20 itérations, soit 224 simulations.

Évaluation de la calibration

Sur la figure 3.21 est représenté l'évolution du RMSE minimal obtenu à chaque itération. On observe l'existence d'une phase exploratoire d'environ 5 itérations, le RMSE optimal de chaque itération évoluant peu au cours des itérations suivantes. Ainsi, seul un petit nombre d'itérations est nécessaire pour atteindre la région de l'optimum global. Le RMSE optimal à la fin de la calibration est d'environ 0,066 m. δ_{norm} désigne le rayon normalisé de l'essaim. Il indique la convergence de l'ensemble de l'essaim de particules vers la région optimale. On note sur cette même figure, une diminution de cette valeur, ce qui indique que les différentes particules convergent graduellement vers la région de l'optimum au cours des itérations.

La figure 3.22 indique le RMSE obtenu pour chaque valeur testée des cinq paramètres. La valeur optimale obtenue par la calibration est indiquée par une ligne verticale. Cette figure permet de visualiser la gamme des valeurs de chaque paramètre qui peut également être associée à des valeurs de RMSE proches de la valeur optimale. Ainsi, pour la conductivité hydraulique K_{sat} , le champ des possibles s'est fortement réduit. Au contraire, une certaine liberté autour des valeurs optimales semble acceptable pour γ ou pour L_t .

Paramètres		Gammes de valeurs			Classement suite à l'analyse de sensibilité	Importance relative normalisée
		minimale	maximale	par défaut		
Paramètre des relations de Van Genuchten	n	1,15	1,35	1,196	1	27,06 %
Pente de la surface	γ	25 %	28 %	26 %	2	16,9 %
Longueur du versant	L_t	180 m	220 m	200 m	3	15,8 %
Conductivité hydraulique au-delà de 50 cm de profondeur	K_{sat}	$8,0 \times 10^{-6}$ m/s	$2,0 \times 10^{-5}$ m/s	$2,3 \times 10^{-5}$ m/s	4	10,6 %
Hauteur de l'aquifère sous la rivière	h_r	2,0 m	3,0 m	2,5 m	5	9,2 %
Teneur en eau à saturation au-delà de 50 cm de profondeur	θ_s	0,4	0,5	0,444	6	5,2 %
Teneur en eau résiduelle	θ_r	0,01	0,25	0,01	7	4,1 %
Longueur initiale de la zone de suintement	$x_s(t=0)$	1 m	5 m	2 m	8	3,2 %
Distance entre la colonne et la rivière	L	19 m	22 m	20 m	9	3,1 %
Profondeur limite pour la conductivité hydraulique des macropores	y_{lim}	0,5 m	1,0 m	0,6 m	10	1,9 %
Paramètre des relations de Van Genuchten	β	$7,0 \text{ m}^{-1}$	$15,0 \text{ m}^{-1}$	$8,9 \text{ m}^{-1}$	11	1,6 %
Conductivité hydraulique des macropores	$K_{\text{sat}}^{\text{macro}}$	10^{-3} m/s	10^{-4} m/s	10^{-3} m/s	12	1,3 %
Pente de l'aquifère	α	0	22 %	10 %	13	10^{-5} %

Tab. 3.6 – Liste des paramètres sélectionnées pour l'analyse de sensibilité avec leur gamme de valeurs possibles et les résultats de l'analyse de sensibilité.

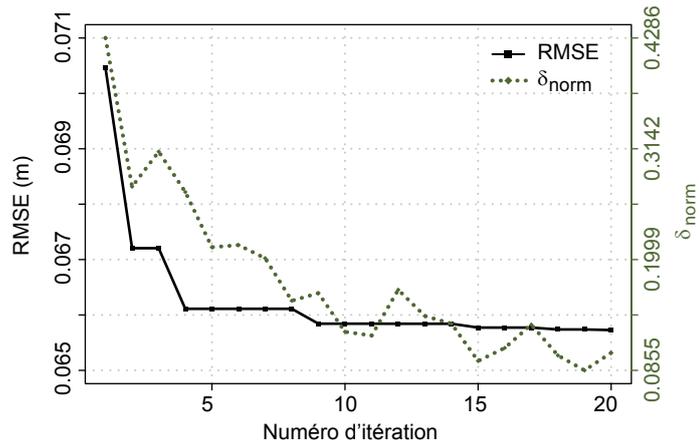


Fig. 3.21 – Évolution du RMSE optimal au cours des itérations et du rayon normalisé de l'essai de particules δ_{norm} .

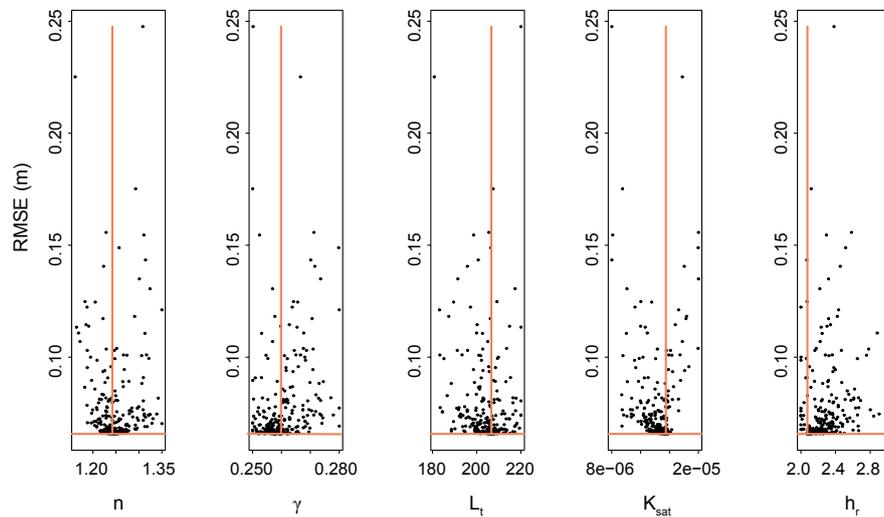


Fig. 3.22 – Ensemble des RMSE obtenus pour chacune des valeurs testées des cinq paramètres, la valeur optimale étant indiquée par une ligne verticale.

Résultats

Les valeurs des cinq paramètres calibrés sont données dans le tableau 3.7. Le résultat de la simulation calibrée est présenté sur la figure 3.23. Cette figure représente l'évolution temporelle de la profondeur de la nappe au cours de la période 1. Les résultats de la simulation sont indiqués par la ligne rouge, tandis que la zone grisée correspond aux données piézométriques.

On observe une très bonne correspondance entre le niveau de nappe simulé et mesuré. Cette observation est appuyée par une valeur relativement élevée du coefficient de détermination ($R^2 = 0,68$) et par la faible valeur du RMSE obtenu ($\text{RMSE} = 0,066$ m). On constate sur la figure 3.23 que la tendance générale de l'évolution temporelle de la profondeur de la nappe est bien reproduite par le modèle H2SC, avec son alternance de phases de hausse et de baisse en réponse à la succession des épisodes pluvieux. Cependant, on peut remarquer l'existence de différences. Elles sont en particulier concentrées dans la seconde partie de la simulation, c'est-à-dire lorsque la demande atmosphérique pour l'évapotranspiration devient importante, car il s'agit du début de la période estivale. Ces écarts peuvent être indépendants de la fonction de drainage développée pour le modèle H2SC, et en particulier ils peuvent être expliqués par un modèle d'évapotrans-

Paramètres		Valeurs calibrées par HydroPSO
Paramètre des relations de Van Genuchten	n	1,24
Pente de la surface	γ	26,0 %
Longueur du versant	L_t	206,6 m
Conductivité hydraulique au-delà de 50 cm de profondeur	K_{sat}	$1,55 \times 10^{-5}$ m/s
Hauteur de l'aquifère sous la rivière	h_r	2,08 m

Tab. 3.7 – Valeurs obtenues après calibration par HydroPSO pour les cinq paramètres retenus suite à l’analyse de sensibilité.

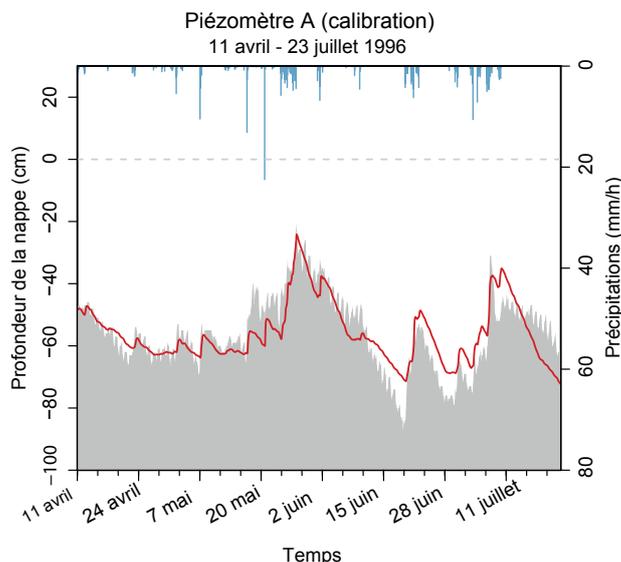


Fig. 3.23 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe simulée (ligne rouge) et données piézométriques (zone grisée) pour la simulation calibrée sur le piézomètre A pour la période de temps 1.

piration inadéquat ou par des valeurs inappropriées des paramètres de végétation. Toutefois, le choix de modélisation de l'évapotranspiration n'est pas le sujet principal de ce travail et du modèle H2SC. Il est également important de relever que les erreurs commises sur la profondeur de la nappe sont de l'ordre 10-20 cm, ce qui reste faible.

Une autre différence peut être relevée : une variation journalière du niveau de la nappe est observée alors que ce comportement n'est pas reproduit par le modèle de colonne. Cette variation peut être expliquée par le cycle diurne de la demande atmosphérique. En effet, des fluctuations journalières du niveau de la nappe dues à l'interaction entre eaux souterraines et végétation ont déjà été observées [White, 1932; Loheide II, 2008; Miller *et al.*, 2010]. Ces fluctuations journalières ont également été reproduites numériquement par Grimaldi *et al.* [2015] en imposant une évapotranspiration potentielle constante uniquement entre 8 h et 20 h. De nouveau, ces différences peuvent être majoritairement expliquées par le volet de la modélisation de l'évapotranspiration du modèle.

En résumé, au regard des résultats obtenus par calibration, la fonction de drainage semble modéliser correctement l'évolution temporelle du niveau de la nappe.

2.4 Validation

2.4.1 Piézomètre A

Dans un second temps, les paramètres calibrés (tableau 3.7) ont été utilisés pour simuler le même piézomètre (A) mais pendant la seconde période de données. L'objectif est de tester si les valeurs obtenues par calibration restent valides lorsqu'elles sont appliquées à un forçage climatique différent. Pour cela, on attribue à l'ensemble des paramètres du modèle les mêmes valeurs que celles obtenues par calibration, à l'exception de la profondeur initiale de nappe. Cette dernière est choisie de sorte à correspondre à la profondeur observée au début de la période de mesures. La longueur de la zone de suintement est initialisée à zéro. Les résultats pour cette simulation sont représentés sur la figure 3.24.

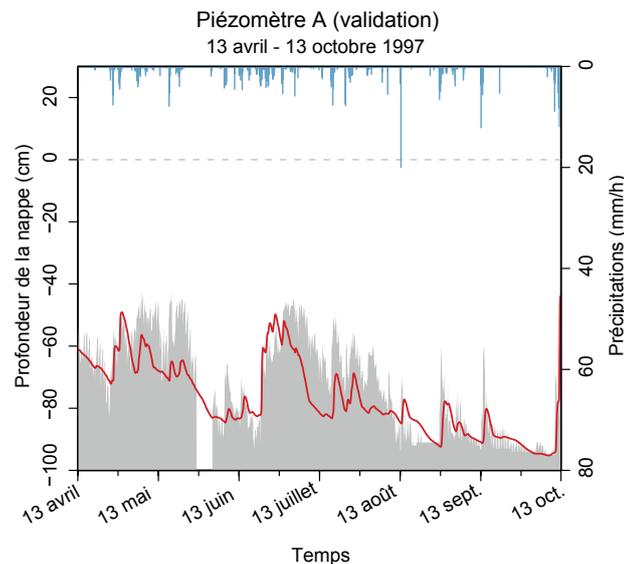


Fig. 3.24 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe simulée (ligne rouge) et données piézométriques (zone grisée) pour la simulation de validation sur le piézomètre A (période de temps 2).

Les indicateurs de performance pour cette simulation sont proches de ceux obtenus en calibration : $R^2 = 0,70$ et $RMSE = 0,10$ m. Ceci indique que globalement la qualité de la simulation est similaire sur cette seconde période de temps, et que les paramètres calibrés ne sont pas ou sont peu dépendants du forçage climatique imposé.

En observant la figure 3.24, on remarque que, de nouveau, la tendance générale de l'évolution du niveau de la nappe est bien reproduite. Le niveau baisse globalement jusqu'à la fin de la période estivale, tout en alternant les périodes de hausse et baisse qui correspondent aux périodes sèches et humides.

Toutefois, à la suite d'un épisode pluvieux, le niveau simulé de la nappe commence à décroître plus tôt que les mesures. L'observation des résultats amène à considérer qu'il pourrait y avoir un apport insuffisant d'eau dans le modèle. L'existence d'un apport supplémentaire d'eau à la suite d'un épisode pluvieux peut être expliqué par l'existence de ruissellement. En raison de la topographie locale, des zones ponctuelles en amont du piézomètre peuvent générer du ruissellement, conduisant à une période d'infiltration plus longue au droit du piézomètre.

Cependant, malgré ces différences, la tendance globale simulée n'est pas perturbée. En particulier, le niveau le plus bas observé à la fin de la période estivale est correctement reproduit par le modèle.

2.4.2 Piézomètre B

Le piézomètre B a fait l'objet d'une simulation pour les deux périodes de données. Les valeurs utilisées pour les différents paramètres du modèle sont basées sur celles obtenues après l'analyse de sensibilité et la calibration. Certains ajustements sont néanmoins nécessaires. En ce qui concerne les propriétés de sol, elles sont prises identiques à celles utilisées pour le piézomètre A. Les paramètres de végétation ont été adaptés à la végétation de type prairie observée pour le piézomètre B. La profondeur maximale sur laquelle est appliquée la conductivité hydraulique de macroporosité est modifiée à 40 cm (au lieu de 60 cm). Cette valeur a été choisie car, avec le profil racinaire de type exponentiel choisi, 80 % du système racinaire est situé dans les 40 premiers cm de sol. Les valeurs des paramètres géométriques ont été déduits d'une analyse topographique du bassin versant. La longueur totale du versant est alors de 600 m et la distance séparant la colonne de la rivière est de 70 m. La longueur initiale de la zone de suintement est prise égale à 2 m pour la première période de temps et nulle pour la seconde. Les résultats pour les deux périodes de simulation sont indiqués sur les figures 3.25(a) et (b).

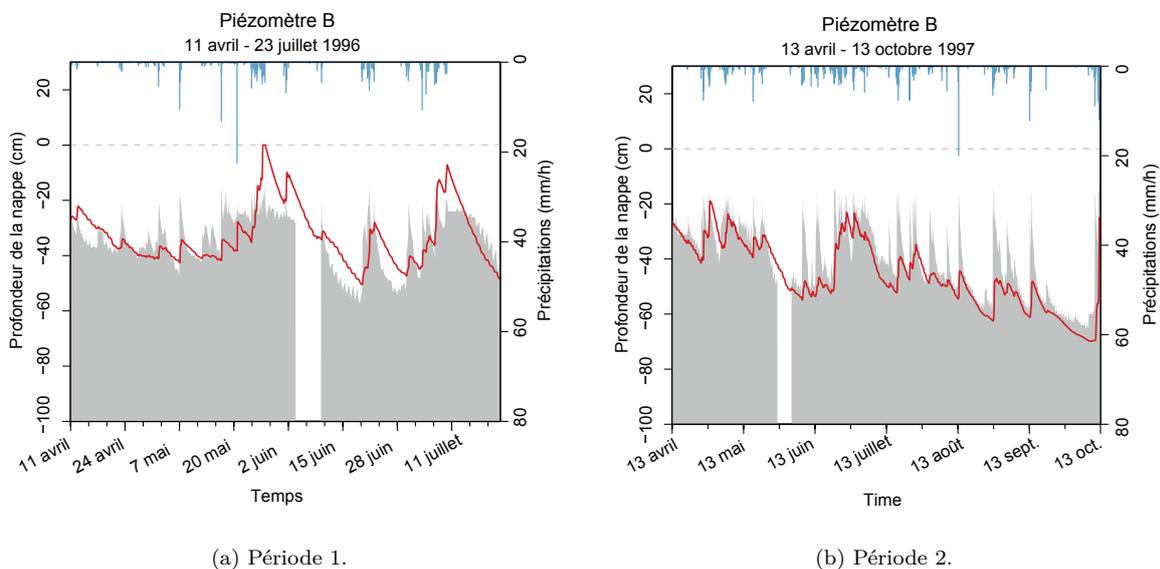


Fig. 3.25 – Évolution temporelle de la profondeur de la nappe simulée (ligne rouge) et données piézométriques (zone grisée) pour les simulations du piézomètre B.

Dans les deux cas, les indicateurs RMSE et R^2 suggèrent des résultats de relativement bonne qualité :

- $R^2 = 0,43$ et RMSE = 0,08 m pour la période 1 ;
- $R^2 = 0,66$ et RMSE = 0,10 m pour la période 2.

La même remarque que précédemment s'applique, à savoir que le modèle H2SC permet de simuler correctement la tendance globale de l'évolution temporelle du toit de la nappe. En observant les résultats plus en détails, on remarque que les pics de pluie ne sont pas reproduits par le modèle. Les valeurs simulées sont systématiquement inférieures, comme cela est particulièrement visible sur la figure 3.25(b), alors que les hauteurs de nappe avant et après ces pics de hausse du niveau de la nappe sont corrects. Ce type d'erreur est intrinsèque au modèle H2SC et a déjà été mis en évidence lors des cas tests académiques avec un forçage de pluie (cf. limite 4, page 94). Néanmoins, malgré ces sous-estimations ponctuelles, la tendance générale simulée n'est pas impactée.

Comme pour le piézomètre A au cours de la période 1 (cf. figure 3.23), on observe une baisse trop faible du niveau de la nappe simulé au cours du mois de juin de la période 1, après les deux périodes de recharge. Ceci renforce l'hypothèse que ces écarts sont liés à l'évapotranspiration et à sa modélisation. On peut également

remarquer que le niveau maximal de la nappe semble être limité à 20 cm de profondeur dans les données piézométriques. Au contraire, les résultats de simulation dépassent cette valeur à deux reprises. Sur le terrain, le piézomètre B est situé sur une légère surélévation topographique locale. Au vu du réseau de macropores présent, l'eau peut s'écouler quasi instantanément vers l'aval de cette surélévation, expliquant ainsi que l'on n'observe pas d'accumulation d'eau dans les 20 premiers centimètres sous la surface du sol.

Concernant la seconde période de simulation, aucun comportement similaire à la baisse prématurée du niveau de la nappe après les épisodes pluvieux observé pour le piézomètre A n'est ici visible. Ceci tend à confirmer que la différence observée pour le piézomètre A est liée à un contexte topographique particulier autour de ce piézomètre.

2.5 Conclusion

L'application du modèle H2SC au bassin versant du Strengbach a permis de le confronter à la réalité, qui est sensiblement éloignée des versants idéalisés utilisés pour la validation du modèle (chapitre 1).

Globalement, cette application montre la capacité du modèle H2SC à simuler l'évolution temporelle du niveau d'une nappe de faible profondeur, malgré différents écarts observés et qui ont été justifiés. En particulier, le modèle reproduit correctement l'alternance des phases de hausse et de baisse suite à la succession des épisodes pluvieux à l'échelle journalière, mais également la tendance globale à l'échelle saisonnière.

De plus, cette application au bassin versant du Strengbach souligne la pertinence du modèle H2SC dans un contexte d'écoulements souterrains tri-dimensionnels, alors qu'il a été développé dans le cadre d'écoulements uniquement bidimensionnels. En sélectionnant le versant suivant la ligne de plus forte pente en surface intersectant la colonne étudiée, les flux transversaux à ce versant sont négligeables, ce qui justifie l'approche 2D. En conséquence, la généralisation du modèle H2SC de l'échelle du versant à celle du bassin versant apparaît ici pertinente. Étant donné que ce modèle à une dimension permet de réduire drastiquement les temps de calculs (cf. section 1.6), il apparaît comme une alternative à la résolution de l'équation 3D de Richards pour l'étude des interactions sol-végétation-atmosphère dans une colonne de sol.

Quatrième partie

Application - Estimation de l'évapotranspiration d'un bassin versant à l'aide du modèle de colonne H2SC

Introduction

Après avoir présenté le modèle H2SC dans la partie 2, puis l'avoir validé sur des cas tests synthétiques et un cas réel dans la partie 3, cette dernière partie se recentre sur la problématique initiale : estimer les flux d'évapotranspiration à partir d'un modèle économe en temps de calculs et qui vise à être appliqué sur des mailles de grande dimension. Pour cela, le bassin versant du Little Washita, situé aux États-Unis dans l'état d'Oklahoma, et d'une superficie d'environ 600 km², a été sélectionné comme domaine de référence. Il représente une possible maille d'un modèle de surface continentale. On peut toutefois noter une différence : les limites de la maille sont ici le contour du bassin versant, alors que les modèles de surface continentale utilisent un maillage basé sur un quadrillage. Une approche consistant à discrétiser les surfaces continentales selon les limites des bassins versants a été proposée par Koster *et al.* [2000]. Cette approche possède l'avantage de se baser sur des limites hydrologiques reconnues et significatives. Elle est cependant délaissée au profit d'un report direct du maillage du modèle atmosphérique, qui est un quadrillage, sur les surfaces continentales. L'exportation ou l'adaptation de résultats obtenus selon une discrétisation par bassins versants vers une discrétisation en rectangles semble toutefois possible. Ce sujet ne sera toutefois pas abordé ici.

En raison de leurs fortes variations dans le temps et dans l'espace, on ne peut trouver de mesures de terrain à l'échelle d'un grand bassin versant caractérisant de manière précise les flux d'évapotranspiration. À la place, une simulation tridimensionnelle à base physique a été réalisée avec le modèle HydroGéoSphère. Cette simulation permet d'obtenir les variations spatio-temporelles des flux d'évapotranspiration sur l'ensemble du bassin versant pour une période de temps donnée. Le premier chapitre de cette dernière partie présente le modèle HydroGéoSphère, puis la paramétrisation du bassin versant du Little Washita et enfin les résultats obtenus.

Le second chapitre est consacré à l'estimation des flux d'évapotranspiration à partir de modèles à dimensionnalité réduite. Deux étapes sont proposées. La première consiste à définir un versant équivalent à partir duquel sont estimés les flux d'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant. La définition du versant équivalent est donnée en début du second chapitre puis est présentée la méthodologie permettant de réaliser le transfert des résultats obtenus sur le versant équivalent (résultats 2D) vers une estimation 3D. La seconde étape vise à estimer les résultats obtenus en 2D à partir de deux simulations de colonne verticale réalisées avec le modèle H2SC. Le choix du nombre de deux colonnes ainsi que la méthodologie appliquée pour permettre le transfert de deux résultats 1D à une estimation 2D sont explicités. Ainsi, grâce à cette approche en deux étapes, il est proposé une méthodologie permettant d'estimer l'évolution temporelle des flux d'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant du Little Washita à partir de seulement deux modélisations de colonne.

Chapitre 1

Modélisation tri-dimensionnelle avec HydroGéoSphère

Ce premier chapitre présente le modèle tridimensionnel à base physique Hydrogéosphère. Sont en particulier détaillées dans la section 1.1 les équations permettant d'une part la résolution des écoulements souterrains et celles permettant d'autre part le calcul des flux d'évapotranspiration.

