Université de Strasbourg

École doctorale 413 : Science de la Terre et de l'Environnement

THÈSE présentée par :

Benjamin JEANNOT

soutenue le : 15 Octobre 2018
pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers / Géophysique

Modélisation hydrologique intégrée de bassins versants fortement transitoires

Développement d'outils numériques et applications

THÈSE dirigée par :
M. DELAY Frederick Professeur des Universités, université de Strasbourg

THÈSE co-encadrée par :
M. WEILL Sylvain Maître de conférences, Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg – ENGEES

RAPPORTEURS :
Mme HABETS Florence Directrice de recherches, Sorbonne Univeristé
M. PFISTER Laurent Responsable du groupe de recherche 'Catchment and eco-hydrology', Luxembourg Institute of Science and Technology & Université du Luxembourg

---

AUTRES MEMBRES DU JURY :
Mme GASCUEL Chantal Directrice de recherches, INRA
M. BOULET Gilles Directeur de recherches, CESBIO

Remerciements

Je souhaite exprimer ma gratitude envers Messieurs Frederick Delay, professeur des Universités et directeur de cette thèse, et Sylvain Weill, maître de conférences et co-encadrant de ces travaux. Pendant ces trois années, j'ai pu profiter de leurs précieux conseils, et de leurs directives judicieuses.

J'exprime aussi ma reconnaissance envers les membres de mon comité de suivi de thèse, Hervé Andrieu (directeur de recherches du CNRS), Valérie Démarez (maître de conférences), Michel Estèves (directeur de recherche CNRS), et Thierry Pellarin (chargé de recherche CNRS), pour avoir aiguillé ma recherche. Je remercie également David Eschbach (docteur de l'Université de Strasbourg), Julien Ackerer (docteur de l'Université de Strasbourg), François Chabaux (professeur des universités), Laurent Schmitt (professeur des universités), et Nolwenn Lesparre (chargée de recherche CNRS) pour les travaux collaboratifs et interdisciplinaires que j'ai pu effectuer avec eux. J'aimerais par ailleurs reconnaître l'implication d'Anna Theurel (étudiante en L2 Sciences de la Terre) et Samuel Poirel (Ingénieur de l'Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg), qui, en qualité de stagiaires, ont participé aux travaux entrepris dans cette thèse.

Mes remerciements vont en outre à Philippe Ackerer (directeur de recherche CNRS), François Lehmann (professeur des universités), Marwann Fahs (maître de conférences), Anis Younes (directeur de recherches CNRS), Benjamin Belfort (professeur des universités), Hamid Badri (doctorant), Damien Jacob (doctorant), Jabran Zaouali (doctorant), Marianna Marinoni (docteure de l'Université de Strasbourg), et Fadji Hassane-Mamadou (docteure de l'Université de Strasbourg), pour leur présence en tant qu'équipe de travail et pour l'aide qu'ils ont su m'apporter.

J'exprime par ailleurs ma gratitude envers l'Observatoire Hydrogéochimique de l'Environnement et les agents qui y sont impliqués. Cet observatoire assure le suivi hydrologique et géochimique sur le bassin versant du Strengbach. De même, je salue l'ensemble des organismes impliqués dans la restauration écologique de l'île du Rohrschollen. Tous ces acteurs ont rendu possibles les études de cas en situations réelles développées dans ce manuscrit de thèse.

Incidemment, je remercie M. Jérôme Carrayrou (maître de conférences), de m'avoir permis d'officier en tant que chargé de TP en Mécaniques des Fluides à l'IUT Louis Pasteur.

Enfin, je remercie l'ensemble des membres du Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg (LHyGeS), où ce travail de thèse a été réalisé.

Benjamin Jeannot

Table des Matières

LISTE DES FIGURES **6**

LISTE DES TABLEAUX **13**

RESUME ETENDU **14**

I. INTRODUCTION **20**

1. LES TROIS GRANDES CATEGORIES DE MODELES HYDROLOGIQUES 20
2. LES MODELES HYDROLOGIQUES INTEGRES DISTRIBUES A BASE PHYSIQUE 21
3. LES MODELES HYDROLOGIQUES INTEGRES DISTRIBUES A BASE PHYSIQUE, ET A DIMENSION REDUITE 22
4. POINT DE DEPART DE LA THESE 24

II. FONCTIONNEMENT DU MODELE DEVELOPPE NIM **28**

1. MODELE SOUTERRAIN A DIMENSION REDUITE 28
   - *1.1 Modèle physique* *28*
   - *1.2 Calcul des paramètres intégrés* *33*
   - *1.3 Discrétisation* *34*
   - *1.4 Résolution* *44*
2. MODELE DE RUISSELLEMENT DE SURFACE 2-D 47
   - *2.1 Modèle physique* *47*
   - *2.2 Discrétisation et résolution* *50*
   - *2.3 Traitement numérique des hauteurs négatives* *51*
3. MODELE DE RUISSELLEMENT EN CHENAUX 1-D 52
   - *3.1 Modèle physique* *52*
   - *3.2 Discrétisation, résolution, et aspects numériques* *54*
4. FLUX D'ECHANGES ET RESOLUTION DU SYSTEME COMPLET 57
   - *4.1 Maillage des trois compartiments* *57*
   - *4.2 Echange entre le ruissellement 2-D et le module de