Le cas d'application retenu est le bassin versant du Little Washita, situé aux États-Unis. Ce bassin versant a été sélectionné essentiellement pour les raisons suivantes :

- sa superficie est proche de celle des mailles des modèles de surface continentale ;
- il est soumis à un climat sec donc les flux d'évapotranspiration sont limités par la disponibilité de l'eau dans le sol, ce qui permet d'observer la variabilité spatiale des flux d'évapotranspiration ;
- il a fait l'objet de nombreuses études, dont des simulations par des modèles tridimensionnels à base physique qui ont conduit à des résultats satisfaisants, indiquant que le bassin versant du Little Washita se prête bien à la modélisation hydrologique, et en particulier à l'étude de l'interaction nappe-végétation ;
- la topographie n'est pas accidentée, les pentes sont faibles et relativement uniformes ;
- il n'est pas impacté par des précipitations neigeuses ;
- les activités anthropiques sont faibles ;
- des données sur de longues périodes de temps sont disponibles ;
- les données nécessaires pour réaliser les simulations sont facilement accessibles.

Le bassin versant du Little Washita est présenté dans la section 1.2. Sont également détaillés les différents paramètres utilisés pour sa modélisation avec Hydrogéosphère, ainsi que la méthode retenue pour l'initialisation de la simulation. Les principaux résultats obtenus sont présentés en fin de chapitre.

1.1 L'environnement de modélisation : Hydrogéosphère

Présentation

HydroGéoSphère (HGS) [Aquanty Inc, 2013] est un code de calcul hydrologique tri-dimensionnel, intégré et à base physique (cf. chapitre 3 de la partie 1, page 21). Il a été développé par R. Therrien [Therrien et Sudicky, 1996] puis conjointement à l'Université de Laval, à Québec et à l'Université de Waterloo. Ce code de calculs permet de simuler les écoulements de surface et de subsurface, ainsi que le transport de solutés et d'énergie de manière intégrée, c'est-à-dire que les équations gouvernant ces processus sont résolues simultanément.

Le code est parallélisé [Hwang *et al.*, 2014] permettant une efficacité numérique élevée et donc des applications à des échelles spatio-temporelles importantes.

Écoulements souterrains

Les écoulements souterrains en zone saturée et non saturée sont modélisés par l'équation de Richards exprimée sous la forme suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot \left(K_{\text{sat}} K_r(\theta) \vec{\nabla} H \right) = q \quad (4.1)$$

avec θ la teneur en eau (aussi exprimée comme le produit de la porosité et de la saturation), K_{sat} la conductivité hydraulique, K_r la perméabilité relative, H la charge hydraulique et q un terme puits/source.

L'équation est résolue par l'approche des volumes de contrôles en éléments finis. Le pas de temps est adaptatif et la résolution de l'équation est implicite selon la méthode de Newton-Raphson. Pour plus de précisions, se référer à la documentation [Aquanty Inc, 2013].

Type de sol

Deux lois de saturation et de perméabilité sont proposées pour caractériser les types de sols : les relations de Van Genuchten et celles de Brooks-Corey. Pour la suite et pour garder une cohérence avec les travaux déjà effectués, les lois de Van Genuchten seront utilisées.

Évapotranspiration

La modélisation des processus d'évapotranspiration et de pertes par interception est basée sur le modèle de Kristensen et Jensen [1975].

Évapotranspiration potentielle. Concernant le paramètre de l'évapotranspiration potentielle E_{pot} , deux choix sont laissés à l'utilisateur :

- soit il est fourni en tant que donnée d'entrée ;
- soit il est calculé à partir de paramètres atmosphériques [Li *et al.*, 2008].

Pertes par interception. L'interception est simulée comme un réservoir se remplissant avec les précipitations et se vidant par évaporation (processus qualifié de pertes par interception). La capacité maximale du réservoir est proportionnelle au LAI : $I_{\text{max}} = c_{\text{int}} \times \text{LAI}$. Les pertes par interception sont calculées selon la formule suivante :

$$IN(t) = \min \left(E_{\text{pot}}(t), \frac{I(t - dt)}{\Delta t} + P(t) \right)$$

avec E_{pot} l'évapotranspiration potentielle, I la quantité d'eau interceptée par le feuillage et P la pluie. La quantité d'eau interceptée par le feuillage est alors calculée par la formule suivante :

$$I(t) = \min \left(I_{\text{max}}, \max \left(0, I(t - dt) + P(t)\Delta t - E_{\text{pot}}(t)\Delta t \right) \right)$$

La pluie atteignant le sol est alors déduite selon la relation suivante :

$$P_{\text{sol}}(t) = \max \left(0, P(t) - \frac{I(t) - I(t - dt)}{\Delta t} - IN(t) \right)$$

Transpiration. La transpiration est calculée en chaque nœud i selon la formule suivante :

$$tr(i, t) = (E_{\text{pot}}(t) - IN(t)) f_1(LAI) f_2(\theta_i) RDF_i$$

avec θ_i la teneur en eau au nœud i . La fonction $f_1(LAI)$ dépend de l'indice de surface foliaire et est calculé par la relation suivante : $f_1(LAI) = \max(0, \min(1, C_2 + C_1 LAI(t)))$, avec C_1 et C_2 deux coefficients dont les valeurs par défaut sont respectivement 0,5 et 0. La fonction $f_2(\theta)$ représente la capacité des racines à extraire l'eau du sol et est fonction de la teneur en eau. Son expression mathématique est la suivante :

$$f_2(\theta) = \begin{cases} 0 & \text{si } \theta_r \leq \theta < \theta_w \\ 1 - \left(\frac{\theta_d - \theta}{\theta_d - \theta_w} \right)^{C_3} & \text{si } \theta_w \leq \theta < \theta_d \\ 1 & \text{si } \theta_d \leq \theta < \theta_o \\ 1 - \left(\frac{\theta_{\text{an}} - \theta}{\theta_{\text{an}} - \theta_o} \right)^{C_3} & \text{si } \theta_o \leq \theta < \theta_{\text{an}} \\ 0 & \text{si } \theta_{\text{an}} \leq \theta < \theta_s \end{cases}$$

avec θ_w le point de flétrissement, θ_d la teneur en eau au-delà de laquelle l'extraction racinaire est maximale, θ_o la teneur en eau à partir de laquelle la teneur en oxygène diminue, θ_{an} la teneur en eau à la limite anoxique, c'est-à-dire lorsque le sol est dépourvu d'oxygène et C_3 un coefficient. On retrouve une structure similaire à la fonction $g_t(\theta)$, utilisée par le modèle H2SC (cf. page 45), à laquelle s'ajoute la prise en compte de l'anoxie sur la transpiration [Feddes et Roats, 2004] et le coefficient C_3 , mais pour lequel la valeur par défaut est égale à 1. La fonction RDF représente l'évolution de la densité racinaire selon la profondeur :

$$RDF(z) = \frac{\int_{z_1}^{z_2} R(z) dz}{\int_0^{z_{\text{max}}} R(z) dz}$$

avec $R(z)$ le profil racinaire, z_{max} la profondeur maximale des racines et z_1 et z_2 les profondeurs limites de la couche associée au nœud de profondeur z . La fonction $R(z)$ peut suivre une loi constante, linéaire, quadratique ou cubique. On remarque que la fonction RDF correspond à la fonction $h_t(z)$ telle que définie pour le modèle H2SC (cf. page 45).

Évaporation. L'évaporation est calculée si la somme des pertes par interception IN et de la transpiration TR , correspondant à l'intégrale de tr selon l'axe vertical, ne permet pas de répondre à la demande atmosphérique E_{pot} . La fonction d'évaporation présente une structure similaire à celle de la transpiration :

$$ev(i, t) = (E_{\text{pot}}(t) - IN(t) - TR(i, t)) \alpha_i EDF_i$$

avec α_i une fonction de régulation de la teneur en eau, identique à $g_e(\theta)$ définie pour le modèle H2SC (cf. page 46). La fonction EDF est l'équivalent de la fonction RDF pour la prise d'eau pour l'évaporation. La structure de la fonction est identique, seule la valeur de la profondeur maximale est différente.

Type de végétation

Le type de végétation est paramétré par les variables suivantes : le coefficient de stockage d'eau sur la canopée, le LAI, pouvant varier dans le temps, les profondeurs limites pour la transpiration et l'évaporation et les profils de décroissance de la prise d'eau en fonction de la profondeur, les teneurs en eau limites apparaissant dans les formules de f_2 et α_i et les trois coefficients C_1 , C_2 et C_3 .

Forçage

Il a été fait le choix d'imposer l'évapotranspiration potentielle comme donnée d'entrée. On peut qualifier ce mode d'*off-line*. Dans ce cas, seuls deux paramètres sont nécessaires pour le forçage climatique :

- les précipitations ;
- l'évapotranspiration potentielle.

1.2 Application d'HydroGéoSphère au bassin versant du Little Washita

1.2.1 Présentation du site d'étude

Le bassin versant du Little Washita est situé dans l'État de l'Oklahoma, aux États-Unis. Ce bassin versant possède la particularité d'avoir fait l'objet de nombreuses études, dont les premières ont commencé dès les années 1930. Allen et Naney [1991] retracent cet historique. Les premières études concernaient les problématiques d'érosion et ce bassin versant a servi de cas d'étude pour tester différentes mesures conservatoires. Les premières mesures hydrologiques ont débuté dès 1961, avec la mesure du débit à l'exutoire et de la pluviométrie en différents points du bassin versant. Plus récemment, grâce aux nombreuses données disponibles, le Little Washita a fait l'objet de plusieurs études hydrologiques par modélisation numérique à base physique intégrée, avec le modèle ParFlow essentiellement, mais également avec Hydrus-3D et avec GEOtop [Rigon *et al.*, 2006; Maxwell *et al.*, 2007; Maxwell et Kollet, 2008; Kollet et Maxwell, 2008; Ferguson et Maxwell, 2010; Maxwell *et al.*, 2010; Jana et Mohanty, 2012; Condon et Maxwell, 2014; Ferguson *et al.*, 2016].

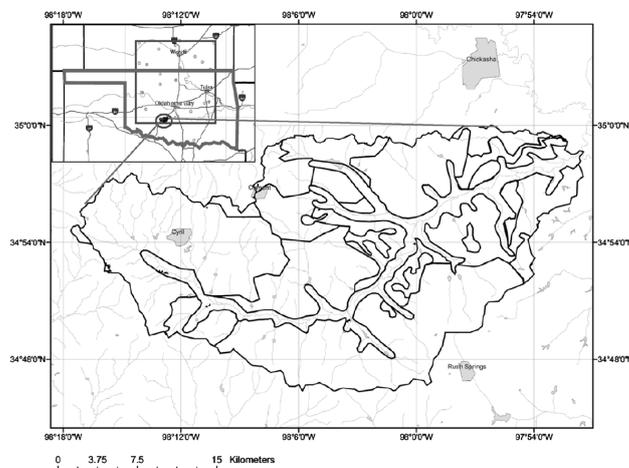


Fig. 4.1 – Localisation du bassin versant du Little Washita situé dans l'État de l'Oklahoma, aux États-Unis, de ses limites et du contour du réseau hydrographique, d'après [Maxwell *et al.*, 2007].

Le bassin versant du Little Washita couvre une superficie d'environ 620 km². Sa topographie est qualifiée de modérément vallonnée [Allen et Naney, 1991]. Son altitude varie de 320 m à 474 m, avec une pente moyenne de 3,4 % et une pente maximale d'environ 12 % (figure 4.2).

Le climat est tempéré continental [Rosero *et al.*, 2010] et classé dans la catégorie « subhumide » selon la classification de Thornthwaite [Allen et Naney, 1991]. La température moyenne annuelle est de 16° et la pluviométrie moyenne annuelle est d'environ 760 mm [Jana et Mohanty, 2012]. La température journalière moyenne varie entre -4° et 34° [Allen et Naney, 1991].

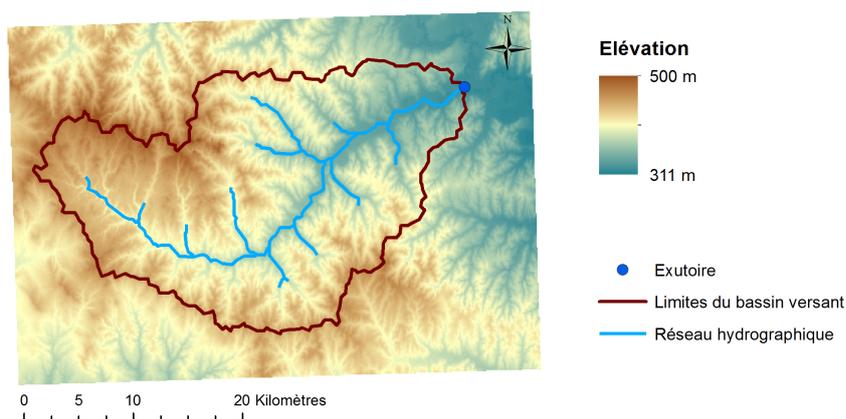


Fig. 4.2 – Topographie du bassin versant du Little Washita, localisation du réseau hydrographique et de l'exutoire.

Le bassin versant est recouvert à environ 67 % de prairies (figure 4.3). Les cultures constituent environ 20 % de la superficie et elles sont majoritairement localisées à proximité de la rivière. La surface restante est principalement recouverte de forêts et de quelques surfaces imperméables.

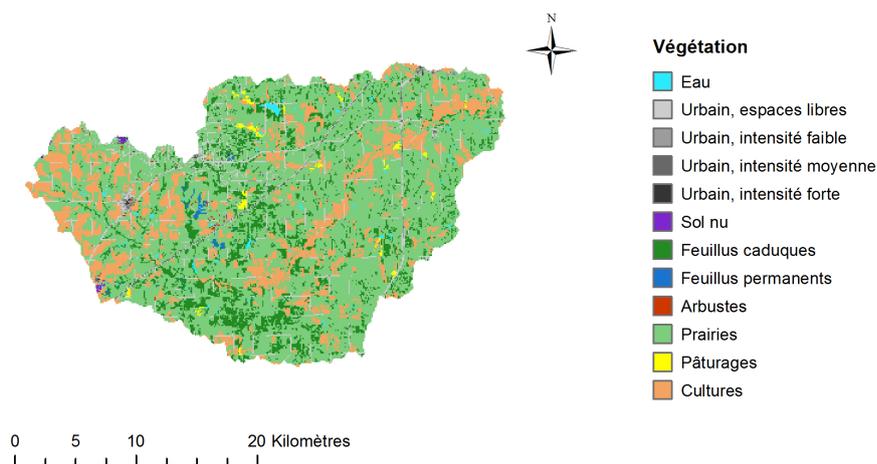


Fig. 4.3 – Carte de végétation du Little Washita.

Les types de sol sont principalement un sable limoneux, un limon et un limon fin [Kollet et Maxwell, 2008].

Le bassin du Little Washita est instrumenté par un réseau de stations pluviométriques (ARS Micronet, <http://ars.mesonet.org/>) installé par le département américain USDA-ARS (*United States Department of Agriculture's Agricultural Research Service*). Il dispose également d'une station météorologique appartenant au réseau *Ameriflux* (<http://ameriflux.lbl.gov/>) couvrant deux années de mesures (1997 et 1998). Le débit est mesuré en quatre points de la rivière et est suivi par l'institut américain USGS (*United States Geological Survey*, <https://www.usgs.gov/>). Différents paramètres de sol sont également mesurés en un point appartenant au réseau SCAN (*Soil Climate Analysis Network*, <http://www.wcc.nrcs.usda.gov/scan/>) et instrumenté par le service américain NCRS (*Natural Resources Conservation Service*). Sont ainsi suivies en continu la teneur en eau et la température du sol à différentes profondeurs. Des mesures de précipitations, températures de l'air, vitesse du vent et rayonnement solaire sont également réalisées. L'ensemble de ces stations de mesures sont localisées sur la figure 4.4.

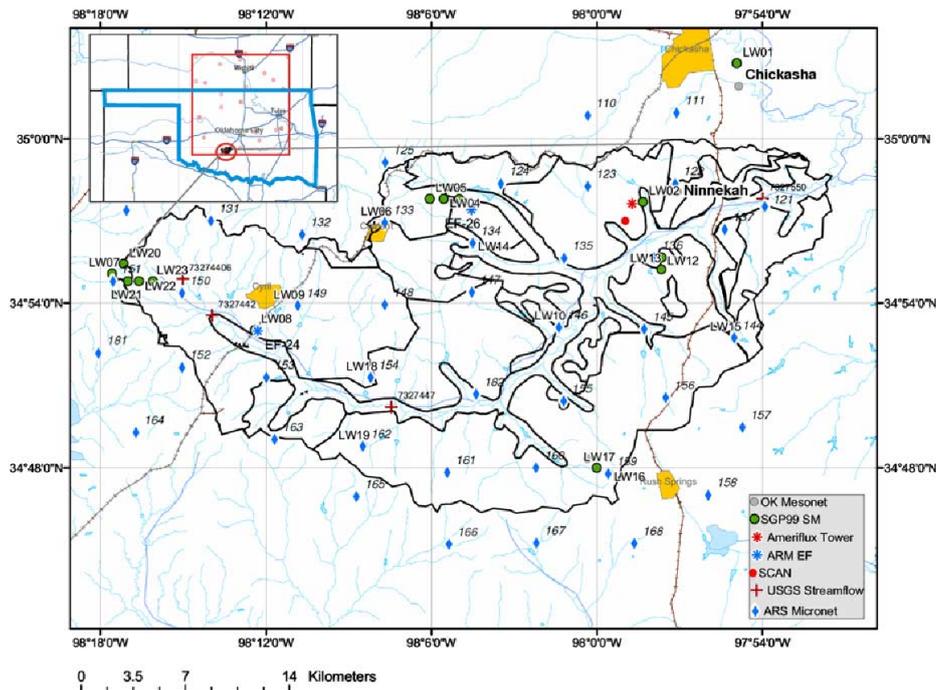


Fig. 4.4 – Localisation des différentes stations de mesures présentes sur le bassin versant du Little Washita, d’après [Kollet et Maxwell, 2008].

1.2.2 Paramétrisation et initialisation du modèle

Période simulée

En s’inspirant des travaux de Kollet et Maxwell [2008], la période retenue pour les simulations du bassin versant du Little Washita avec HGS est l’année hydrologique 1998-1999. Elle s’étend du 1^{er} septembre 1998 au 31 août 1999.

Topographie et maillage

Le modèle numérique de terrain (MNT) pour le bassin versant du Little Washita a été construit à partir des données topographiques de l’USGS qui sont disponibles sur l’ensemble des États-Unis à une résolution de 100 m (http://nationalmap.gov/small_scale/mld/elev100.html). À partir de ce fichier d’élévation du sol, les contours du bassin versant et la localisation du réseau hydrographique et de l’exutoire ont été obtenus avec le logiciel ArcGIS (<http://www.esrifrance.fr/arcgis.aspx>).

La génération du maillage triangulaire de surface a été réalisée en suivant le guide de Therrien [2014]. Le principe est de contraindre le maillage à se baser sur certains nœuds. La démarche est la suivante :

1. discrétisation du contour du bassin versant en un ensemble de points uniformément espacés. Ces points constitueront les nœuds du maillage pour le contour du bassin versant. L’espacement choisi entre les points impose la longueur des côtés des triangles à proximité de la limite du bassin versant ;
2. discrétisation du réseau hydrographique en un ensemble de points uniformément espacés. Ces points constitueront les nœuds du maillage le long de la rivière. L’espacement utilisé peut être différent de celui utilisé pour discrétiser le contour du bassin versant et il est recommandé d’utiliser une valeur inférieure. En effet, il peut être important de raffiner le maillage à proximité du réseau hydrographique car les variations de teneur en eau y sont importantes au cours d’une simulation. Un maillage raffiné permet également d’améliorer la précision de la localisation de la rivière ;

3. sélection des zones où les pentes sont élevées pour imposer un raffinement du maillage. Aucune région du bassin versant du Little Washita ne présentant un relief abrupt, cette étape n'a pas été prise en compte ;
4. génération du maillage s'appuyant sur les nœuds imposés pour le contour et le long de la rivière à l'aide du logiciel *Triangle*[®] ;
5. relaxation du maillage généré. L'objectif est de déplacer les nœuds du maillage par itération (à l'exception de ceux imposés pour le contour et pour le réseau hydrographique) afin de limiter le nombre de triangles avec de petits angles. En effet, les triangles « plats » peuvent engendrer des difficultés lors de la modélisation ;
6. exportation du maillage dans un format lisible par HGS.

L'espacement retenu entre les nœuds du maillage pour le contour du bassin versant est de 1000 m et celui pour le réseau hydrographique est de 100 m (figure 4.5). Le maillage final en surface est constitué de 8 159 nœuds et 16 163 éléments triangulaires (figure 4.6).

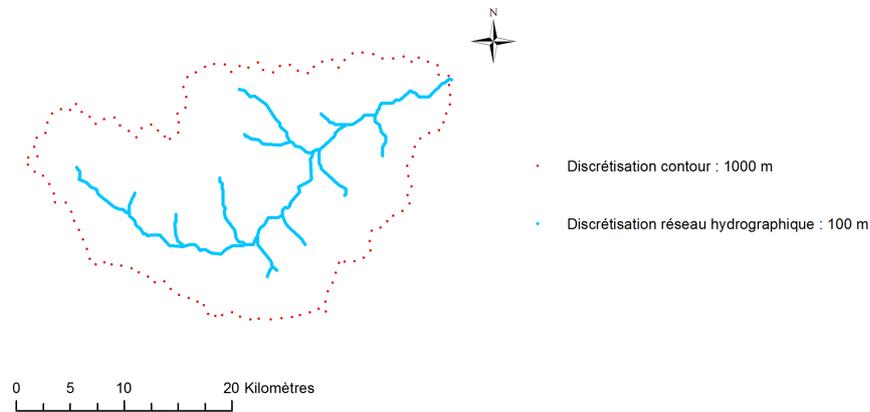


Fig. 4.5 – Discretisation du contour du bassin versant du Little Washita avec un pas de 1 000 m et du réseau hydrographique avec un pas de 100 m.

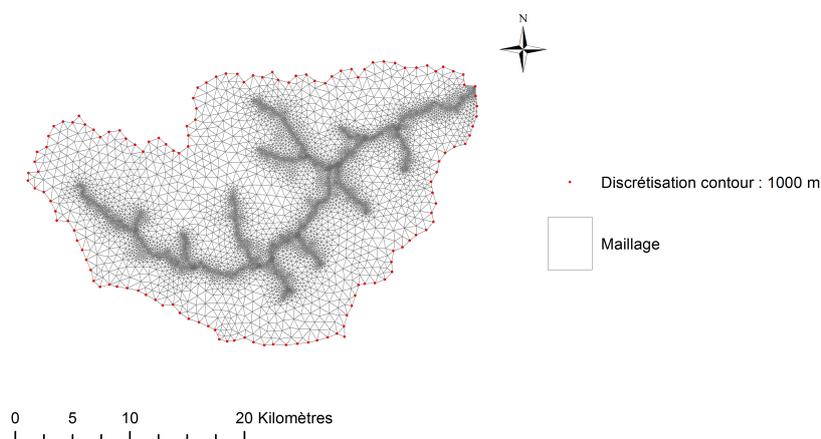


Fig. 4.6 – Maillage en surface pour le bassin versant du Little Washita.

L'étape suivante consiste à dupliquer le maillage de surface selon l'axe vertical afin d'obtenir un maillage tridimensionnel constitué de prismes à base triangulaire. Les profondeurs des premières couches à partir de la surface sont les suivantes : 1 cm, 9 cm, 20 cm, 50 cm, 1,2 m, 3 m, 6 m, 10 m et de nouveau 10 m, soit une profondeur totale de 31 m. Au-delà, 10 couches sont imposées pour atteindre une élévation de 260 m [Kollet et Maxwell, 2008]. L'épaisseur totale du maillage varie alors entre 60 m et 214 m. Au final, le maillage 3D est constitué de 163 180 nœuds et 307 097 éléments (figure 4.7).

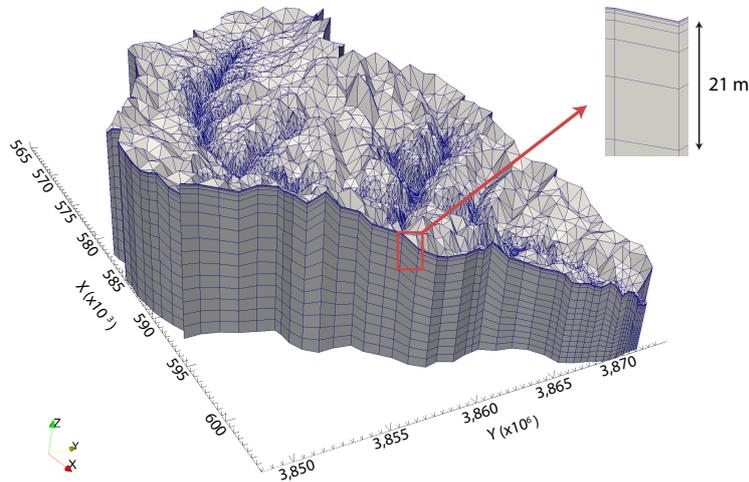


Fig. 4.7 – Maillage tridimensionnel du bassin versant du Little Washita, avec un facteur d'agrandissement de 50 selon l'axe vertical.

Propriétés de sol

Les propriétés de sol utilisées sont inspirées de celles utilisées par Kollet et Maxwell [2008]. Il a été fait le choix, dans le cadre de cette étude, d'imposer un sol uniforme à l'ensemble du domaine dont les propriétés correspondent à celle du substratum rocheux. En effet, l'objectif de ce modèle n'est pas de reproduire le plus fidèlement possible le bassin versant du Little Washita, mais d'obtenir un résultat numérique des variations spatio-temporelles des flux d'évapotranspiration. Ce résultat servira ensuite de référence pour tester et évaluer la méthodologie présentée dans le chapitre 2. En multipliant les hétérogénéités, il est plus difficile d'identifier les causes à l'origine de différences. C'est la raison pour laquelle, le choix est fait de ne travailler que sur l'hétérogénéité de topographie et de végétation.

La conductivité hydraulique utilisée par Kollet et Maxwell [2008] est de $5,6 \times 10^{-5}$ m/s. Elle est le résultat d'une calibration manuelle et il est précisé que cette valeur est environ 5 fois supérieure à la moyenne arithmétique obtenue sur environ 200 forages [Maxwell *et al.*, 2007]. La conductivité hydraulique a été également calibrée manuellement dans le cadre de ce travail. La valeur retenue est égale à $3,3 \times 10^{-5}$ m/s.

Les autres paramètres sont identiques à ceux utilisés par Kollet et Maxwell [2008]. La porosité est prise égale à 0,4, la saturation résiduelle à 0,2, le paramètre n des relations Van Genuchten à 2 et le paramètre β des relations de Van Genuchten à $3,5 \text{ m}^{-1}$ (éq. (2.12), page 41).

Propriétés de surface

En surface, les propriétés ont été différenciées pour les nœuds appartenant à la rivière et ceux extérieurs à la rivière. Dans un premier temps, les coefficients de frottement (coefficients de Manning) utilisés sont les suivants : 0,04 en rivière et 0,2 ailleurs. Ils sont inspirés des valeurs obtenues par calibration avec HGS par Cochand [2014]. Ils ont ensuite (cf. paragraphe sur l'initialisation par *spin-up*) été modifiés pour les valeurs suivantes : 0,02 en rivière et 0,1 ailleurs [Woolhiser *et al.*, 1990]. La rivière représente 25 % des nœuds.

Végétation

La carte de végétation utilisée provient des données disponibles sur le site internet de l'USGS (http://nationalmap.gov/small_scale/mld/ldco100.html). Elle est définie à une résolution de 100 m et regroupe 19 types de couverture de surface possibles (végétation, eau ou surfaces urbanisées). Les couvertures présentes sur le bassin versant du Little Washita sont les suivantes : eau libre, zones urbanisées avec différents degrés d'intensité, sol nu, feuillus caduques et permanents, arbustes, prairies, pâturages et cultures (figure 4.3). Pour la modélisation du bassin versant, les zones d'eau libre n'ont pas été retenues car elles seront simulées automatiquement par HGS. Les zones urbanisées ayant une faible emprise, elles n'ont pas été retenues et ont été remplacées par le type de végétation majoritaire dans leur environnement proche (figure 4.8). La modification a été réalisée avec ArcGIS.

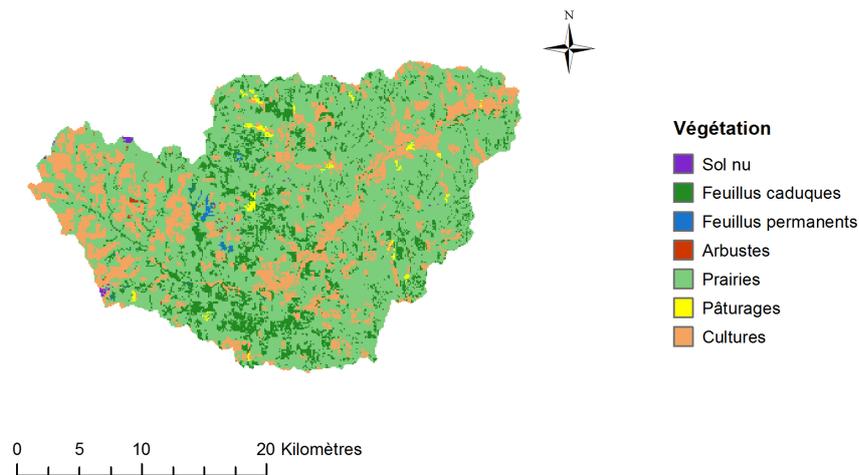


Fig. 4.8 – Carte de végétation modifiée du bassin versant du Little Washita : les zones d'eau libres et urbanisées ont été remplacées par la végétation majoritaire présente à proximité.

La carte de végétation ainsi obtenue a ensuite été adaptée au maillage de surface, les mailles de grande dimension couvrant plusieurs types de végétation. La végétation retenue pour les mailles concernées est celle en présence majoritaire au sein de la maille. La carte de végétation obtenue est présentée sur la figure 4.9.

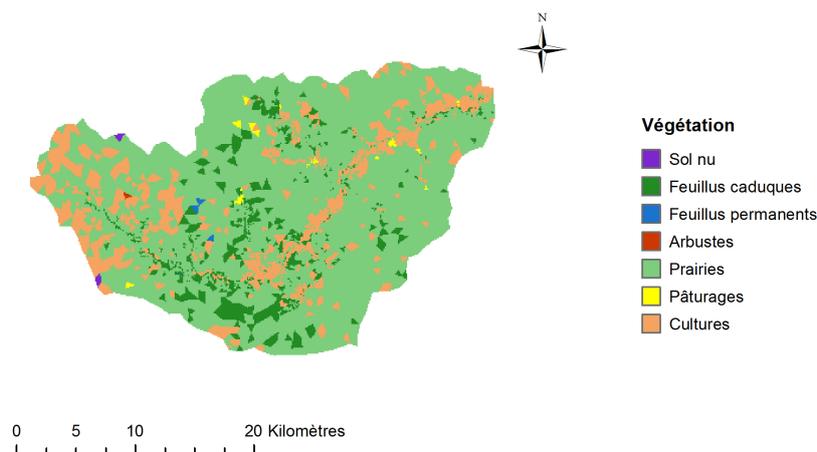


Fig. 4.9 – Carte de végétation du bassin versant du Little Washita après adaptation au maillage.

À chaque type de végétation est associé son jeu de paramètres. Certains paramètres sont communs à l'ensemble des végétations comme le coefficient c_{int} du réservoir d'interception pris égal à 0,1 mm. Les valeurs de saturation associées aux teneurs en eau limites pour le calcul de la transpiration sont les suivantes : 0,25 pour le point de flétrissement, 0,5 pour la saturation à partir de laquelle l'extraction racinaire est maximale et 1 pour les deux saturations relatives à l'anoxie du milieu. Elles sont choisies de sorte à se rapprocher des valeurs utilisées par Orchidée et par le modèle H2SC. Les saturations limites pour l'évaporation valent respectivement 0,1 et 0,5. Les trois paramètres C_1 , C_2 , C_3 sont pris égaux respectivement à 0,5, 0 et 1, qui sont les valeurs par défaut proposées par HGS. La profondeur maximale pour la prise d'eau alimentant l'évaporation est fixée à 20 cm. Les seuls paramètres qui diffèrent selon le type de végétation sont la profondeur des racines et le LAI. La profondeur des racines pour chaque type de végétation est indiquée dans le tableau 4.1. L'évolution temporelle du LAI pour chaque type de végétation a été établie en se basant sur la relation utilisée dans le code de calcul Orchidée. Cette dernière relie le LAI à la température du sol à 50 cm de profondeur (T_s) [Guimberteau, 2010; Guimberteau *et al.*, 2012] :

$$LAI(t) = LAI_{\min} + tf(T_s) (LAI_{\max} - LAI_{\min})$$

avec

$$tf(T_s) = \begin{cases} 0 & \text{si } T_s < T_s^{\min} \\ 1 - \left(\frac{T_s^{\max} - T_s}{T_s^{\max} - T_s^{\min}} \right)^2 & \text{si } T_s^{\min} \leq T_s \leq T_s^{\max} \\ 1 & \text{si } T_s > T_s^{\max} \end{cases}$$

avec LAI_{\min} et LAI_{\max} deux valeurs limites pour le LAI, indiquées dans le tableau 4.1 pour chaque type de végétation, et T_s^{\min} et T_s^{\max} deux valeurs limites pour la fonction de température du sol, dont les valeurs sont prises respectivement égales à 0° et 20°.

Végétation	Profondeur maximale des racines (m)	LAI minimum	LAI maximum
Sol nu	0	0	0
Feuillus caduques	2,9	0	5,12
Feuillus permanents	3,9	6,7	6,7
Arbustes	2,6	0	2,5
Prairies	2,6	0	2,5
Pâturages	2,6	0	2,5
Cultures	2,1	0	4,22

Tab. 4.1 – Paramètres par type de végétation, inspirés de la documentation d'HGS [Aquanty Inc, 2013].

Les données de température du sol de la station *AmeriFlux* ont été utilisées pour estimer le paramètre T_s . Cette station fournit la température du sol à 64 cm de profondeur pour les deux années 1997 et 1998. La période de mesure de ces données ne correspond pas exactement à la période visée pour les simulations, mais il est fait l'hypothèse que l'évolution temporelle du LAI ne présente pas de différences significatives d'une année sur l'autre. La variation journalière à cette profondeur étant marquée, une moyenne mobile a été appliquée sur la fonction tf calculée pour chacune des deux années, ce qui permet d'obtenir une évolution lissée. La fonction tf finale a été obtenue en prenant la moyenne des fonctions tf sur les années 1997 et 1998. L'évolution temporelle des LAI ainsi obtenue sur une année hydrologique est représentée sur la figure 4.10.

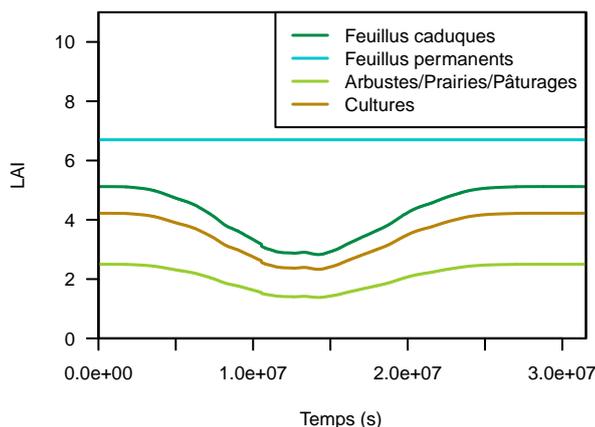


Fig. 4.10 – Évolution temporelle du LAI au cours d'une année hydrologique (début septembre à fin août) pour les différents types de végétation présents sur le bassin versant du Little Washita.

Forçage climatique

Pour la même raison que celle invoquée pour le type de sol, le forçage climatique est imposé uniforme sur le bassin versant. La variation spatiale des précipitations sur le bassin versant est connue [Rigon *et al.*, 2006; Jana et Mohanty, 2012], mais l'objectif n'est pas de reproduire parfaitement le comportement hydrologique du bassin versant du Little Washita, en tenant compte de l'ensemble des hétérogénéités. Les valeurs pour les précipitations et l'évapotranspiration potentielle sur la période s'étendant de début septembre 1998 à fin août 1999 sont extraites de la base de données NARR (*North American Regional Reanalysis*, <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/rrean1/>) [Mesinger *et al.*, 2006]. Il s'agit d'une base de donnée couvrant le domaine Nord-Américain sur la période 1979-2003. Elle a été obtenue en combinant un modèle de prévision atmosphérique avec des mesures de stations météorologiques. La base de données NARR fournit différents paramètres météorologiques au pas de temps de 3 h et à une résolution spatiale de 32 km. Les données NARR ont été utilisées avec succès dans plusieurs études, dont celles de Kollet et Maxwell [2008] et Maxwell et Kollet [2008], toutes deux appliquées au bassin versant du Little Washita.

Conditions aux limites

Une condition aux limites de flux nul est imposée sur la face inférieure de la couche de sol la plus profonde, celle-ci étant considérée comme une limite imperméable. Il en est de même pour les limites latérales du domaine qui représentent la limite de partage des eaux de surface, cette dernière étant supposée confondue avec la ligne de partage des eaux souterraines. En surface, les deux conditions aux limites imposées sont les précipitations et l'évapotranspiration potentielle. À proximité de l'exutoire, une condition à la limite dénommée « profondeur critique » (*critical depth*) est prescrite. Elle permet d'évacuer l'écoulement de surface à l'extérieur du domaine. Les nœuds auxquels cette condition est appliquée sont les nœuds de surface situés à proximité de l'exutoire et sur la frontière du domaine.

Initialisation par *spin-up*

Afin de s'affranchir de l'impact du choix des conditions initiales et d'obtenir une simulation « à l'équilibre » sur l'année hydrologique, une procédure de *spin-up* a été appliquée. Il s'agit d'une approche classique utilisée dans de nombreuses études de modélisation hydrologique, comme [Kollet et Maxwell, 2008; Guimberteau *et al.*, 2012; Ajami *et al.*, 2014; Seck *et al.*, 2015]. Le principe consiste à réaliser une première simulation à partir de conditions initiales arbitraires puis d'utiliser l'état final obtenu comme condition initiale pour une deuxième simulation. Ces étapes sont répétées jusqu'à ce que la différence entre l'état initial et l'état final soit jugée faible. Le critère d'arrêt choisi ici est le suivant : la variation du volume d'eau dans le sol entre

l'état final et l'état initial doit être inférieure à 0,5 %. Ont également été comparés les débits initiaux et finaux en quatre points de la rivière, correspondant à la localisation des quatre stations USGS (figure 4.4). L'initialisation de la première simulation a été imposée de manière identique à celle réalisée par Kollet et Maxwell [2008] : la profondeur de la nappe est imposée uniformément sur l'ensemble du bassin à 2 m de profondeur.

En raison des temps de calculs élevés lorsque l'évapotranspiration est calculée, la procédure de *spin-up* a été divisée en deux phases. La première phase des itérations a été menée sans prise en compte des flux d'évapotranspiration jusqu'à obtenir un état d'équilibre. Une fois cette première phase terminée, la seconde inclut le calcul des flux d'évapotranspiration. Cette démarche n'est pas idéale, mais elle a permis d'accélérer de manière non négligeable la procédure de *spin-up*. À titre d'exemple, réaliser la première itération du *spin-up* en tenant compte des flux d'évapotranspiration représente environ 13 jours de calculs contre moins de 3 jours sinon. Ainsi, 3 itérations sans prise en compte des flux d'évapotranspiration ont été réalisées puis 3 itérations supplémentaires avec les flux d'évapotranspiration (tableau 4.2). Les résultats en termes de variation de volume d'eau dans le sol pour les différentes itérations sont indiquées dans le tableau 4.2. Il est à noter que certains paramètres du modèle font l'objet d'ajustement au cours des itérations en fonction des résultats obtenus, comme la conductivité hydraulique et les coefficients de frottement en surface. Au vu des temps de calculs, il n'a pas été possible de relancer l'ensemble du *spin-up* avec les dernières valeurs des paramètres. La valeur de la conductivité hydraulique est néanmoins constante à partir de l'itération 3.

Itérations	Prise en compte de l'évapotranspiration	Variation du volume d'eau	Temps de calcul (jours)
1	Non	-2,6 %	2,5
2	Non	-0,65 %	2,1
3	Non	+0,12 %	1,8
4	Oui	-0,89 %	5,3
5	Oui	-0,52 %	4,3
6	Oui	-0,39 %	5,3

Tab. 4.2 – Caractéristiques des différentes itérations de la procédure de *spin-up*.

Au total, les 6 itérations représentent environ 21 jours de calculs. Les simulations ont été réalisées en calcul parallèle sur 4 processeurs. Ce nombre de 4 processeurs a été choisi après avoir comparé les temps de calculs pour 2, 4, 6 et 8 processeurs, les simulations sur 4 processeurs s'étant révélées être les plus rapides.

Paramètres numériques

Certains paramètres numériques ont fait l'objet d'ajustement au cours des itérations (tableau 4.3). Ainsi, les valeurs des critères de convergence (absolu et relatif) ont été initialement prises assez élevées (10^{-2}) pour permettre la convergence des calculs lors de la première itération. Elles ont ensuite été abaissées à une valeur de 10^{-4} pour le critère absolu et 10^{-3} pour le critère relatif pour améliorer la qualité des résultats. Une fois les flux d'évapotranspiration pris en compte, la valeur de 10^{-4} pour le critère absolu n'a pas pu être maintenue et a été augmentée à 10^{-3} . Le paramètre « Jacobian epsilon » (cf. [Aquanty Inc, 2013]) a été identifié comme pouvant fortement influencer les temps de calcul. Sa valeur a également été ajustée au cours des itérations.

La méthode de relaxation a été utilisée [Aquanty Inc, 2013]. Au cours des itérations de résolution des équations, un facteur de sous-relaxation est calculé. Il dépend de la variation de charge maximale au cours des deux dernières itérations. La valeur du paramètre « Newton maximum update for head » a été prise égale à 0,015 après calibration sur les temps de calculs. Cette faible valeur conduit à un nombre plus important d'itérations mais à une solution plus stable [Aquanty Inc, 2013].

Itérations	Critère de convergence absolu	Critère de convergence relatif	Jacobian epsilon
1	10^{-2}	10^{-2}	10^{-6}
2	10^{-4}	10^{-3}	10^{-5}
3	10^{-4}	10^{-3}	10^{-5}
4	10^{-3}	10^{-3}	3×10^{-5}
5	10^{-3}	10^{-3}	3×10^{-5}
6	10^{-3}	10^{-3}	3×10^{-5}

Tab. 4.3 – Évolution de certains paramètres numériques au cours des itérations du *spin-up*.

Le pas de temps maximal autorisé est pris égal à 5400 s, soit la moitié du pas de temps des données de précipitations et d'évapotranspiration potentielle. Ceci permet d'assurer une bonne représentation de l'évolution de ces deux paramètres lors de la simulation.

1.2.3 Résultats

Les résultats obtenus pour l'itération 6 du *spin-up* sont présentés sur les figures suivantes. Les figures 4.11(a)-(d) comparent l'évolution simulée du débit à la rivière aux quatre stations USGS. On observe que globalement les ordres de grandeur et les dynamiques temporelles sont bien évalués. La qualité des résultats est supérieure pour les stations situées les plus en amont (en particulier, figures 4.11(c) et 4.11(d)). La figure 4.11(a) présente les résultats simulés les plus éloignés des données mesurées. On constate en particulier que le débit de base est trop élevé. On relève également sur l'ensemble des figures, un léger décalage temporel lors des pics de crues, ces derniers étant simulés avec un retard. Ces différences peuvent être expliquées par différents facteurs. L'un d'entre eux est l'absence de prise en compte d'une couche de sol à la surface aux propriétés différentes de celles du substratum rocheux. En effet, cette couche de sol, en particulier prescrite par Kollet et Maxwell [2008] et Condon et Maxwell [2014], peut fortement influencer les temps de transferts entre le sol et les écoulements de surface. On remarque que les valeurs de conductivités hydrauliques utilisées pour les deux premiers mètres de sol par Condon et Maxwell [2014] sont inférieures d'un facteur 10 environ à celles du substratum rocheux. La prise en compte de cette diminution de la perméabilité en surface aurait pour conséquence d'augmenter les pics de crues et de diminuer le débit de base, ce qui irait dans le sens de la diminution des erreurs observées. Toutefois, l'objectif de ces simulations n'est pas de reproduire parfaitement le comportement du Little Washita, mais d'obtenir une simulation de référence fournissant une représentation réaliste de l'évolution spatiale et temporelle des flux d'évapotranspiration. Ces comparaisons de débit aux stations USGS montrent que la simulation produit un comportement hydrologique réaliste.

La figure 4.12 représente l'évolution temporelle des flux d'évapotranspiration intégrés sur le bassin versant, ainsi que l'évolution du flux potentiel, imposé comme donnée d'entrée. Ces résultats confirment le climat sec du Little Washita, le sol ne parvenant pas à répondre à la demande atmosphérique en toute période de l'année.

Sont présentés respectivement sur les figures 4.13 et 4.14, la carte de hauteur d'eau en surface du bassin versant au début de la simulation du *spin-up* 6 et la carte des profondeurs de nappe. On identifie clairement le réseau hydrographique et ses différentes branches. En comparant avec la figure représentant le réseau hydrographique (figure 4.2), on constate que sa position est bien représentée par le modèle.

La figure 4.15 indique les valeurs de saturation en surface à l'initialisation du *spin-up* 6. On remarque que la saturation est proche de sa valeur résiduelle (0,2) sur la majeure partie du bassin versant. Le temps $t = 0$ correspondant à la date du 1^{er} septembre, donc à la fin de la période estivale, les flux d'évapotranspiration élevés conduisent en effet à une saturation particulièrement basse. La figure 4.17 présente une vue en coupe selon le plan vertical de coordonnée $y = 3,86 \times 10^6$ de la saturation en $t = 0$. Enfin, la figure 4.16 illustre les variations spatiales des flux d'évapotranspiration. On observe une forte augmentation à proximité de la rivière, comme attendu.

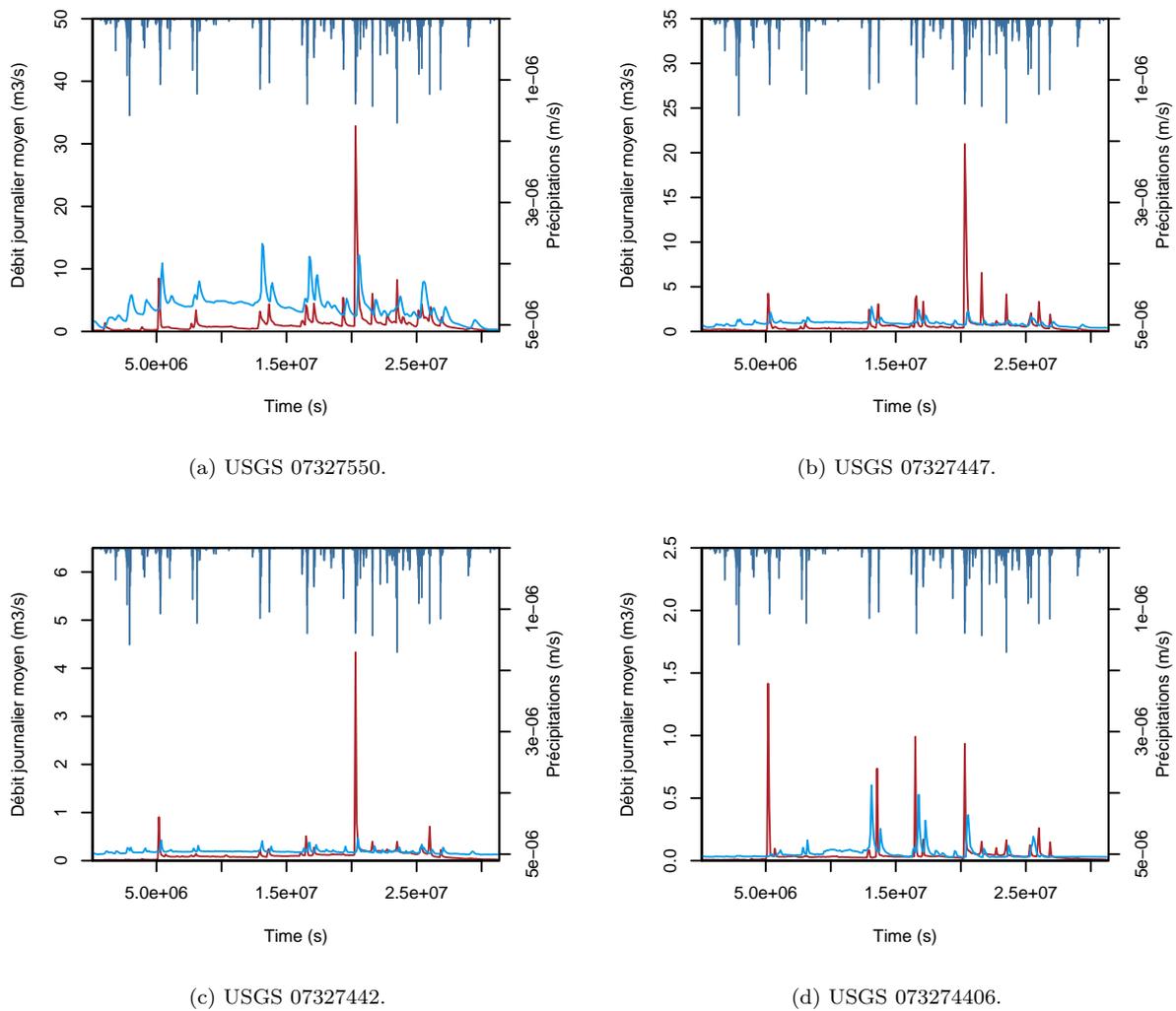


Fig. 4.11 – Débits journaliers moyens observés aux quatre stations USGS (en rouge) et simulés (en bleu).

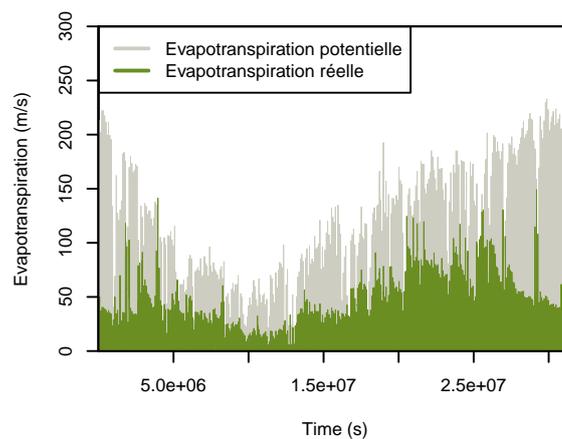


Fig. 4.12 – Évolution temporelle des flux d'évapotranspiration intégrés sur le bassin versant et comparaison avec le forçage d'évapotranspiration potentielle.

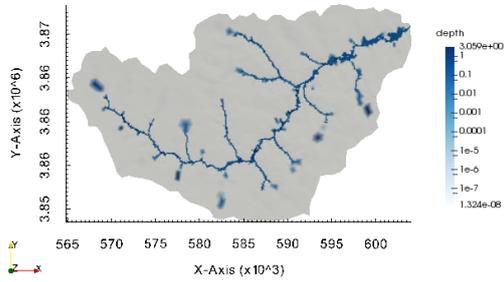


Fig. 4.13 – Hauteurs d'eau simulées en surface à $t = 0$.

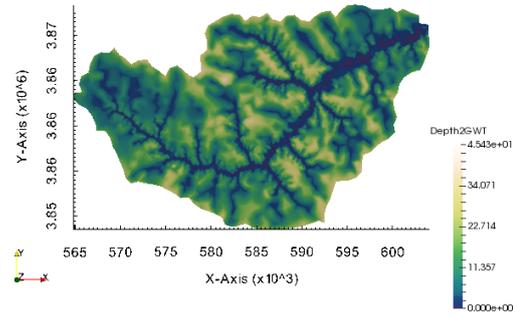


Fig. 4.14 – Profondeurs de la nappe simulées à $t = 0$.

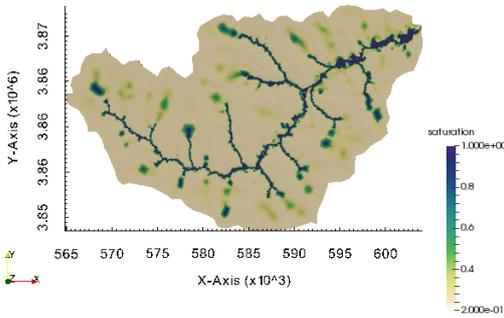


Fig. 4.15 – Saturations simulées en surface à $t = 0$.

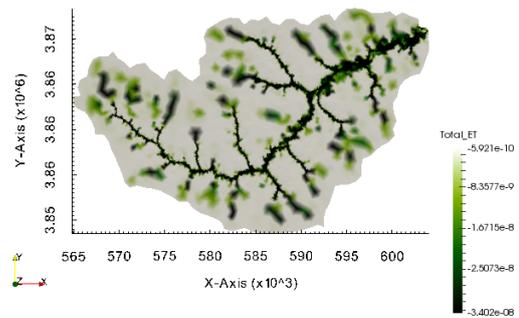


Fig. 4.16 – Flux d'évapotranspiration simulés à $t = 0$.

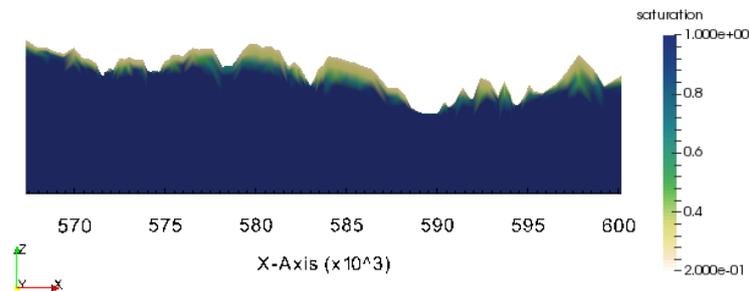


Fig. 4.17 – Saturations simulées à $t = 0$ selon une coupe réalisée par le plan vertical de coordonnée $y = 3,86 \times 10^6$, avec un agrandissement d'un facteur 50 selon l'axe vertical.

Chapitre 2

Estimation de l'évapotranspiration à l'aide de modèles à dimensionnalité réduite

Ce second chapitre a pour objectif de présenter une méthodologie permettant d'estimer l'évolution temporelle des flux d'évapotranspiration intégrés sur le bassin versant (soit le résultat de la figure 4.12) à partir de modèles à dimensionnalité réduite. L'objectif est de tenir compte de la variabilité spatiale des flux d'évapotranspiration, telle qu'observée sur la figure 4.16. Deux étapes sont distinguées :

1. utilisation d'un modèle de versant équivalent, donc bi-dimensionnel ;
2. utilisation d'un modèle de colonne, donc uni-dimensionnel.

L'explication et l'application de ces deux étapes font l'objet des deux sections de ce chapitre.

2.1 Estimation par un versant 2D équivalent

2.1.1 Présentation de la démarche

Éléments de justification

Comme cela a pu être indiqué dans la littérature à plusieurs reprises (cf. section 1.4 de la partie 1, page 10), l'évolution spatiale des flux d'évapotranspiration peut être reliée à la profondeur de la nappe par une relation simple (cf. figure 1.12, page 12). En étudiant attentivement cette relation, on distingue deux paliers. Le palier supérieur est associé aux profondeurs de nappe les plus faibles et il correspond à une situation où la disponibilité de l'eau dans le sol n'est pas limitante. La limitation provient dans ce cas de la demande atmosphérique, ce palier supérieur correspond donc à la valeur de l'évapotranspiration potentielle. À l'inverse, le palier inférieur est associé aux valeurs de nappe profonde, c'est-à-dire aux cas où la teneur en eau dans le sol le long de la zone d'extraction est déconnectée de la nappe. La valeur du palier inférieur ne peut être estimée a priori car elle dépend du profil de teneur en eau dans la zone racinaire, et ce dernier évolue au cours du temps en fonction de l'infiltration des précipitations et de l'évapotranspiration. Une zone intermédiaire relie ces deux paliers. Les deux valeurs de profondeur de nappe où les ruptures de pente sont observées n'ont pas été précisément caractérisées jusqu'à présent. On constate cependant, lorsque les échelles utilisées ne sont pas logarithmiques, qu'elles varient en fonction du type de végétation et du type de sol [Maquin, 2013; Ajami *et al.*, 2014].

Ainsi, grâce à cette relation bijective, la connaissance de la profondeur de la nappe en tout point de l'espace permet d'obtenir une estimation des flux d'évapotranspiration associés, sans avoir à les calculer explicitement.

L'étape suivante du raisonnement consiste à évaluer la profondeur de la nappe sans réaliser de simulation tri-dimensionnelle. Notons que, dans le cadre de la problématique traitée ici, la qualité de l'estimation de la profondeur de la nappe est importante essentiellement lorsque cette dernière est proche de la surface (jusqu'à environ 10 m de profondeur, au vu des différents résultats obtenus par les études de Maxwell et Kollet [2008]; Condon *et al.* [2013]; Ajami *et al.* [2014]; Larsen *et al.* [2016]). En effet, au-delà, quelle que soit la profondeur de la nappe, les flux d'évapotranspiration simulés seront inchangés (figure 1.12, page 12). La profondeur de la nappe augmentant lorsque l'on s'éloigne de la rivière (figure 1.10, page 11), les zones d'intérêt sont donc les régions proches de la rivière.

En se basant sur le concept de « similarité hydrologique » utilisé en particulier par le modèle conceptuel TOPMODEL (cf. section 2.2 de la partie 1, page 16), il est fait l'hypothèse que pour tous les points du bassin versant situés à une distance donnée de la rivière, la nappe a une profondeur comparable si la configuration topographique et le type de sol sont identiques. En d'autres termes, on suppose en première approximation que si la profondeur de la nappe est connue pour la gamme de valeurs des distances à la rivière rencontrées pour un bassin versant, alors on dispose d'une estimation de la profondeur de la nappe en tout point du bassin versant où la configuration topographique et le type de sol sont identiques. Notons que la distance à la rivière est définie en suivant la direction principale des écoulements, qui peut être approchée par la ligne de surface de plus grande pente.

Enfin, en s'appuyant sur la littérature (cf. section 4.2 de la partie 1, page 26), on peut simplifier les écoulements tri-dimensionnels en un ensemble d'écoulements bi-dimensionnels restreints en se plaçant dans le repère défini par les lignes d'écoulements, ces dernières étant considérées comme des limites imperméables [Bear, 1972; Fan et Bras, 1998]. Dans ce cadre, Khan *et al.* [2014] ont montré qu'il est possible de définir un (ou plusieurs) versant(s) équivalent(s) reproduisant correctement le comportement moyen de l'ensemble de versants décrivant un bassin versant donné. En particulier, ils ont comparé les débits, les flux d'évapotranspiration et la teneur en eau à 15 cm de profondeur entre les simulations du (des) versant(s) équivalent(s) et celles de l'ensemble des versants. Les résultats obtenus indiquent une bonne correspondance.

Description de la méthodologie

Au regard de l'ensemble de ces éléments, il est proposé de réduire le bassin versant en un versant équivalent en suivant l'approche de Khan *et al.* [2014]. Notons que pourraient également être définis plusieurs versants équivalents. Toutefois, dans le cas du bassin versant du Little Washita, le sol est uniforme sur l'ensemble du domaine simulé, la topographie ne présente pas de variations significatives d'une zone à une autre et la rivière est relativement centrée (les longueurs entre la rivière et les frontières du domaine sont semblables de part et d'autre de la rivière). Pour ces raisons, il apparaît que la définition d'un unique versant équivalent semble suffisante. Une simulation est réalisée sur ce versant équivalent en appliquant un forçage climatique identique à la simulation 3D. Les résultats fournissent alors une relation entre la distance à la rivière et les flux d'évapotranspiration pour tout instant t (cf. partie gauche de la figure 4.18).

En parallèle, l'ensemble des versants de plus grande pente du bassin versant étudié sont déterminés à partir des lignes de plus grande pente en surface. Il est alors établi la fraction de superficie du bassin versant associée à chacune des distances à la rivière (cf. partie droite de la figure 4.18). En appliquant le principe de similarité hydrologique, on fait l'hypothèse que pour l'ensemble des points situés à une distance à la rivière donnée, les flux d'évapotranspiration sont comparables.

Ainsi, en multipliant les deux fonctions suivantes entre elles :

- $et_{2d}(t, x)$: les flux d'évapotranspiration en fonction de la distance à la rivière x , obtenue par la simulation du versant équivalent à un instant t donné ;
- $Fs(x)$: la fraction de superficie du bassin versant en fonction de la distance à la rivière x , obtenue par une étude topographique ;

puis en intégrant le résultat sur l'ensemble des distances, on obtient une estimation des flux d'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant à un instant t donné (figure 4.18). En répétant cette opération sur l'ensemble des temps décrivant la période simulée, on obtient une estimation de la variation temporelle des flux d'évapotranspiration à l'échelle d'un bassin versant, en tenant compte de leur variabilité spatiale.

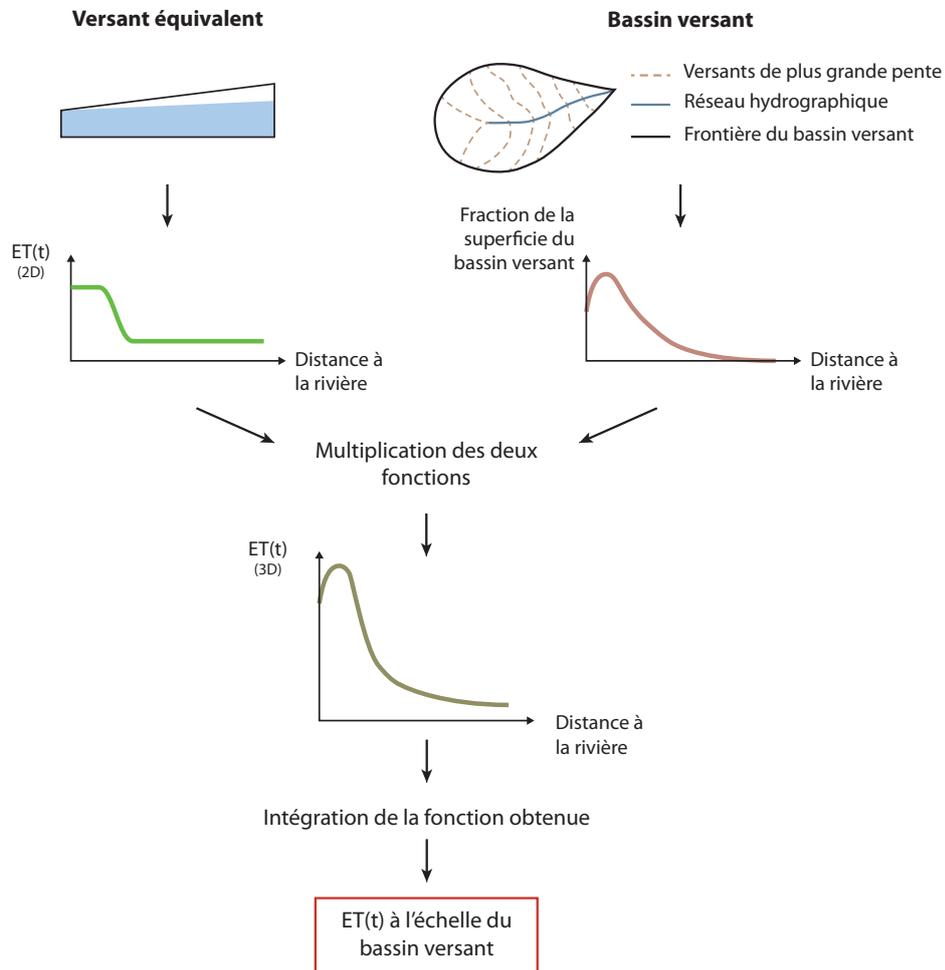


Fig. 4.18 – Schéma représentant la méthodologie permettant d'estimer les flux d'évapotranspiration d'un bassin versant à partir d'une simulation sur un versant équivalent et d'une étude topographique.

2.1.2 Construction du versant équivalent

Détermination de l'ensemble des versants de plus grande pente du bassin versant

Afin de construire le versant équivalent et de déterminer la fonction $Fs(x)$ (cf. page 136), il est nécessaire de déterminer l'ensemble des versants de plus grande pente constituant le bassin versant étudié. Ces derniers sont assimilés aux lignes de surface de plus grande pente. Un algorithme a ainsi été développé pour permettre d'identifier ces lignes de surface de plus grande pente à partir de l'étude de la topographie. Pour l'application au bassin versant du Little Washita, l'algorithme utilise le fichier topographique de l'USGS disponible à une résolution de 100 m. Il s'agit du fichier qui a également été utilisé pour générer le maillage de surface du modèle 3D du Little Washita.

Le principe de l'algorithme consiste à trouver, à partir d'un point de la surface, le chemin de plus grande

pente atteignant le réseau hydrographique. Une approche simple consiste à parcourir chacun des points du bassin versant et à déterminer le chemin de plus grande pente atteignant la rivière. Elle est cependant inapplicable pour le bassin versant du Little Washita qui comporte de nombreuses zones à pente nulle, donc de très nombreux chemins potentiels à explorer, et un total de 62 526 points topographiques à traiter. Il a donc été nécessaire de mettre au point un algorithme efficace et optimisé. Les étapes générales de l'algorithme développé sont représentées sur la figure 4.22. Elles sont également décrites ci-dessous :

- pour chaque point P_i du fichier topographique, identification des points voisins; les points étant régulièrement espacés horizontalement et verticalement, il s'agit des points immédiatement à gauche, à droite, en haut et en bas du point considéré, auxquels s'ajoutent les 4 points en diagonales (figure 4.19) ;

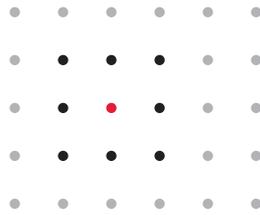


Fig. 4.19 – Illustration des 8 voisins (points noirs) d'un point topographique donné (point rouge).

- pour chaque point P_i , détermination du voisin V_i ayant le gradient de pente descendante le plus élevé. Si la pente entre P_i et V_i est strictement positive (soit une pente descendante de P_i vers V_i), création du couple $(P_i; V_i)$, sinon :
 - si la plus forte pente descendante est nulle : il s'agit d'une zone plate ;
 - si le point P_i ne possède pas de voisins à pente descendante ou nulle : il s'agit d'un creux topographique; dans ce cas :
 - on recherche les chemins menant à un point d'altitude inférieure à celle de P_i , en autorisant les chemins à monter ponctuellement à une altitude supérieure, pour ainsi sortir du creux topographique ;
 - on conserve le chemin pour lequel la variation positive de l'élévation à partir du point P_i est minimale, le point final du chemin est noté C_i ;
 - on crée le chemin $(P_i; \dots; C_i)$.
- traitement des zones plates : l'objectif est de trouver le point de sortie de la zone plate le plus proche en minimisant le nombre de chemins explorés. Pour chaque zone plate :
 - identification des points situés à la frontière de la zone plate, c'est-à-dire ceux qui ont un voisin possédant un voisin à gradient de pente descendante non nul (figure 4.20) ;
 - pour chaque point de la zone plate P_i , identification du point frontière le plus proche F_i (distance en ligne droite) : il représente le point de sortie de la zone plate le plus proche ;
 - pour chaque point de la zone plate P_i , recherche du chemin le plus court vers le point frontière F_i en procédant par itération (figure 4.21) :
 - itération 0 : on se place au point P_i ;
 - itération 1 : on crée tous les chemins de longueur 2 (c'est-à-dire constitués de deux points) à partir du point de départ, ce qui correspond à tous les couples (point de départ, point voisin appartenant à la zone plate) ;
 - itération 2 : on crée tous les chemins de longueur 3 à partir des voisins possibles des points en position 2 ;
 - itération 3 : idem pour les chemins de longueur 4 ;

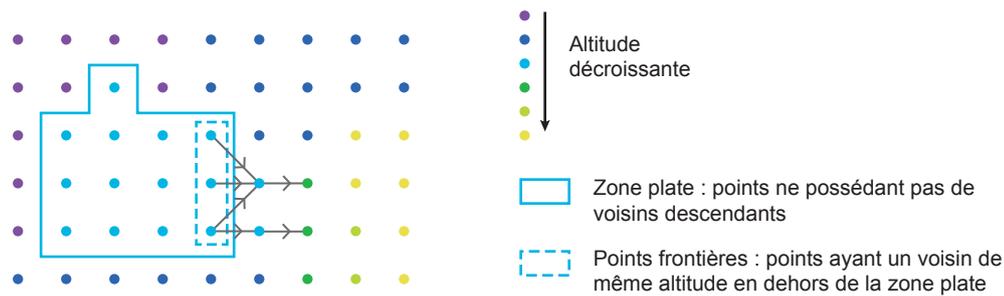


Fig. 4.20 – Illustration du cas d'une zone plate (points bleus) avec identification des points frontières.



Fig. 4.21 – Exemple de recherche de tous les chemins possibles par itération : première itération sur P_i , seconde itération sur un voisin de P_i (à réaliser sur tous les voisins de P_i), troisième itération sur un voisin en position 3 (à réaliser sur tous les voisins en position 3).

- on poursuit jusqu'à ce que tous les chemins aient atteint le point d'arrivée, et on conserve celui parcourant la plus courte distance : $(P_i; \dots; F_i)$.
- pour limiter le nombre de chemins créés :
 - on ne tient pas compte des chemins où l'on ajoute un point déjà présent dans le chemin (c'est un chemin qui fait une boucle) ;
 - on traite les points de la zone plate par ordre croissant de la distance $[P_i F_i]$, c'est-à-dire qu'on commence par le point dont la distance au point d'arrivée est la plus faible ;
 - si un chemin atteint un point déjà traité, on lui ajoute directement le chemin le plus court identifié à partir de ce point ;
 - dès lors qu'un chemin reliant le point de départ au point d'arrivée est identifié, on ignore tous les autres chemins dont la longueur est supérieure à la sienne.
- à ce stade, on dispose de couples $(P_i; V_i)$, de suite de points $(P_i; \dots; C_i)$ pour sortir des creux topographiques et de suites de points $(P_i; \dots; F_i)$ pour les zones plates ;
- création des chemins de plus grande pente pour l'ensemble des points P_i du bassin versant, c'est-à-dire les suites de points $(P_i; \dots; \text{exutoire})$ en reliant un à un les couples $(P_i; V_i)$ et les suites de points $(P_i; \dots; C_i)$ et $(P_i; \dots; F_i)$;
- on interrompt les chemins au premier point rencontré appartenant au réseau hydrographique R_i : pour chaque point P_i du bassin versant, on a le chemin de plus grande pente aboutissant à la rivière $(P_i; \dots; R_i)$;
- on ne conserve que les chemins commençant par des points ne possédant pas de voisins en amont : ce sont tous les versants constituant le bassin versant.

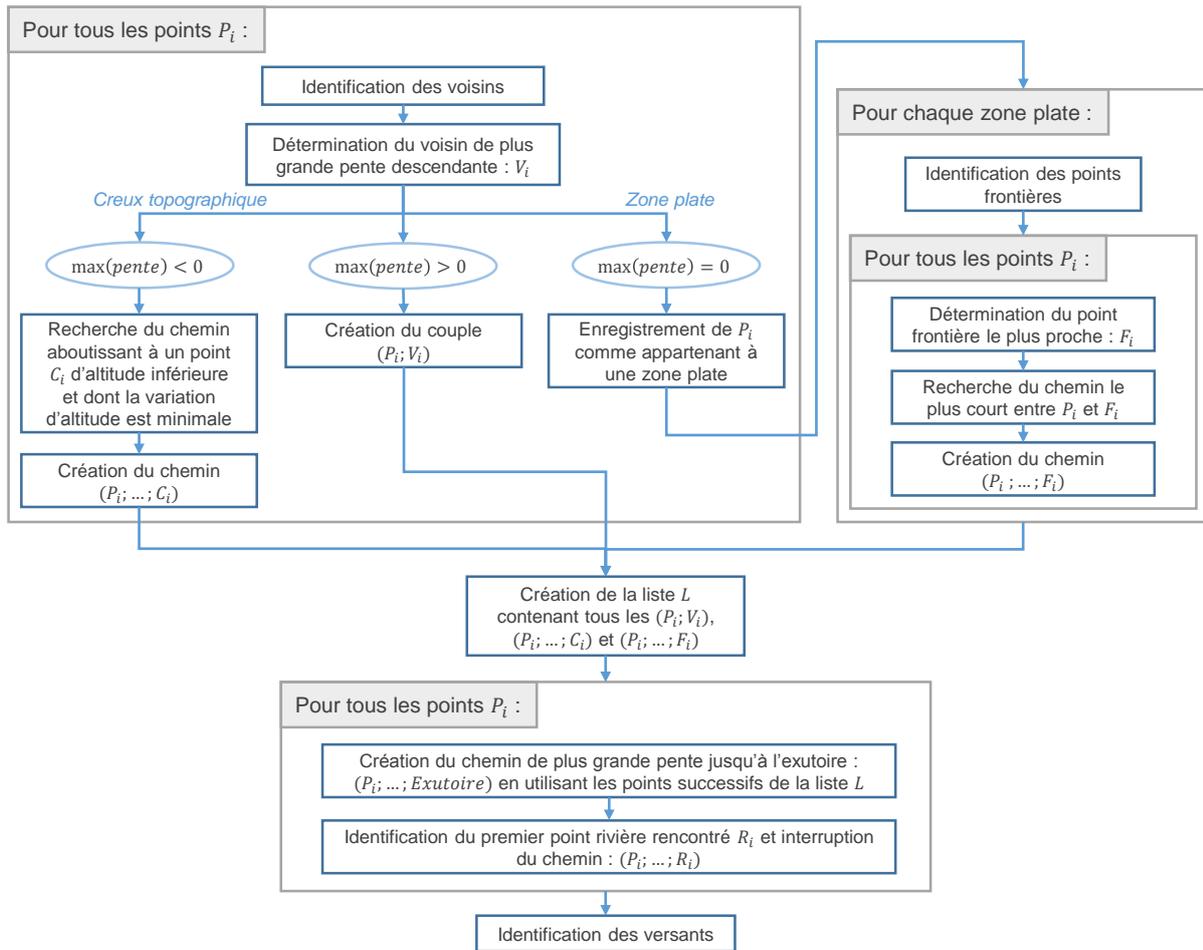


Fig. 4.22 – Représentation schématique de l’algorithme permettant de déterminer l’ensemble des chemins de plus grande pente et les versants constituant un bassin versant à partir d’un fichier topographique (convention : une pente descendante est positive).

Résultats

Un zoom sur la carte obtenue des chemins de plus grande pente est présenté sur la figure 4.23.

Les figures suivantes présentent quelques statistiques réalisées sur les chemins et les versants de plus grande pente : fréquence des différentes distances à la rivière en suivant l’ensemble des chemins de plus grande pente (figure 4.24(a)), fréquence des longueurs des versants (figure 4.24(b)), fréquence des pentes locales (figure 4.24(c)) et fréquence des pentes moyennes des versants (figure 4.24(d)). Le tableau 4.4 indique les valeurs extrêmes et moyennes pour différents paramètres.

Propriétés du versant équivalent

Le versant équivalent est construit géométriquement comme la moyenne des versants constituant le bassin versant du Little Washita, comme proposé par [Khan *et al.*, 2014], sachant qu’ici on ne considère qu’un seul type de sol. En s’appuyant sur le tableau 4.4, la longueur du versant équivalent est prise égale à 1178 m et sa pente, uniforme le long du versant, est prise égale à 2 %. La pente du fond de l’aquifère est prise égale à 0, comme pour la simulation 3D. Concernant la hauteur de l’aquifère au droit de la rivière, elle est imposée

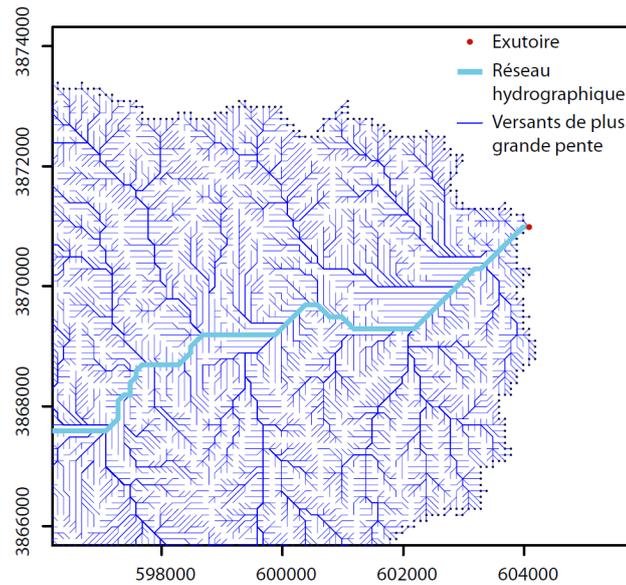


Fig. 4.23 – Zoom sur les versants de plus grande pente obtenus par traitement des données topographiques de l'USGS pour le bassin versant du Little Washita (résolution de 100 m).

Paramètre	Minimum	Maximum	Moyenne
Distance à la rivière	25 m	8 556 m	981 m
Pente locale	-6,0 %	13,1 %	2,4 %
Longueur des versants	30,4 m	8 556 m	1 178 m
Pente moyenne des versants	0 %	9,1 %	2,0 %
Élévation des points rivières	320 m	407 m	356 m

Tab. 4.4 – Valeurs minimales, maximales et moyennes de différents paramètres caractérisant le bassin versant du Little Washita.

à une valeur de 356 m à laquelle est retirée l'élévation du fond de l'aquifère (260 m), soit 96 m.

Les propriétés de sol sont identiques à celles imposées à la simulation 3D, celles-ci étant constantes sur l'ensemble du domaine. Les propriétés de surface correspondent, quant à elles, à celles utilisées en-dehors de la rivière.

Concernant la végétation, il est fait le choix de définir une « végétation équivalente ». Les propriétés qui varient selon le type de végétation pour la simulation 3D sont le LAI et la profondeur des racines. Les valeurs de ces deux paramètres pour le versant équivalent sont obtenues par une moyenne pondérée en fonction de la surface couverte par chaque végétation

La condition aux limites en surface correspond au forçage climatique (précipitations et évapotranspiration potentielle). La limite amont est considérée comme une ligne de partage des eaux, tandis que la limite inférieure du versant correspond à la délimitation entre l'aquifère et une couche imperméable. Ces deux limites sont donc représentées par une condition aux limites de flux nul. La limite aval, quant à elle, correspond à la zone d'interaction avec la rivière. Cette zone est caractérisée par une interaction complexe entre les écoulements souterrains et la rivière. Cette dernière n'étant pas l'objet de la modélisation, la condition à la limite de type « profondeur critique » est simplifiée par une condition aux limites de charge imposée dont la valeur est égale à l'élévation de la rivière. En effet, à l'exception de la région d'interaction avec la rivière, l'écoulement dans la zone saturée peut être considéré comme essentiellement horizontal, ce qui revient à un profil de charge vertical constant.

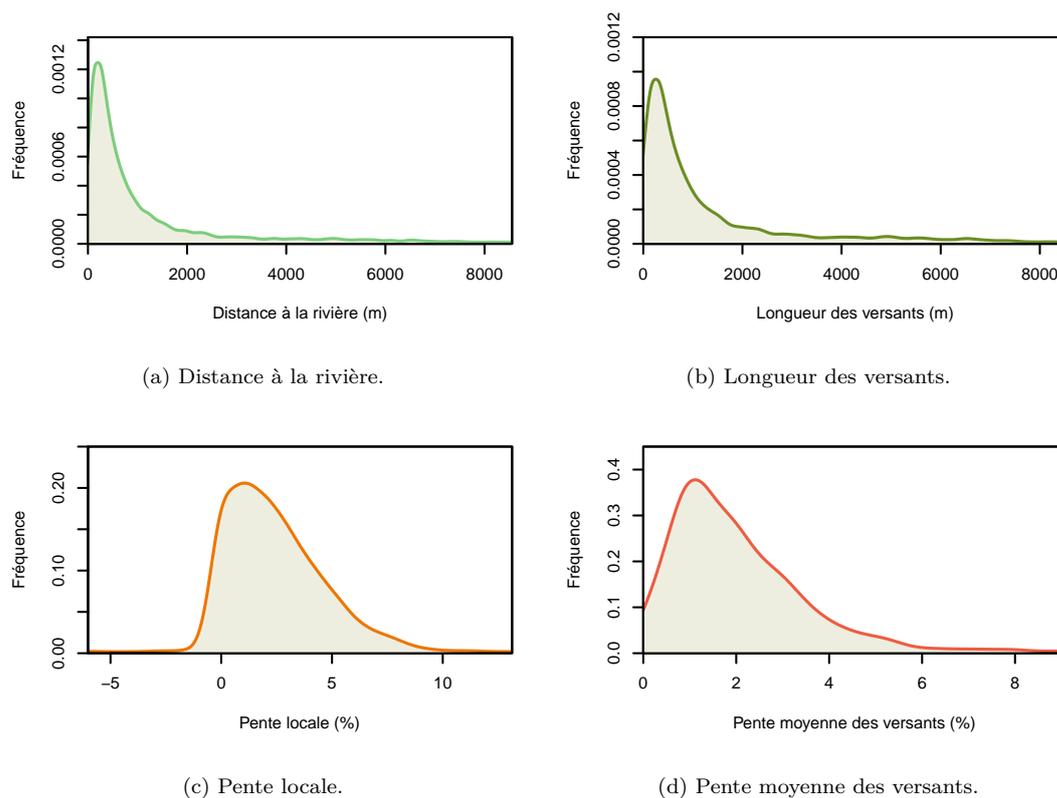


Fig. 4.24 – Fonctions de densité pour différents paramètres caractérisant le bassin versant du Little Washita.

On peut noter que les caractéristiques de ce versant équivalent correspondent en tout point à celles du versant idéalisé défini dans le chapitre 2 de la partie 2 (cf. figure 2.6, page 51). Rappelons que ce versant idéalisé a constitué l'élément de base de la construction du modèle H2SC.

2.1.3 Application au calcul de l'évapotranspiration

Simulation

La simulation du versant 2D équivalent a été réalisée avec HydroGéoSphère, pour assurer une continuité avec la simulation 3D. Ainsi, la comparaison des résultats reposera uniquement sur la méthodologie introduite et ne sera pas perturbée par des différences intrinsèques entre modèles, comme cela a pu être observé lors des études d'intercomparaison [Maxwell *et al.*, 2014; Koch *et al.*, 2016].

L'initialisation a été réalisée de manière similaire aux simulations tridimensionnelles. Un *spin-up* de 6 itérations a été réalisé, sans prise en compte des flux d'évapotranspiration pour les 3 premières itérations.

Résultats

L'évolution spatiale du flux d'évapotranspiration en fonction de la distance à la rivière est présentée sur la figure 4.25 pour deux instants t distincts. On observe pour les deux cas une baisse significative lorsque la distance à la rivière augmente, et la présence des deux paliers caractéristiques. Cette figure correspond à la relation présentée en haut à gauche de la figure 4.18. Notons que les résultats du versant équivalent fournissent

une valeur d'évapotranspiration jusqu'à 1178 m, soit la longueur du versant. La relation est prolongée au-delà en attribuant aux distances supérieures à 1178 m, la valeur d'évapotranspiration en $x = 1178$ m. La figure 4.24(a) correspond, quant à elle, à celle représentée en haut à droite de la figure 4.18.

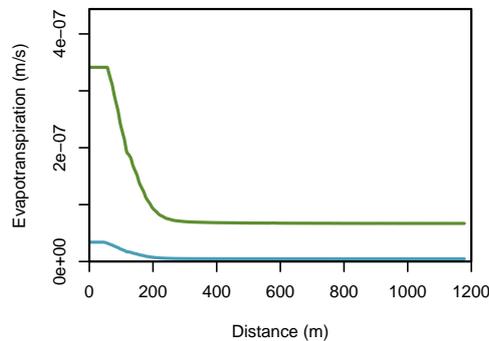


Fig. 4.25 – Évolution spatiale des flux d'évapotranspiration le long du versant équivalent à deux instants.

Pour chaque instant t de la période simulée, ces deux relations sont multipliées entre elles puis le résultat est intégré sur l'ensemble des distances (cf. figure 4.18). Le résultat est ensuite multiplié par la superficie du bassin versant du Little Washita pour obtenir les flux d'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant. Le pas de temps utilisé est celui des données, soit 3 h. Les résultats ainsi obtenus correspondent à l'évolution temporelle estimée des flux d'évapotranspiration pour l'ensemble du bassin versant. Les résultats préliminaires sont présentés sur la figure 4.26 et sont superposés aux résultats de la simulation 3D (indiqués en grisés). On observe alors une bonne correspondance entre les résultats 3D et l'estimation à partir de la simulation 2D. On peut toutefois noter une surestimation systématique de l'estimation 2D. Notons que la figure 4.25 indique que l'augmentation des flux d'évapotranspiration est significative pour des distances à la rivière inférieures à environ 200 m. Or, la résolution du maillage 3D à proximité de la rivière est de 100 m, ce qui est insuffisant pour représenter précisément l'évolution spatiale des flux d'évapotranspiration sur la gamme de distance caractéristique $[0; 200$ m]. La résolution utilisée pour le versant équivalent étant nettement supérieure, ceci peut expliquer la surestimation observée. A posteriori, une augmentation de la résolution du maillage du Little Washita en surface à proximité de la rivière semble nécessaire pour assurer une bonne représentation de l'évolution spatiale des flux d'évapotranspiration.

Pour évaluer l'apport de la méthodologie proposée, la figure 4.26 indique également l'évolution temporelle des flux d'évapotranspiration obtenue sans tenir compte des zones où les flux d'évapotranspiration et la nappe interagissent. Ce cas correspond à utiliser la valeur du palier bas de la courbe de la figure 4.25 pour l'ensemble du bassin versant. On remarque que, dans ce cas, l'estimation obtenue est toujours inférieure à l'estimation précédente. Les différences les plus marquées entre les deux estimations sont observées sur les périodes de début et de fin de la simulation, c'est-à-dire en période estivale. Pendant l'été, les flux d'évapotranspiration sont élevés et les précipitations rares, ce qui conduit à une faible teneur en eau du sol le long du profil d'extraction. Les zones où la nappe participe au soutien des flux d'évapotranspiration fournissent alors une part non négligeable des flux d'évapotranspiration du bassin versant. Il apparaît clairement que, malgré la surestimation, la méthodologie proposée agit comme attendu dans le sens d'une augmentation des flux d'évapotranspiration estimés, avec un impact principalement lors des périodes sèches.

2.2 Estimation par deux colonnes H2SC

2.2.1 Présentation de la démarche

L'étape suivante de la méthodologie proposée vise à réduire le modèle utilisé d'une dimension supplémentaire, ce qui revient à remplacer la simulation du versant 2D équivalent par une simulation de colonne. En utilisant le modèle de colonne H2SC, il est possible de simuler de manière réaliste l'évolution temporelle

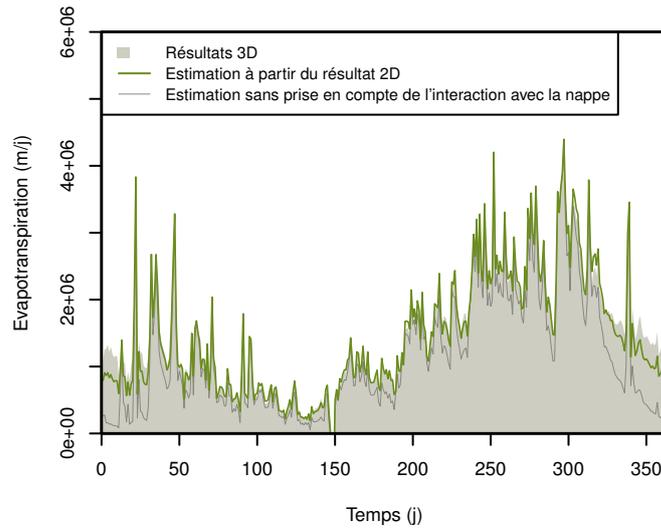


Fig. 4.26 – Évolution temporelle des flux d'évapotranspiration journaliers pour le bassin versant du Little Washita : comparaison entre les résultats de la simulation 3D, l'estimation à partir du versant équivalent et une estimation sans tenir compte de l'interaction avec la nappe.

du profil de teneur en eau d'une colonne de sol située à une distance donnée de la rivière. En particulier, l'interaction avec une nappe de faible profondeur est explicitement prise en compte. Or, lorsque le profil de teneur en eau simulé est réaliste, les flux d'évapotranspiration le sont également. Ces derniers ne dépendent en effet que du forçage climatique, du profil vertical d'extraction et de la disponibilité de l'eau dans le sol le long de ce profil. En d'autres termes, le modèle H2SC permet de simuler l'évolution temporelle des flux d'évapotranspiration à une distance donnée de la rivière.

Le modèle H2SC fournit également une estimation de la profondeur de la nappe sur la totalité du versant. Le paramètre $i(t)$ utilisé par le modèle correspond à l'angle formé par le toit de la nappe (cf. figure 2.7(b), page 52), cette dernière étant supposée linéaire le long du versant, et le paramètre $x_s(t)$ correspond à la longueur de la zone de suintement. Comme cela a été observé lors des cas tests académiques, cette hypothèse de nappe linéaire est valide pour des distances proches de la rivière. À mesure que l'on s'en éloigne, la nappe tend à s'incurver et à s'aplanir. Toutefois, dans le cadre de l'estimation des flux d'évapotranspiration le long des versants, il est important que la représentation du niveau de la nappe soit réaliste lorsque celle-ci influence les flux d'évapotranspiration, c'est-à-dire pour les zones à proximité de la rivière. Au-delà, une évaluation erronée de la profondeur de la nappe n'aura pas d'influence sur les flux d'évapotranspiration simulés. Ainsi, l'utilisation de l'hypothèse de nappe linéaire et des valeurs de $i(t)$ et $x_s(t)$ obtenues par le modèle H2SC apparaît adaptée à la problématique traitée.

Il a été observé à plusieurs reprises que les flux d'évapotranspiration sont reliés par une relation simple à la profondeur de nappe (cf. section 1.4 de la partie 1, page 10). Il est possible de simplifier cette relation par une fonction constituée de deux paliers reliés par une droite. En se basant sur le modèle de nappe linéaire avec zone de suintement du modèle H2SC et donc sur l'hypothèse que la hauteur de la nappe h_w est reliée à la distance à la rivière par l'équation (2.31) (page 51), on peut définir une fonction entre la distance à la rivière x et les flux d'évapotranspiration ET (figure 4.27) :

$$ET_{\text{estimée}}(x, t) = \begin{cases} E_{\text{pot}}(t) & \text{si } x \leq d_1(t) \\ \frac{E_{\text{pot}}(t) - ET_{\text{min}}(t)}{d_1(t) - d_2(t)} \times (x - d_1(t)) + E_{\text{pot}}(t) & \text{si } d_1(t) < x < d_2(t) \\ ET_{\text{min}}(t) & \text{si } x \geq d_2(t) \end{cases} \quad (4.2)$$

Cette équation comporte trois inconnues : les deux limites d_1 et d_2 et la valeur du palier minimal ET_{min} , auxquels s'ajoutent les paramètres $i(t)$ et $x_s(t)$ nécessaires à la relation (2.31). Les profondeurs de nappe

associées aux distances d_1 et d_2 sont respectivement notées p_1 et p_2 .

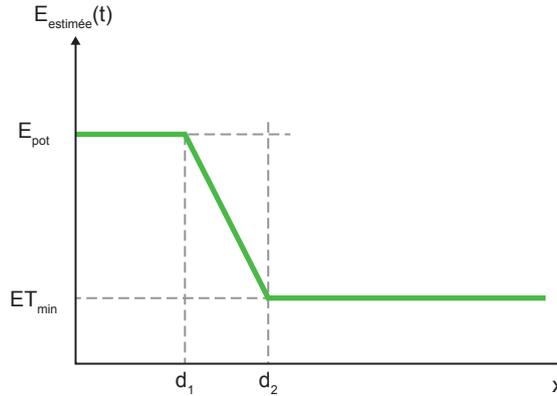


Fig. 4.27 – Représentation de la fonction $ET_{\text{estimée}}(x)$.

Au vu des différentes figures reliant l'évapotranspiration à la profondeur de la nappe observées dans la littérature, la limite p_2 semble être caractéristique du type de végétation et du type de sol. Sa valeur apparaît être légèrement supérieure à la profondeur maximale des racines et elle est supposée constante au cours du temps. La valeur de p_2 peut donc être établie en amont des simulations. En revanche, la valeur de p_1 semble être difficile à caractériser, car elle dépend également du type de sol et de végétation mais elle est influencée par la valeur de l'évapotranspiration potentielle. En ce qui concerne le paramètre ET_{min} , il ne peut être déterminé a priori car il dépend de l'historique du profil de disponibilité de l'eau dans le sol le long du profil d'extraction. Ainsi, après un épisode pluvieux important, sa valeur est proche, voire égale, à celle de l'évapotranspiration potentielle. Au contraire, en période de sécheresse intense, elle tendra vers zéro. C'est donc un paramètre variable dans le temps pour lequel aucune relation simple ne semble pouvoir être définie. L'évapotranspiration potentielle E_{pot} est, quant à elle, connue à tout instant.

En réalisant deux simulations de colonne avec le modèle H2SC, il est possible de déterminer les valeurs de $d_1(t)$, $d_2(t)$ et $ET_{\text{min}}(t)$ et ainsi d'estimer l'évolution spatiale du flux d'évapotranspiration le long d'un versant à tout instant. Pour cela, les deux distances à la rivière caractérisant les deux colonnes de sol simulées doivent être choisies judicieusement. La première doit appartenir à l'intervalle $[d_1; d_2]$ tandis que la seconde doit être supérieure à d_2 . La figure 4.28 illustre le raisonnement permettant d'estimer les flux d'évapotranspiration d'un versant à partir de seulement deux colonnes. Ainsi, à un instant t donné, la simulation de la première colonne, située à une distance x_1 de la rivière, produit les résultats suivants : l'évapotranspiration réelle ET_1 , l'angle formé par le toit de la nappe $i_1(t)$ et la longueur de la zone de suintement $x_{s1}(t)$. La simulation de la seconde colonne, située à une distance x_2 de la rivière, fournit la valeur des flux d'évapotranspiration réels ET_2 . On peut noter directement que $ET_{\text{min}} = ET_2$.

On peut alors calculer la valeur de d_2 en utilisant l'équation (2.31) et à partir de la valeur connue de p_2 et de son expression mathématique en fonction de $i_1(t)$ et $x_{s1}(t)$:

$$\begin{aligned} p_2 &= h_r + d_2 \tan \gamma - h_{w2}(t) \\ &= d_2 \tan \gamma - x_{s1}(t) \tan \gamma - (d_2 - x_{s1}(t)) \tan i_1(t) \end{aligned}$$

où h_{w2} est la hauteur de la nappe correspondant à la profondeur p_2 . Ainsi, on obtient la relation permettant de calculer $d_2(t)$:

$$d_2(t) = \frac{p_2 + x_{s1}(t)(\tan \gamma - \tan i_1(t))}{\tan \gamma - \tan i_1(t)} \quad (4.3)$$

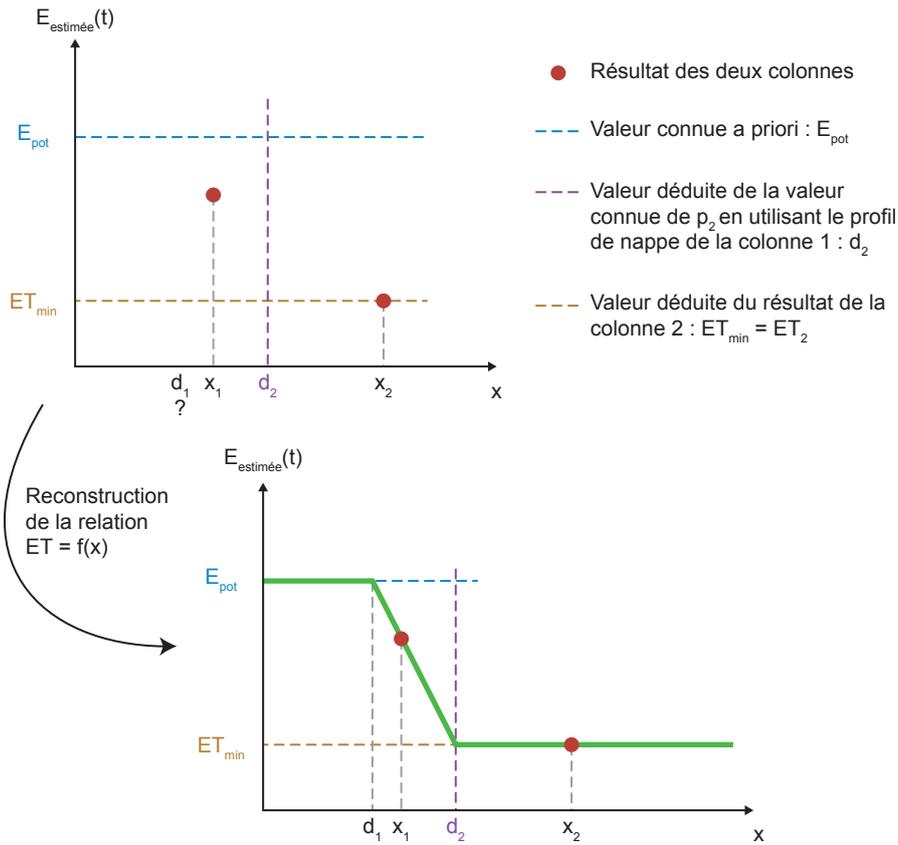


Fig. 4.28 – Illustration de la méthodologie permettant de reconstruire la fonction $ET_{\text{estimée}}(x, t)$ pour toutes les distances x d'un versant à partir du résultat de deux colonnes à l'instant t .

La distance à la rivière $d_1(t)$ correspond à l'abscisse où s'intersecte la droite horizontale $y = E_{\text{pot}}(t)$ et la droite passant par les points $(x_1; ET_1(t))$ et $(d_2; ET_2(t))$. On en déduit alors que, si $ET_1(t) \neq ET_2(t)$:

$$d_1(t) = d_2(t) + (x_1 - d_2(t)) \frac{E_{\text{pot}}(t) - ET_2(t)}{ET_1(t) - ET_2(t)} \quad (4.4)$$

Notons que le cas où $ET_1(t) = ET_2(t)$ signifie que le flux d'évapotranspiration est constant le long du versant, et donc égal au taux potentiel. La fonction $ET_{\text{estimée}}(x, t)$ n'est alors plus qu'une droite définie par l'équation $y = E_{\text{pot}}(t)$.

2.2.2 Application au calcul de l'évapotranspiration

Afin d'éviter les comparaisons entre codes de calculs, il a été fait le choix de ne pas simuler les deux colonnes de sol avec le modèle H2SC développé sous Cast3M. En effet, les schémas numériques, les approximations, le couplage entre écoulements souterrains et écoulements de surface, pour ne citer qu'eux, sont différents entre HydroGéoSphère et Cast3M. Ces différences peuvent occasionner des différences et ainsi fausser l'évaluation de la méthodologie proposée. La fonction de drainage proposée dans la partie 2 ne pouvant être implémentée facilement dans HydroGéoSphère, les simulations des deux colonnes ne peuvent pas être réalisées avec HydroGéoSphère. À la place, ce sont les résultats du versant équivalent à deux distances particulières à la rivière qui ont été utilisés. L'avantage de cette approche est qu'elle permet d'évaluer uniquement la méthodologie proposée, l'évaluation de la fonction de drainage ayant fait l'objet de la partie 3.

Au vu de la figure 4.25, les deux distances sélectionnées sont $x_1 = 100$ m et $x_2 = 800$ m. Le calcul des paramètres $i_1(t)$ et $x_{s1}(t)$ nécessaires à la méthodologie proposée a été réalisé en utilisant les relations de la section 2.3.2 de la partie 2 (page 52). La seule donnée d'entrée nécessaire est l'évolution temporelle de la hauteur de la nappe h_w pour la distance x_1 .

Le paramètre p_2 a été calibré manuellement à une valeur de 3,0 m, la profondeur des racines étant de 2,6 m. La figure 4.29 présente l'évolution spatiale des flux d'évapotranspiration estimés pour le versant équivalent à deux instants. On observe que la fonction $ET_{estimée}(x)$ choisie pour représenter la relation entre les flux d'évapotranspiration et la distance à la rivière (figure 4.27) permet de reproduire correctement le résultat obtenu par la simulation 2D.

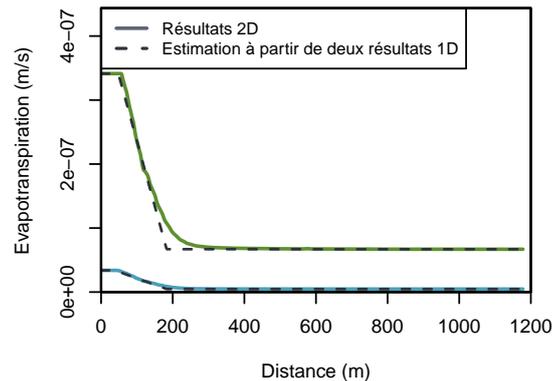


Fig. 4.29 – Évolution spatiale des flux d'évapotranspiration le long du versant équivalent à deux instants : résultats 2D et estimation à partir de deux résultats 1D.

La fonction $ET_{estimée}(x)$ permet ainsi d'estimer l'évolution temporelle des flux d'évapotranspiration pour le versant équivalent. Les résultats sont présentés sur la figure 4.30. On observe une très bonne correspondance entre les résultats de la simulation 2D et l'estimation obtenue à partir des résultats aux deux distances x_1 et x_2 .

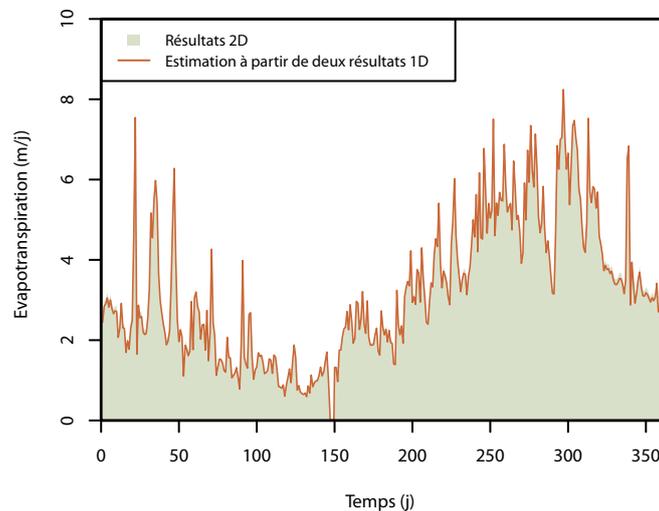


Fig. 4.30 – Évolution temporelle des flux d'évapotranspiration journaliers pour le versant équivalent : comparaison entre les résultats de la simulation 2D et l'estimation obtenue à partir de deux colonnes 1D.

Enfin, en appliquant la même méthodologie qu'aux résultats du versant équivalent (section 2.1), l'évolution temporelle des flux d'évapotranspiration à l'échelle du Little Washita est estimée en se basant uniquement

sur les résultats aux deux distances x_1 et x_2 . Les résultats, présentés sur la figure 4.31, sont similaires à ceux obtenus à partir du versant équivalent (cf. figure 4.26).

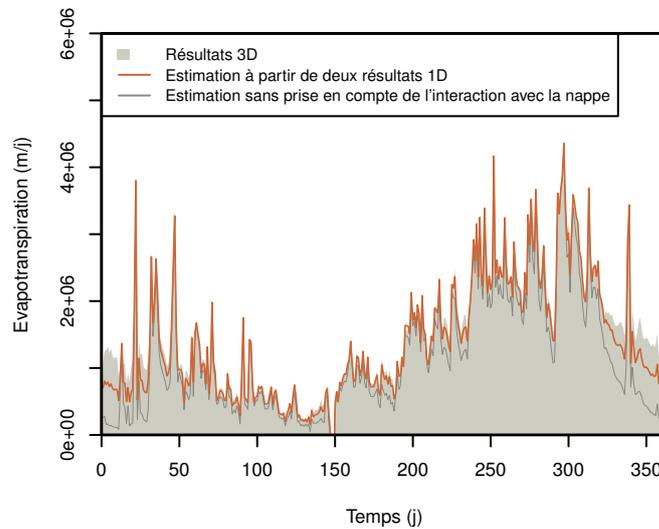


Fig. 4.31 – Évolution temporelle des flux d'évapotranspiration journaliers pour le bassin versant du Little Washita : comparaison entre les résultats de la simulation 3D, l'estimation à partir de deux colonnes 1D et une estimation sans tenir compte de l'interaction avec la nappe.

2.3 Conclusion

En résumé, une méthodologie permettant d'estimer les flux d'évapotranspiration à partir d'un modèle de colonne et à l'échelle du bassin versant du Little Washita a été présentée. Son intérêt est d'intégrer la variabilité spatiale des flux d'évapotranspiration, qui provient de l'existence d'une interaction avec la nappe lorsque celle-ci est proche de la surface.

La méthodologie proposée est composée de deux étapes : la première est basée sur la définition d'un versant équivalent et la seconde utilise le principe du modèle H2SC, c'est-à-dire un modèle de colonne de sol représentant de manière réaliste le profil de teneur en eau vertical et son évolution temporelle à une distance donnée de la rivière. Sa mise en œuvre est simple et nécessite peu de données et paramètres supplémentaires : uniquement la carte d'élévation du sol et le paramètre p_2 . L'étape préliminaire consiste à établir la fonction F_s à partir des données d'élévation du bassin versant étudié (figure 4.18) et les caractéristiques géométriques du versant équivalent. Ensuite, à chaque pas de temps des simulations des deux colonnes de sol, les valeurs de $d_1(t)$ et $d_2(t)$ sont calculées à l'aide des équations (4.3) et (4.4). Les flux d'évapotranspiration sur le versant équivalent sont alors estimés avec l'équation (4.2) puis multipliés par la fonction F_s (cf. figure 4.18). L'intégration du résultat obtenu correspond aux flux d'évapotranspiration estimés à l'échelle du bassin versant étudié à l'instant t .

Cette méthodologie a été appliquée au bassin versant du Little Washita et comparée à la méthode utilisée par les modèles de surface continentale dans leur configuration classique. Cette dernière consiste à simuler une colonne de sol avec une condition de drainage libre en fond, ce qui revient à considérer que la nappe est déconnectée de l'évolution de la teneur en eau dans la colonne. Cette méthode est connue pour sous-estimer les flux d'évapotranspiration. Les résultats préliminaires indiquent que la méthode proposée permet d'augmenter les flux d'évapotranspiration estimés, comme attendu. Une surestimation par rapport aux résultats de la simulation 3D est néanmoins présente. Toutefois, une augmentation de la résolution du maillage 3D à proximité des rivières pour assurer une bonne représentation de l'évolution spatiale des flux d'évapotranspiration dans ces zones devrait améliorer les résultats.

Conclusion et perspectives

Conclusion générale

L'absence de prise en compte des interactions entre une nappe de faible profondeur et les flux d'évapotranspiration dans les modélisations climatiques a été le point de départ de cette thèse. Les modèles de surface continentale (*Land surface models*, LSM) représentent l'interaction entre l'atmosphère, la végétation et le sol sur quelques mètres de profondeur. D'un point de vue global, les nappes ont un niveau majoritairement inférieur à ces quelques mètres de profondeur, ce qui justifie a priori de les négliger. Toutefois, lorsque celles-ci intersectent le profil vertical de prise d'eau pour l'évapotranspiration, elles fournissent une réserve d'eau permettant de soutenir ces flux d'évapotranspiration, en particulier lors des périodes de sécheresse. La différence du flux d'évapotranspiration entre les zones avec et sans interaction avec la nappe peut être significative. Malgré leur faible étendue, les zones où la nappe est peu profonde ont un impact non négligeable sur les flux d'évapotranspiration intégrés à l'échelle d'un bassin versant ou d'une maille d'un LSM. L'objectif de cette thèse était donc de mettre au point un modèle qui permette de prendre en compte l'impact des nappes de faible profondeur sur les flux d'évapotranspiration pour les modélisations climatiques à l'échelle globale. La difficulté majeure associée à cette problématique réside dans les temps de calculs qui doivent rester faibles, pour ainsi permettre des simulations sur de grandes échelles de temps et d'espace.

Dans ce contexte, une revue bibliographique de différentes grandes catégories de modèles a été proposée (partie 1). Elle a mis en évidence la nécessité de développer un modèle spécifiquement adapté à la problématique posée pour garantir des temps de calculs raisonnables. Les modèles distribués à base physique permettent de simuler avec précision les interactions entre le sol, la végétation et l'atmosphère et leur variation dans l'espace et le temps. Cependant, la résolution d'équations fortement non linéaires en trois dimensions requièrent des capacités de calculs élevées, empêchant leur mise en application à l'échelle globale. De nombreux modèles plus simples existent, mais aucun, au commencement de cette thèse, ne permettait de répondre de manière satisfaisante à la problématique posée. Deux propositions de modèles dont l'objectif est similaire à celui de ce travail ont été publiées au cours des trois dernières années. Elles sont différentes du modèle décrit dans ce manuscrit et soulignent le caractère actuel et actif de ce sujet de recherche.

Dans ce cadre, il est proposé un nouveau modèle de colonne (modèle H2SC) associé à une méthodologie de calcul des flux d'évapotranspiration à l'échelle d'un bassin versant. L'approche innovante de ce travail réside dans la démarche employée s'appuyant sur des comportements observés à petites échelles pour établir un modèle utilisable à grande échelle, sans pour autant représenter explicitement ces variations aux petites échelles.

Le modèle H2SC. L'idée de base consiste à conserver une approche de type colonne de sol, cette dernière ayant montré sa fiabilité dans le cadre des modélisations climatiques. Les écoulements verticaux dans la colonne, l'infiltration des précipitations et les flux d'évapotranspiration sont simulés. La nouveauté est l'incorporation d'une nappe dont le niveau est variable dans le temps. Une différence majeure du modèle H2SC avec les modèles de surface continentale réside dans le fait qu'une colonne de sol ne représente pas une « colonne équivalente » d'une surface donnée, mais une colonne d'un versant à une position donnée. Sa position est caractérisée par la distance la séparant de la rivière, notée L . Pour une distance L donnée, le

profil vertical de teneur en eau simulé par une colonne H2SC a pour objectif de correspondre à celui observé dans le versant à cette distance L . Pour compenser l'absence de flux d'eau latéraux dans une simulation en colonne, une fonction de drainage a été introduite. Elle représente les flux d'eau latéraux dans le versant traversant la colonne à la distance L de la rivière. Une expression analytique de la fonction de drainage a été établie en se basant sur différentes hypothèses. La principale consiste à supposer que le toit de la nappe est linéaire avec présence d'une zone de suintement de longueur variable dans le temps. Trois régimes hydrologiques ont également été distingués selon l'évolution observée du toit de la nappe dans la colonne simulée (baisse sans zone de suintement, baisse avec zone de suintement et hausse). La fonction de drainage dépend au final de seulement deux variables : l'angle du toit de la nappe et la longueur de la zone de suintement. Les paramètres nécessaires peuvent être regroupés en différentes catégories : les paramètres géométriques caractérisant le versant, les paramètres de sol et les paramètres de végétation. Ce modèle de colonne permet ainsi de simuler de manière réaliste les interactions entre nappe, sol et végétation dans une colonne de sol située à une distance donnée de la rivière.

Validation du modèle H2SC. Le modèle a ensuite été validé par une série de cas tests académiques. Ils consistent à comparer l'évolution temporelle du niveau de la nappe à une distance L donnée simulée dans un versant avec celle simulée par le modèle H2SC. Plusieurs distances L ont été testées, ainsi que différentes géométries de versant, différents types de sol et différents forçages climatiques. Les résultats ont montré une bonne correspondance entre les résultats du versant et ceux du modèle de colonne pour l'ensemble des cas tests réalisés. Quelques limites ont néanmoins été mises en évidence et explicitées.

Évaluation du modèle H2SC. Après avoir testé le modèle sur des cas tests aux géométries idéalisées et pour lesquels les écoulements sont uniquement bi-dimensionnels, le modèle H2SC a été appliqué à un bassin versant réel. L'objectif était de confronter ce modèle, dont les hypothèses sont très simples, à la réalité du terrain caractérisée par de nombreuses hétérogénéités et par des écoulements tri-dimensionnels. Le bassin versant du Strengbach, situé dans les Vosges en France, a été retenu et le modèle H2SC a été appliqué à la localisation de deux piézomètres installés à proximité de l'exutoire. L'objectif était de comparer, pour les deux piézomètres, l'évolution temporelle du niveau de la nappe entre les mesures et les simulations. Les versants de plus grande pente intersectant les deux piézomètres et rejoignant la rivière ont été utilisés pour caractériser les versants associés aux colonnes H2SC. Les paramètres du modèle ont fait l'objet d'une étude de sensibilité, suite à laquelle cinq paramètres ont été retenus pour la calibration. Les résultats calibrés sur le piézomètre A ont montré une très bonne correspondance. Les paramètres calibrés ont ensuite été appliqués à une seconde période de temps ainsi qu'au piézomètre B, conduisant également à de bons résultats. Cette évaluation sur le bassin versant du Strengbach a montré la capacité du modèle H2SC à simuler de manière réaliste l'évolution temporelle du niveau de la nappe à un endroit donné d'un bassin versant, en tenant compte des interactions avec les flux d'évapotranspiration.

Application du modèle H2SC pour simuler les flux d'évapotranspiration à l'échelle d'un bassin versant. Une méthodologie a été proposée pour transférer les résultats d'évapotranspiration de deux colonnes H2SC vers une estimation des flux d'évapotranspiration à l'échelle d'un bassin versant. L'intérêt de cette méthodologie est de prendre en compte les variations spatiales des flux d'évapotranspiration dues à la présence de zones où la nappe est peu profonde et donc participe aux flux d'évapotranspiration. En ne simulant que deux colonnes de sol et en n'ajoutant que quelques calculs simples supplémentaires, cette méthodologie garantit des temps de calculs réduits. Cette méthodologie est basée sur trois hypothèses. La première consiste à définir une fonction permettant de relier les flux d'évapotranspiration à la distance à la rivière le long d'un versant. Cette fonction est construite par un palier haut pour les faibles distances, un palier bas pour les grandes distances et une droite reliant ces deux paliers pour les distances intermédiaires. Les paramètres de cette fonction varient dans le temps, et deux d'entre eux ne peuvent être déterminés a priori. En simulant une première colonne H2SC située à une distance à la rivière appartenant à la gamme intermédiaire et une seconde située à une distance plus grande, la fonction est parfaitement déterminée en tout instant. Cette fonction permet ainsi d'estimer les flux d'évapotranspiration d'un versant à partir uniquement des résultats d'évapotranspiration dans deux colonnes. La seconde hypothèse de la méthodologie proposée

consiste à réduire un bassin versant en versant(s) équivalent(s) à l'aide d'une étude topographique. Un versant équivalent d'une portion ou de la totalité du bassin versant est un versant aux propriétés moyennes (géométriques, type de sol, type de végétation). Enfin, la troisième et dernière hypothèse est basée sur le concept de « similarité hydrologique ». L'idée est que pour l'ensemble des points du bassin versant situés à une même distance de la rivière, en suivant la ligne de plus grande pente, les flux d'évapotranspiration seront comparables si les types de sol et de végétation sont identiques. Une fonction donnant la fraction du bassin versant associée à chaque distance à la rivière est établie par une étude de la topographie en surface. En multipliant cette fonction avec l'évolution spatiale du flux d'évapotranspiration à un instant donné le long du versant équivalent, obtenu à partir de la simulation de deux colonnes H2SC, puis en intégrant le résultat sur la gamme des distances, on obtient alors une estimation des flux d'évapotranspiration sur l'ensemble du bassin versant.

Cette méthodologie a été testée sur le bassin versant du Little Washita, situé aux États-Unis. Une simulation tri-dimensionnelle avec HydroGéoSphère a permis d'obtenir le résultat de référence : l'évolution temporelle des flux d'évapotranspiration intégrés sur le bassin versant. Ce résultat a été comparé à celui obtenu par la méthodologie présentée et à celui obtenu par une simulation 1D qui ne tient pas compte de l'interaction avec la nappe. Les deux résultats sont proches du résultat 3D, mais comme attendu, la méthodologie proposée conduit à des flux d'évapotranspiration supérieurs à ceux obtenus par la méthode des modèles de surface continentale.

Perspectives

Modèle H2SC. Un effort d'évaluation et de validation du modèle H2SC développé au cours de cette thèse pourrait être poursuivi. En effet, les cas tests académiques et l'application au bassin versant du Strengbach ont montré de bons résultats, mais des études d'évaluation complémentaires semblent nécessaires pour tester la capacité du modèle à simuler d'une part le niveau de la nappe et d'autre part les flux d'évapotranspiration dans des conditions différentes. En particulier, il serait intéressant de tester le modèle sur des bassins versants soumis à des climats variés, de particulièrement humide à aride. De plus, il paraît important d'appliquer le modèle à des bassins versants aux topographies diverses : faibles pentes, fortes pentes, relativement uniformes ou fortement variables dans l'espace. Enfin, la superficie du bassin versant du Strengbach est petite ; des évaluations à plus grandes échelles s'avèrent nécessaires.

En ce qui concerne le modèle en lui-même, une généralisation aux versants convergents et divergents apparaît intéressante, au même titre que la généralisation de l'équation de Boussinesq par l'équation HsB [Troch *et al.*, 2003]. En effet, on observe que les bassins versants ne sont pas constitués uniquement de versants de largeur constante. En particulier, la tête d'un bassin versant est classiquement convergente.

Méthodologie permettant d'estimer les flux d'évapotranspiration à partir du modèle H2SC.

Les résultats présentés dans la dernière partie de ce manuscrit sont des résultats préliminaires et de nombreuses perspectives sont ouvertes. Tout d'abord, il semble nécessaire de réaliser de nouvelles simulations 3D avec HydroGéoSphère en imposant un maillage de dimension réduite aux abords de la rivière. En effet, la simulation du versant équivalent indique que la distance à la rivière critique sur laquelle une forte variation spatiale des flux d'évapotranspiration est observée est de l'ordre de 200 m. Une résolution de 100 m est donc clairement insuffisante pour représenter correctement cette variation spatiale. Les résultats 3D ainsi obtenus seront plus précis et permettront une meilleure évaluation de la méthodologie proposée. Pour ces nouvelles simulations, il peut également être envisagé d'inclure la différenciation de la couche de sol en surface, comme réalisé par Kollet et Maxwell [2008]. La présence de cette couche de sol en surface aux propriétés différentes devrait permettre d'améliorer les débits simulés aux stations USGS.

La méthodologie doit également être testée sur d'autres bassins versants, aux climats, topographies et dimensions différents. En particulier, il serait intéressant de sélectionner dans un premier temps un bassin versant au climat plus humide de sorte à assurer une nappe au niveau peu profond sur une grande superficie du bassin versant. En effet, le bassin versant du Little Washita est soumis à un climat plutôt sec, conduisant

à une nappe dont la profondeur est inférieure à celle des racines sur pratiquement l'ensemble du bassin versant. Ainsi, une estimation des flux d'évapotranspiration sans tenir compte de l'interaction avec la nappe produit des résultats d'une qualité relativement élevée. Dans ce cas, l'apport de la méthodologie proposée est faible et difficile à évaluer. Une application plus significative semble nécessaire.

Concernant la méthodologie proposée, il est nécessaire de poursuivre son développement et son évaluation. Pour commencer, une analyse de sensibilité sur les paramètres géométriques du versant équivalent apporterait des éléments intéressants. De même, le paramètre p_2 de la fonction $ET_{estimée}(x, t)$ peut faire l'objet d'une étude de sensibilité. Ce paramètre pourrait être généralisé à différents types de sol et de végétation et on peut espérer en déduire une relation analytique en fonction de paramètres connus (en particulier, conductivité hydraulique et profondeur des racines). La méthodologie peut également être généralisée pour tenir compte explicitement de la variabilité de la végétation et du type de sol, en définissant plusieurs versants équivalents aux propriétés différentes.

Pour finir, la perspective ultime est l'implémentation de la fonction de drainage du modèle H2SC et de la méthodologie de la partie 4 dans un modèle de surface continentale, comme Orchidée, et la comparaison de cette version avec la version actuellement utilisée. Cette perspective soulève des problématiques additionnelles et nécessite un travail spécifique. Par exemple, il est nécessaire de réaliser le transfert des résultats de l'échelle du bassin versant vers les mailles classiquement utilisées par les modèles de surface continentale. Une difficulté réside dans le fait que, dans certains cas, une maille peut couvrir plusieurs petits bassins versants alors que dans d'autres cas, elle ne peut correspondre qu'à une portion d'un bassin versant de grande superficie. La mise en œuvre de la méthodologie de la partie 4 nécessite également un travail préparatoire sur les données topographiques. Enfin, il sera intéressant de poursuivre le travail de comparaison entre la nouvelle version du modèle de surface continentale et un modèle tri-dimensionnel à base physique à l'échelle de une ou plusieurs mailles.

Notations

α : pente du fond de l'aquifère
 β : coefficient de l'équation de Van Genuchten
 B : fonction utilisée dans le calcul de la fonction de drainage
 c_e : coefficient d'extinction
 c_{int} : coefficient du réservoir d'interception
 c_{rac} : coefficient racinaire
 $C(H)$: capacité capillaire
 C_1 : coefficient pour le calcul de la transpiration dans HydroGéoSphère
 C_2 : coefficient pour le calcul de la transpiration dans HydroGéoSphère
 C_3 : coefficient pour le calcul de la transpiration dans HydroGéoSphère
 Δh : hauteur de la colonne
 Δ_{ET} : terme de compensation de l'évapotranspiration pour la fonction de drainage
 d : fonction de drainage répartie selon l'axe vertical de la colonne
 d_1 : valeur limite pour la fonction $ET_{\text{estimée}}$
 d_2 : valeur limite pour la fonction $ET_{\text{estimée}}$
 D : fonction de drainage totale
 D_1 : fonction de drainage 1
 $D_{1(\text{cas } 1)}$: fonction de drainage 1 pour le cas 1
 $D_{1(\text{cas } 2)}$: fonction de drainage 1 pour le cas 2
 $D_{1(\text{cas } 3)}$: fonction de drainage 1 pour le cas 3
 D_1^{ET} : fonction de drainage 1 qui tient compte du coulage évapotranspiration/rivière
 D_2 : fonction de drainage 2
 $D_{2(\text{cas } 1)}$: fonction de drainage 2 pour le cas 1
 $D_{2(\text{cas } 2)}$: fonction de drainage 2 pour le cas 2
 $D_{2(\text{cas } 3)}$: fonction de drainage 2 pour le cas 3
 D_c : diffusivité capillaire
 et_{2d} : flux d'évapotranspiration obtenus par la

simulation d'un versant équivalent
 ev : prise d'eau pour l'évaporation
 E_{pot} : évapotranspiration potentielle
 EDF : fonction d'évolution de la prise d'eau racinaire pour l'évaporation selon la profondeur
 $ET_{\text{estimée}}$: fonction d'estimation des flux d'évapotranspiration le long d'un versant
 ET_{min} : valeur du palier bas de la fonction $ET_{\text{estimée}}$
 EV : évaporation
 f_1 : fonction de mélange
 f_e : terme de forçage météorologique pour le calcul de l'évaporation
 f_{nu} : fraction de sol nu
 f_t : terme de forçage météorologique pour le calcul de la transpiration
 Fs : fraction de la superficie d'un bassin versant en fonction de la distance à la rivière
 γ : pente de la surface du sol
 g_e : terme de disponibilité de l'eau dans le sol pour le calcul de l'évaporation
 g_t : terme de disponibilité de l'eau dans le sol pour le calcul de la transpiration
 h : pression interstielle
 h_e : fonction de distribution de la prise d'eau en fonction de la profondeur pour le calcul de l'évaporation
 h_{max} : élévation de la surface
 h_{min} : élévation du fond de l'aquifère
 h_r : distance entre la rivière et la colonne de sol sélectionnée
 h_t : densité racinaire
 h_w : hauteur du toit de la nappe
 H : charge

H_c : hauteur d'une colonne	r_0 : résistance architecturale ou structurale
H_e : profil d'évolution selon la profondeur pour l'évaporation	r_a : résistance aérodynamique de l'air
i : angle formé par le toit de la nappe	r_c : résistance stomatique du couvert
I : quantité d'eau interceptée par le feuillage	$R(z)$: profil racinaire
I_{\max} : quantité d'eau maximale qui peut être interceptée	RDF : fonction d'évolution de la densité racinaire selon la profondeur
IN : pertes par interception	S : saturation
K_r : perméabilité relative	S_e : coefficient d'emmagasinement
K_{sat} : conductivité hydraulique ou perméabilité à saturation	S_s : coefficient d'emmagasinement généralisé
$K_{\text{sat}}^{\text{macro}}$: conductivité hydraulique des macropores	θ : teneur en eau
L : distance séparant la colonne de la rivière	θ_1 : équivalent de θ_w pour l'évaporation
L_1 : longueur du versant sur laquelle la zone saturée est présente	θ_2 : équivalent de θ_d pour l'évaporation
L_s : distance à la rivière à partir de laquelle l'impact de la zone de suintement sur la décharge diminue	θ_{an} : teneur en eau à la limite anoxique
L_t : longueur totale du versant	θ_d : teneur en eau au-delà de laquelle l'extraction racinaire est maximale
m : coefficient de l'équation de Van Genuchten	θ_o : teneur en eau à partir de laquelle la teneur en oxygène diminue
n : coefficient de l'équation de Van Genuchten	θ_r : teneur en eau résiduelle
ω : porosité	θ_s : teneur en eau à saturation
φ_1 : fonction utilisée dans le calcul de la fonction de drainage	θ_s^{moy} : teneur en eau à saturation, moyennée selon l'axe vertical
φ_2 : fonction utilisée dans le calcul de la fonction de drainage	θ_w : point de flétrissement
ψ : fonction utilisée dans le calcul de la fonction de drainage	tf : fonction de température pour le calcul du LAI
p : pression du fluide	tr : prise d'eau racinaire
p_1 : profondeur limite associée à la distance d_1	T_s : température du sol
p_2 : profondeur limite associée à la distance d_2	T_w : température qu'aurait le sol après une évaporation du sol égale à l'évapotranspiration potentielle
p_c : pression capillaire	TR : transpiration
P : précipitations	\vec{v} : vitesse de fluide
P_{sol} : pluie tombant au sol	V_w : volume d'eau dans le versant
q : terme puits/source	V_w^{col} : volume d'eau dans la colonne
q_a : humidité spécifique de l'air au niveau de référence	x_1 : distance à la rivière de la première colonne simulée
q_s : humidité spécifique de l'air saturé à la température de la surface où a lieu l'évaporation	x_2 : distance à la rivière de la deuxième colonne simulée
Q_{out}^f : flux d'eau sortant par exfiltration le long de la zone de suintement	x_s : longueur de la zone de suintement
$Q_{\text{out}}^{\text{soil}}$: flux d'eau sortant par la limite aval du versant	y_{lim} : profondeur limite pour la conductivité hydraulique des macropores
ρ : masse volumique	z : élévation
	z_{\max} : profondeur limite pour la prise d'eau pour la transpiration
	z'_{\max} : profondeur limite de la prise d'eau pour l'évaporation

Glossaire

1D	une dimension
2D	deux dimensions
3D	trois dimensions
CEA	Commissariat à l'Énergie Atomique
CLM	Community Land Model
ET	ÉvapoTranspiration
ETP	ÉvapoTranspiration Potentielle
GR4J	modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier
H2SC	Hydrological Hillslope-based Soil Column
HGS	HydroGéoSphère
HRUs	Hydrologic Response Units
HsB	Hillslope-storage Boussinesq
INSU	Institut National des Sciences de l'Univers
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
IRSTEA	Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture
LAI	Leaf Area Index
LEO	Landscape Evolution Observatory
LH-OAT	Latin Hypercube One-factor-At-a-Time
LIDAR	LIght Dectection And Ranging
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LMDZ	Modèle du Laboratoire de Météorologie Dynamique
LPJ	Lund-Postdam-Jena
LSM	Land Surface Model
MNT	Modèle Numérique de Terrain

NARR	North American Regional Reanalysis
NCRS	Natural Resources Conservation Service
OHGE	Observatoire Hydro-Géochimique de l'Environnement
ORCHIDEE	ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems Environ- ment
PFT	Plant Functional Types
PSO	Particule Swarm Optimisation
REA	Representative Elementary Area
REV	Representative Elementary Volume
RMSE	Root Mean Square Error
SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivo- logie
SCAN	Soil Climate Analysis Network
SECHIBA	Schématisation des Échanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et Atmosphère
SPAC	Soil-Plant-Atmosphere Continuum
STOMATE	Saclay Toulouse Orsay Model for Analysis of Terrestrial Ecosystems
TOPMODEL	TOPography-based hydrological MODEL
USDA-ARS	United States Department of Agriculture's Agricultural Research Service
USGS	United States Geological Survey
VIC	Variable Infiltration Capacity
WALRUS	WAgeningen Lowland RUnoff Simulator

Bibliographie

- ABDELAZIZ, R. et ZAMBRANO-BIGIARINI, M. (2014). Particle Swarm Optimization for inverse modeling of solute transport in fractured gneiss aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology*, 164:285–298.
- AJAMI, H., MCCABE, M. F., EVANS, J. P. et STISEN, S. (2014). Assessing the impact of model spin-up on surface water-groundwater interactions using an integrated hydrologic model. *Water Resources Research*, 50(3):2636–2656.
- ALLEN, P. B. et NANEY, J. W. (1991). *Hydrology of the Little Washita River Watershed, Oklahoma : Data and analyses*. ARS-90. U.S. Dept. of Agriculture, Agricultural Research Service.
- ANYAH, R. O., WEAVER, C. P., MIGUEZ-MACHO, G., FAN, Y. et ROBOCK, A. (2008). Incorporating water table dynamics in climate modeling : 3. Simulated groundwater influence on coupled land-atmosphere variability. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D7):D07103.
- AQUANTY INC (2013). Hydrogéosphère User Manual. Rapport technique.
- AROCA, R., PORCEL, R. et RUIZ-LOZANO, J. M. (2012). Regulation of root water uptake under abiotic stress conditions. *Journal of Experimental Botany*, 63(1):43–57.
- ASHBY, S. F. et FALGOUT, R. D. (1996). A Parallel Multigrid Preconditioned Conjugate Gradient Algorithm for Groundwater Flow Simulations. *Nuclear Science and Engineering*, 124(1):145–159.
- AUBERT, D. (2001). *Contribution de l'altération et des apports atmosphériques aux transferts de matières en milieu silicaté : traçage par le strontium et les terres rares : cas du bassin versant du Strengbach (Vosges, France)*. Université Louis Pasteur (Strasbourg).
- BEAR, J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media*. American Elsevier Publishing Company, New York.
- BENET, L. et MOUCHE, E. (1997). Implémentation dans Castem2000 d'un modèle de transfert hydrique en milieu poreux insaturé. *Rapport interne CEADMT/97/25*.
- BERNARD-MICHEL, G. et GENTY, A. (2006). Modules d'écoulement - modèle de Richards - et de transport en milieux poreux non saturés dans Cast3m. *Rapport Technique 06/011/A, CEA/DM2S/SFME/MTMS*.
- BEVEN, K. (1997). TOPMODEL : A critique. *Hydrological Processes*, 11(9):1069–1085.
- BEVEN, K. J. (2012). *Rainfall-Runoff Modelling : The Primer*. Wiley-Blackwell, 2nd edition édition.
- BEVEN, K. J. et KIRKBY, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1):43–69.
- BIRON, P. (1994). *Le cycle de l'eau en forêt de moyenne montagne : flux de sève et bilans hydriques stationnels*. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- BRAUER, C. C., TEULING, A. J., TORFS, P. J. J. F. et UIJLENHOET, R. (2014a). The Wageningen Lowland Runoff Simulator (WALRUS) : a lumped rainfall-runoff model for catchments with shallow groundwater. *Geoscientific Model Development*, 7(5):2313–2332.

- BRAUER, C. C., TORFS, P. J. J. F., TEULING, A. J. et UIJLENHOET, R. (2014b). The Wageningen Lowland Runoff Simulator (WALRUS) : application to the Hupsel Brook catchment and the Cabauw polder. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(10):4007–4028.
- BRODA, S., LAROCQUE, M., PANICONI, C. et HAITJEMA, H. (2012). A low-dimensional hillslope-based catchment model for layered groundwater flow. *Hydrological Processes*, 26(18):2814–2826.
- BURDINE, N. (1953). Relative Permeability Calculations from Pore Size Distribution Data. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 198:71–78.
- CAMPOY, A., DUCHARNE, A., CHERUY, F., HOURDIN, F., POLCHER, J. et DUPONT, J. C. (2013). Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bottom hydrological conditions in a general circulation model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 118(19):10725–10739.
- CAPPUS, P. (1960). Etude des lois de l'écoulement-Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, pages 493–520.
- CARRILLO, G., TROCH, P. A., SIVAPALAN, M., WAGENER, T., HARMAN, C. et SAWICZ, K. (2011). Catchment classification : hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(11):3411–3430.
- CHEN, L., WANG, L., MA, Y. et LIU, P. (2015). Overview of Ecohydrological Models and Systems at the Watershed Scale. *IEEE Systems Journal*, 9(3):1091–1099.
- COCHAND, F. (2014). *Impact des changements climatiques et du développement urbain sur les ressources en eaux du bassin versant de la rivière Saint-Charles*. Thèse de doctorat, Université Laval.
- CONDON, L. E. et MAXWELL, R. M. (2014). Feedbacks between managed irrigation and water availability : Diagnosing temporal and spatial patterns using an integrated hydrologic model. *Water Resources Research*, 50(3):2600–2616.
- CONDON, L. E., MAXWELL, R. M. et GANGOPADHYAY, S. (2013). The impact of subsurface conceptualization on land energy fluxes. *Advances in Water Resources*, 60:188–203.
- DAI, Y. J., ZENG, X. B., DICKINSON, R. E., BAKER, I., BONAN, G. B., BOSILOVICH, M. G., DENNING, A. S., DIRMEYER, P. A., HOUSER, P. R., NIU, G. Y., OLESON, K. W., SCHLOSSER, C. A. et YANG, Z. L. (2003). The Common Land Model. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(8):1013–1023.
- DAVISON, J. H., HWANG, H.-T., SUDICKY, E. A. et LIN, J. C. (2015). Coupled atmospheric, land surface, and subsurface modeling : Exploring water and energy feedbacks in three-dimensions. *Advances in Water Resources*, 86, Part A:73–85.
- DE MARSILY, G. (1986). *Quantitative Hydrogeology : Groundwater Hydrology for Engineers*. Academic Press.
- de ROSNAY, P. (1999). *Représentation de l'interaction sol-végétation-atmosphère dans le modèle de circulation générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique*. Thèse de doctorat, France.
- de ROSNAY, P., BRUEN, M. et POLCHER, J. (2000). Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs. *Geophysical Research Letters*, 27(20):3329–3332.
- de ROSNAY, P. et POLCHER, J. (1998). Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2(2-3):239–255.
- de ROSNAY, P., POLCHER, J., BRUEN, M. et LAVAL, K. (2002). 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 3–1.
- DE SCHEPPER, G., THERRIEN, R., REFGAARD, J. C. et HANSEN, A. L. (2015). Simulating coupled surface and subsurface water flow in a tile-drained agricultural catchment. *Journal of Hydrology*, 521:374–388.

- DEARDORFF, J. W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 83(C4):1889–1903.
- DECHARME, B., BOONE, A., DELIRE, C. et NOILHAN, J. (2011). Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D20):D20126.
- D'ORGEVAL, T. (2006). *Impact du changement climatique sur le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : modélisation et incertitudes*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- DUCOUDRE, N., LAVAL, K. et PERRIER, A. (1993). Sechiba, a New Set of Parameterizations of the Hydrologic Exchanges at the Land Atmosphere Interface Within the Lmd Atmospheric General-Circulation Model. *Journal of Climate*, 6(2):248–273.
- DUFFY, C. J. (1996). A Two-State Integral-Balance Model for Soil Moisture and Groundwater Dynamics in Complex Terrain. *Water Resources Research*, 32(8):2421–2434.
- DUNNE, T. et BLACK, R. D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water resources research*, 6(5):1296–1311.
- DURAND, Y., BRUN, E., MERINDOL, L., GUYOMARCH, G., LESAFFRE, B. et MARTIN, E. (1993). A Meteorological Estimation of Relevant Parameters for Snow Models. *In Annals of Glaciology, Vol 18, 1993 : Proceedings of the Symposium on Snow and Snow-Related Problems*, volume 18, pages 65–71. Int Glaciological Soc, Cambridge.
- FAMIGLIETTI, J. et WOOD, E. (1991). Evapotranspiration and Runoff from Large Land Areas - Land Surface Hydrology for Atmospheric General-Circulation Models. *Surveys in Geophysics*, 12(1-3):179–204.
- FAMIGLIETTI, J. S. et WOOD, E. F. (1994). Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research*, 30(11):3061–3078.
- FAN, Y. et BRAS, R. L. (1998). Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow. *Water Resources Research*, 34(4):921–927.
- FAN, Y., LI, H. et MIGUEZ-MACHO, G. (2013). Global Patterns of Groundwater Table Depth. *Science*, 339(6122):940–943.
- FAN, Y. et MIGUEZ-MACHO, G. (2011). A simple hydrologic framework for simulating wetlands in climate and earth system models. *Climate Dynamics*, 37(1-2):253–278.
- FATICHI, S., VIVONI, E. R., OGDEN, F. L., IVANOV, V. Y., MIRUS, B., GOCHIS, D., DOWNER, C. W., CAMPORESE, M., DAVISON, J. H., EBEL, B., JONES, N., KIM, J., MASCARO, G., NISWONGER, R., RESTREPO, P., RIGON, R., SHEN, C., SULIS, M. et TARBOTON, D. (2016). An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology. *Journal of Hydrology*, 537:45–60.
- FEDDES, R. A., HOFF, H., BRUEN, M., DAWSON, T., de ROSNAY, P., DIRMEYER, O., JACKSON, R. B., KABAT, P., KLEIDON, A., LILLY, A. et PITMAN, A. J. (2001). Modeling root water uptake in hydrological and climate models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(12):2797–2809.
- FEDDES, R. A. et ROATS, P. a. C. (2004). Parameterizing the soil-water-plant root system. *In FEDDES, R. A., DEROOIJ, G. H. et VANDAM, J. C., éditeurs : Unsaturated-zone modeling ; Progress, challenges and applications*, volume 6, pages 95–141. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- FERGUSON, I. M., JEFFERSON, J. L., MAXWELL, R. M. et KOLLET, S. J. (2016). Effects of root water uptake formulation on simulated water and energy budgets at local and basin scales. *Environmental Earth Sciences*, 75(4):1–15.
- FERGUSON, I. M. et MAXWELL, R. M. (2010). Role of groundwater in watershed response and land surface feedbacks under climate change. *Water Resources Research*, 46(10):W00F02.

- FLÜGEL, W.-A. (1995). Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrological Processes*, 9(3-4):423–436.
- GODDÉRIIS, Y., FRANÇOIS, L. M., PROBST, A., SCHOTT, J., MONCOULON, D., LABAT, D. et VIVILLE, D. (2006). Modelling weathering processes at the catchment scale : The WITCH numerical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(5):1128–1147.
- GODERNIAUX, P., BROUYERE, S., FOWLER, H. J., BLENKINSOP, S., THERRIEN, R., ORBAN, P. et DAS-SARGUES, A. (2009). Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *Journal of Hydrology*, 373(1-2):122–138.
- GRIMALDI, S., ORELLANA, F. et DALY, E. (2015). Modelling the effects of soil type and root distribution on shallow groundwater resources. *Hydrological Processes*, 29(20):4457–4469.
- GUIMBERTEAU, M. (2010). *Modélisation de l'hydrologie continentale et influences de l'irrigation sur le cycle de l'eau*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- GUIMBERTEAU, M., PERRIER, A., LAVAL, K. et POLCHER, J. (2012). A comprehensive approach to analyze discrepancies between land surface models and in-situ measurements : a case study over the US and Illinois with SECHIBA forced by NLDAS. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16(11):3973–3988.
- HABETS, F., BOONE, A., CHAMPEAUX, J. L., ETCHEVERS, P., FRANCHISTÉGUY, L., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., MOREL, S., NOILHAN, J., QUINTANA SEGUÍ, P., ROUSSET-REGIMBEAU, F. et VIENNOT, P. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D6):D06113.
- HAREL, M.-A. (2013). *Modélisation du ruissellement sur une surface à infiltrabilité aléatoire par la théorie des files d'attente : protection, organisation et connectivité de la lame d'eau*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- HAZENBERG, P., BROXTON, P., BRUNKE, M., GOCHIS, D., NIU, G.-Y., PELLETIER, J., TROCH, P. A. et ZENG, X. (2015a). Development of a hybrid 3-D hydrological model to simulate hillslopes and the regional unconfined aquifer system in Earth system models. In *Abstract GC22A-06, 2015 AGU Fall Meeting*, San Francisco.
- HAZENBERG, P., BROXTON, P., GOCHIS, D., NIU, G.-Y., PANGLE, L. A., PELLETIER, J. D., TROCH, P. A. et ZENG, X. (2016). Testing the hybrid-3-D hillslope hydrological model in a controlled environment. *Water Resources Research*, 52(2):1089–1107.
- HAZENBERG, P., FANG, Y., BROXTON, P., GOCHIS, D., NIU, G.-Y., PELLETIER, J. D., TROCH, P. A. et ZENG, X. (2015b). A hybrid-3d hillslope hydrological model for use in Earth system models. *Water Resources Research*, 51(10):8218–8239.
- HEWLETT, J. D. et NUTTER, W. L. (1970). The varying source area of streamflow from upland basins. In *Interdisciplinary Aspects of Watershed Management*, pages 65–83. ASCE.
- HILBERTS, A. G. J., TROCH, P. A., PANICONI, C. et BOLL, J. (2007). Low-dimensional modeling of hillslope subsurface flow : Relationship between rainfall, recharge, and unsaturated storage dynamics. *Water Resources Research*, 43(3):W03445.
- HILBERTS, A. G. J., van LOON, E. E., TROCH, P. A. et PANICONI, C. (2004). The hillslope-storage Boussinesq model for non-constant bedrock slope. *Journal of Hydrology*, 291(3-4):160–173.
- HILLEL, D. (2004). *Introduction to environmental soil physics*. Academic Press, Amsterdam, Pays-Bas.
- HOGARTH, W. L., LI, L., LOCKINGTON, D. A., STAGNITTI, F., PARLANGE, M. B., BARRY, D. A., STEENHUIS, T. S. et PARLANGE, J.-Y. (2014). Analytical approximation for the recession of a sloping aquifer. *Water Resources Research*, 50(11):8564–8570.

- HORTON, R. E. (1933). The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14(1):446–460.
- HWANG, H. T., PARK, Y. J., SUDICKY, E. A. et FORSYTH, P. A. (2014). A parallel computational framework to solve flow and transport in integrated surface–subsurface hydrologic systems. *Environmental Modelling & Software*, 61:39–58.
- JANA, R. B. et MOHANTY, B. P. (2012). A comparative study of multiple approaches to soil hydraulic parameter scaling applied at the hillslope scale. *Water Resources Research*, 48(2):W02520.
- JIANG, X., NIU, G.-Y. et YANG, Z.-L. (2009). Impacts of vegetation and groundwater dynamics on warm season precipitation over the Central United States. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114: D06109.
- KENNEDY, J. et EBERHART, R. (1995). Particle swarm optimization. In , *IEEE International Conference on Neural Networks, 1995. Proceedings*, volume 4, pages 1942–1948 vol.4.
- KHAN, U., TUTEJA, N. K., AJAMI, H. et SHARMA, A. (2014). An equivalent cross-sectional basis for semi-distributed hydrological modeling. *Water Resources Research*, 50(5):4395–4415.
- KIRCHNER, J. W. (2006). Getting the right answers for the right reasons : Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42(3):W03S04.
- KOCH, J., CORNELISSEN, T., FANG, Z., BOGENA, H., DIEKKRÜGER, B., KOLLET, S. et STISEN, S. (2016). Inter-comparison of three distributed hydrological models with respect to seasonal variability of soil moisture patterns at a small forested catchment. *Journal of Hydrology*, 533:234–249.
- KOLLET, S. J. et MAXWELL, R. M. (2008). Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. *Water Resources Research*, 44(2):W02402.
- KOLLET, S. J., MAXWELL, R. M., WOODWARD, C. S., SMITH, S., VANDERBORGH, J., VEREECKEN, H. et SIMMER, C. (2010). Proof of concept of regional scale hydrologic simulations at hydrologic resolution utilizing massively parallel computer resources. *Water Resources Research*, 46(4):W04201.
- KOSTER, R. D., SUAREZ, M. J., DUCHARNE, A., STIEGLITZ, M. et KUMAR, P. (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 1. Model structure. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 105(D20):24809–24822.
- KRINNER, G., VIOVY, N., de NOBLET-DUCOUDRÉ, N., OGÉE, J., POLCHER, J., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., SITCH, S. et PRENTICE, I. C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1):GB1015.
- KRISTENSEN, K. J. et JENSEN, S. E. (1975). A Model for Estimating Actual Evapotranspiration from Potential Evapotranspiration. *Hydrology Research*, 6(3):170–188.
- LADOUCHE, B., PROBST, A., VIVILLE, D., IDIR, S., BAQUÉ, D., LOUBET, M., PROBST, J. L. et BARIAC, T. (2001). Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). *Journal of Hydrology*, 242(3–4):255–274.
- LARSEN, M. a. D., RASMUSSEN, S. H., DREWS, M., BUTTS, M. B., CHRISTENSEN, J. H. et REFSGAARD, J. C. (2016). Assessing the influence of groundwater and land surface scheme in the modelling of land surface–atmosphere feedbacks over the FIFE area in Kansas, USA. *Environmental Earth Sciences*, 75(2):1–13.
- LEMARCHAND, D., CIVIDINI, D., TURPAULT, M. P. et CHABAUX, F. (2012). Boron isotopes in different grain size fractions : Exploring past and present water–rock interactions from two soil profiles (Strengbach, Vosges Mountains). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 98:78–93.
- LEUNG, L. R., HUANG, M., QIAN, Y. et LIANG, X. (2011). Climate-soil-vegetation control on groundwater table dynamics and its feedbacks in a climate model. *Climate Dynamics*, 36(1-2):57–81.

- LI, Q., UNGER, A. J. A., SUDICKY, E. A., KASSENAAR, D., WEXLER, E. J. et SHIKAZE, S. (2008). 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.
- LIANG, X., LETTENMAIER, D., WOOD, E. et BURGESS, S. (1994). A Simple Hydrologically Based Model of Land-Surface Water and Energy Fluxes for General-Circulation Models. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 99(D7):14415–14428.
- LIANG, X., XIE, Z. H. et HUANG, M. Y. (2003). 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):8613.
- LIN, Y.-H., LO, M.-H. et CHOU, C. (2015). Potential negative effects of groundwater dynamics on dry season convection in the Amazon River basin. *Climate Dynamics*, 46(3-4):1001–1013.
- LO, M.-H. et FAMIGLIETTI, J. S. (2011). Precipitation response to land subsurface hydrologic processes in atmospheric general circulation model simulations. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 116: D05107.
- LOHEIDE II, S. P. (2008). A method for estimating subdaily evapotranspiration of shallow groundwater using diurnal water table fluctuations. *Ecohydrology*, 1(1):59–66.
- MAHRT, L. et PAN, H. (1984). A two-layer model of soil hydrology. *Boundary-Layer Meteorology*, 29(1):1–20.
- MAQUIN, M. (2013). Interaction entre une nappe souterraine et un couvert végétal : Modélisation et études de cas. Rapport de stage.
- MATONSE, A. H. et KROLL, C. (2009). Simulating low streamflows with hillslope storage models. *Water Resources Research*, 45(1):W01407.
- MATONSE, A. H. et KROLL, C. N. (2013). Applying hillslope-storage models to improve low flow estimates with limited streamflow data at a watershed scale. *Journal of Hydrology*, 494:20–31.
- MAXWELL, R. M., CHOW, F. K. et KOLLET, S. J. (2007). The groundwater-land-surface-atmosphere connection : Soil moisture effects on the atmospheric boundary layer in fully-coupled simulations. *Advances in Water Resources*, 30(12):2447–2466.
- MAXWELL, R. M., CONDON, L. E. et KOLLET, S. J. (2015). A high-resolution simulation of groundwater and surface water over most of the continental US with the integrated hydrologic model ParFlow v3. *Geosci. Model Dev.*, 8(3):923–937.
- MAXWELL, R. M. et KOLLET, S. J. (2008). Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change. *Nature Geoscience*, 1(10):665–669.
- MAXWELL, R. M., LUNDQUIST, J. K., MIROCHA, J. D., SMITH, S. G., WOODWARD, C. S. et TOMPSON, A. F. B. (2010). Development of a Coupled Groundwater–Atmosphere Model. *Monthly Weather Review*, 139(1):96–116.
- MAXWELL, R. M. et MILLER, N. L. (2005). Development of a coupled land surface and groundwater model. *Journal of Hydrometeorology*, 6(3):233–247.
- MAXWELL, R. M., PUTTI, M., MEYERHOFF, S., DELFS, J.-O., FERGUSON, I. M., IVANOV, V., KIM, J., KOLDITZ, O., KOLLET, S. J., KUMAR, M., LOPEZ, S., NIU, J., PANICONI, C., PARK, Y.-J., PHANIKUMAR, M. S., SHEN, C., SUDICKY, E. A. et SULIS, M. (2014). Surface-subsurface model intercomparison : A first set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. *Water Resources Research*, 50(2):1531–1549.
- MELSEN, L. A., TEULING, A. J., van BERKUM, S. W., TORFS, P. J. J. F. et UIJLENHOET, R. (2014). Catchments as simple dynamical systems : A case study on methods and data requirements for parameter identification. *Water Resources Research*, 50(7):5577–5596.

- MESINGER, F., DIMEGO, G., KALNAY, E., MITCHELL, K., SHAFRAN, P. C., EBISUZAKI, W., JOVIĆ, D., WOOLLEN, J., ROGERS, E., BERBERY, E. H., EK, M. B., FAN, Y., GRUMBINE, R., HIGGINS, W., LI, H., LIN, Y., MANIKIN, G., PARRISH, D. et SHI, W. (2006). North American Regional Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3):343–360.
- MIGUEZ-MACHO, G. et FAN, Y. (2012). The role of groundwater in the Amazon water cycle : 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D15):D15114.
- MILLER, G. R., CHEN, X., RUBIN, Y., MA, S. et BALDOCCHI, D. D. (2010). Groundwater uptake by woody vegetation in a semiarid oak savanna. *Water Resources Research*, 46(10):W10503.
- MILLY, P. C. D., MALYSHEV, S. L., SHEVLIAKOVA, E., DUNNE, K. A., FINDELL, K. L., GLEESON, T., LIANG, Z., PHILLIPS, P., STOUFFER, R. J. et SWENSON, S. (2014). An enhanced model of land water and energy for global hydrologic and earth-system studies. *Journal of Hydrometeorology*, 15(5):1739–1761.
- MONSI, M. et SAEKI, T. (2005). On the Factor Light in Plant Communities and its Importance for Matter Production. *Annals of Botany*, 95(3):549–567.
- MUALEM, Y. (1976). New Model for Predicting Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous-Media. *Water Resources Research*, 12(3):513–522.
- NIU, G.-Y., YANG, Z.-L., DICKINSON, R. E. et GULDEN, L. E. (2005). A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D21):D21106.
- NIU, G.-Y., YANG, Z.-L., DICKINSON, R. E., GULDEN, L. E. et SU, H. (2007). Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 112(D7):D07103.
- NIU, G.-Y., YANG, Z.-L., MITCHELL, K. E., CHEN, F., EK, M. B., BARLAGE, M., KUMAR, A., MANNING, K., NIYOGI, D., ROSERO, E., TEWARI, M. et XIA, Y. (2011). 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):D12109.
- OGDEN, F. L. et WATTS, B. A. (2000). Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils : A numerical investigation. *Water Resources Research*, 36(7):1795–1804.
- PANICONI, C., TROCH, P. A., van LOON, E. E. et HILBERTS, A. G. J. (2003). Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes : 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model. *Water Resources Research*, 39(11):1317.
- PELLARIN, T., DELRIEU, G., SAULNIER, G.-M., ANDRIEU, H., VIGNAL, B. et CREUTIN, J.-D. (2002). Hydrologic Visibility of Weather Radar Systems Operating in Mountainous Regions : Case Study for the Ardèche Catchment (France). *Journal of Hydrometeorology*, 3(5):539–555.
- PERRIN, C. (2000). *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG, Grenoble, France.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3-4):275–301.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4):275–289.
- PHILIP, J. R. (1966). Plant water relations : some physical aspects. *Annual Review of Plant Physiology*, 17(1):245–268.

- PIERRET, M. C., STILLE, P., PRUNIER, J., VIVILLE, D. et CHABAUX, F. (2014). Chemical and U-Sr isotopic variations in stream and source waters of the Strengbach watershed (Vosges mountains, France). *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(10):3969–3985.
- PIKUL, M. F., STREET, R. L. et REMSON, I. (1974). A numerical model based on coupled one-dimensional Richards and Boussinesq equations. *Water Resources Research*, 10(2):295–302.
- POLI, R. (2008). Analysis of the Publications on the Applications of Particle Swarm Optimisation. *Journal of Artificial Evolution and Applications*, 2008:685175 (10 pp.). INSPEC :11405946.
- QUINTANA-SEGÚI, P., LE MOIGNE, P., DURAND, Y., MARTIN, E., HABETS, F., BAILLON, M., CANELLAS, C., FRANCHISTEGUY, L. et MOREL, S. (2008). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107.
- QUINTANA SEGÚI, P., MARTIN, E., HABETS, F. et NOILHAN, J. (2009). Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13(2):163–181.
- RIGON, R., BERTOLDI, G. et OVER, T. M. (2006). GEOtop : A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3):371–388.
- RIHANI, J. F., MAXWELL, R. M. et CHOW, F. K. (2010). Coupling groundwater and land surface processes : Idealized simulations to identify effects of terrain and subsurface heterogeneity on land surface energy fluxes. *Water Resources Research*, 46:W12523.
- ROSETO, E., GULDEN, L. E., YANG, Z.-L., DE GONCALVES, L. G., NIU, G.-Y. et KAHEIL, Y. H. (2010). Ensemble Evaluation of Hydrologically Enhanced Noah-LSM : Partitioning of the Water Balance in High-Resolution Simulations over the Little Washita River Experimental Watershed. *Journal of Hydrometeorology*, 12(1):45–64.
- SALVUCCI, G. et ENTEKHABI, D. (1995). Hillslope and Climatic Controls on Hydrologic Fluxes. *Water Resources Research*, 31(7):1725–1739.
- SCIUTO, G. et DIEKKRUEGER, B. (2010). Influence of Soil Heterogeneity and Spatial Discretization on Catchment Water Balance Modeling. *Vadose Zone Journal*, 9(4):955–969.
- SECK, A., WELTY, C. et MAXWELL, R. M. (2015). Spin-up behavior and effects of initial conditions for an integrated hydrologic model. *Water Resources Research*, 51(4):2188–2210.
- SHI, Y., DAVIS, K. J., DUFFY, C. J. et YU, X. (2013). Development of a Coupled Land Surface Hydrologic Model and Evaluation at a Critical Zone Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, 14(5):1401–1420.
- SIVAPALAN, M., BEVEN, K. et WOOD, E. F. (1987). On hydrologic similarity : 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*, 23(12):2266–2278.
- SLOAN, P. G. et MOORE, I. D. (1984). Modeling subsurface stormflow on steeply sloping forested watersheds. *Water Resources Research*, 20(12):1815–1822.
- SRIVASTAVA, V., GRAHAM, W., MUÑOZ-CARPENA, R. et MAXWELL, R. M. (2014). Insights on geologic and vegetative controls over hydrologic behavior of a large complex basin – Global Sensitivity Analysis of an integrated parallel hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 519, Part B:2238–2257.
- TERRIEN, P. (2014). Génération d’un maillage 3-d adapté au réseau hydrique d’un bassin versant. Rapport technique, Université Laval, Québec.
- TERRIEN, R., MCLAREN, R. G., SUDICKY, E. A. et PANDAY, S. M. (2010). HydroGeoSphere : A three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport. *Groundwater Simulations Group, University of Waterloo, Waterloo, ON*.
- TERRIEN, R. et SUDICKY, E. A. (1996). Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media. *Journal of Contaminant Hydrology*, 23(1):1–44.

- TROCH, P. A., BERNE, A., BOGAART, P., HARMAN, C., HILBERTS, A. G. J., LYON, S. W., PANICONI, C., PAUWELS, V. R. N., RUPP, D. E., SELKER, J. S., TEULING, A. J., UIJLENHOET, R. et VERHOEST, N. E. C. (2013). The importance of hydraulic groundwater theory in catchment hydrology : The legacy of Wilfried Brutsaert and Jean-Yves Parlange. *Water Resources Research*, 49(9):5099–5116.
- TROCH, P. A., PANICONI, C. et Emiel van LOON, E. (2003). Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes : 1. Formulation and characteristic response. *Water Resources Research*, 39(11):1316.
- van GENUCHTEN, M. T. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5):892.
- van GRIENSVEN, A., MEIXNER, T., GRUNWALD, S., BISHOP, T., DILUZIO, M. et SRINIVASAN, R. (2006). A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *Journal of Hydrology*, 324(1-4):10–23.
- VEREECKEN, H., HUISMAN, J. A., HENDRICKS FRANSSEN, H. J., BRÜGGEMANN, N., BOGENA, H. R., KOLLET, S., JAVAUX, M., van der KRUK, J. et VANDERBORGH, J. (2015). Soil hydrology : Recent methodological advances, challenges, and perspectives. *Water Resources Research*, 51(4):2616–2633.
- VERGNES, J.-P., DECHARME, B. et HABETS, F. (2014). Introduction of groundwater capillary rises using sub-grid spatial variability of topography into the ISBA land surface model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, page 2014JD021573.
- VIDAL, J.-P., MARTIN, E., FRANCHISTÉGUY, L., BAILLON, M. et SOUBEYROUX, J.-M. (2010a). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11):1627–1644.
- VIDAL, J.-P., MARTIN, E., FRANCHISTÉGUY, L., HABETS, F., SOUBEYROUX, J.-M., BLANCHARD, M. et BAILLON, M. (2010b). Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14(3):459–478.
- WANG, Q., ZHAN, H. et TANG, Z. (2014). A New Package in MODFLOW to Simulate Unconfined Groundwater Flow in Sloping Aquifers. *Groundwater*, 52(6):924–935.
- WEILL, S. (2007). *Modélisation des échanges surface/subsurface à l'échelle de la parcelle par une approche darcéenne multidomaine*. Thèse de doctorat, École nationale supérieure des mines, Paris, France.
- WEILL, S., MOUCHE, E. et PATIN, J. (2009). A generalized Richards equation for surface/subsurface flow modelling. *Journal of Hydrology*, 366(1-4):9–20.
- WHITE, W. (1932). A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil—results of investigations in Escalante Valley, Utah. USGS Numbered Series 659-A, U.S. Department of the Interior, Geological Survey,.
- WINTER, T. C., HARVEY, J. W., FRANKE, O. L. et ALLEY, W. M. (1998). *Ground Water and Surface Water : A Single Resource*. U.S. Geological Survey, circular 1139 édition.
- WOOD, E. F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K. et BAND, L. (1988). Hydrologic Research : The U.S. — Japan Experience Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 102(1):29–47.
- WOOLHISER, D. A., SMITH, R. E., GOODRICH, D. C. et SERVICE, U. S. A. R. (1990). *KINEROS : A Kinematic Runoff and Erosion Model : Documentation and User Manual*. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Washington, D.C.
- YANG, S. J. et JONG, E. D. (1971). Effect of Soil Water Potential and Bulk Density on Water Uptake Patterns and Resistance to Flow of Water in Wheat Plants. *Canadian Journal of Soil Science*, 51(2):211–220.

- YEH, P. J. F. et ELTAHIR, E. a. B. (2005). Representation of water table dynamics in a land surface scheme. Part I : Model development. *Journal of Climate*, 18(12):1861–1880.
- YORK, J. P., PERSON, M., GUTOWSKI, W. J. et WINTER, T. C. (2002). Putting aquifers into atmospheric simulation models : an example from the Mill Creek Watershed, northeastern Kansas. *Advances in Water Resources*, 25(2):221–238.
- YUAN, X., XIE, Z., ZHENG, J., TIAN, X. et YANG, Z. (2008). Effects of water table dynamics on regional climate : A case study over east Asian monsoon area. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D21):D21112.
- ZAMBRANO-BIGIARINI, M. et ROJAS, R. (2013). A model-independent Particle Swarm Optimisation software for model calibration. *Environmental Modelling & Software*, 43:5–25.

Titre : Développement d'un modèle hydrologique de colonne représentant l'interaction nappe - végétation - atmosphère et applications à l'échelle du bassin versant

Mots clés : hydrologie, modèle de colonne, interaction nappe - évapotranspiration, bassin versant, modélisation numérique.

Résumé : Dans le cadre de la modélisation climatique, la représentation du cycle de l'eau des surfaces continentales est primordiale. Actuellement, les « modèles de surface continentale » représentent l'évolution des flux d'eau verticaux dans des colonnes de sol de quelques mètres de profondeur et leur interaction avec l'atmosphère. En revanche, l'interaction avec les nappes de faible profondeur n'est pas prise en compte alors que leur présence influence fortement les flux d'évapotranspiration à l'échelle locale, et, en conséquence, le climat à l'échelle régionale. Une difficulté est que les zones où cette interaction apparaît relèvent d'une échelle inférieure à celle du maillage des modèles de surface continentale. L'objectif de cette thèse est de proposer un modèle qui permette de prendre en compte l'impact des nappes de faible profondeur sur les flux d'évapotranspiration pour les modélisations climatiques à l'échelle globale. La contrainte principale associée relève des temps de calculs, qui

doivent être réduits pour permettre la réalisation de simulations sur de grandes échelles de temps et d'espace. Dans ce cadre, un nouveau modèle de colonne de sol est proposé. Une fonction de drainage imposée en bas de colonne permet de reproduire l'évolution temporelle du toit de la nappe, en interaction avec les processus d'infiltration et d'évapotranspiration. Le modèle est testé et validé sur des cas tests académiques simples dans un premier temps, puis sur le cas d'un bassin versant réel dans un second temps (bassin versant du Strengbach, en France). Enfin, une méthodologie basée sur ce modèle de colonne et permettant d'estimer les flux d'évapotranspiration en tenant compte de leur variabilité dans l'espace est introduite. Elle est appliquée à un bassin versant dont la superficie est proche de celle d'une maille classique des modèles de surface continentale (bassin versant du Little Washita, aux États-Unis).

Title : Development of a soil column model for simulating the water table - vegetation - atmosphere interaction and applications to the catchment scale.

Keywords : hydrology, column model, water table - evapotranspiration interaction, catchment, numerical modeling.

Abstract : The representation of the water cycle on land surfaces is essential for climate modeling. Nowadays, the « Land Surface Models » (LSMs) represent soil columns of a few meters deep and they simulate the temporal evolution of the vertical water flows and the interaction with the atmosphere. However, the interaction with a near-surface water table is not taken into account although it strongly influences the evapotranspiration fluxes at the local scale, and therefore the climate at the regional scale. This interaction, which occurs at a smaller scale than the grid scale of the LSMs, is difficult to model. The objective of this PhD is to propose a model that incorporates the impact of a near-surface water table on evapotranspiration fluxes for global climate models. The computation time of the model must be

small enough to enable simulations at large spatial and temporal scales. In this context, a new soil column model is proposed with a drainage function that is imposed at the bottom of the column. This function aims at reproducing the temporal evolution of the water table level in interaction with both the infiltration and the evapotranspiration fluxes. The model is tested and validated on numerical experiments and on a real catchment (Strengbach, France). A methodology based on this column model is introduced to estimate the evapotranspiration fluxes taking into account their subgrid variability. This methodology is applied to a catchment whose area is similar to the one of a classic grid cell of LSMs (Little Washita, USA).

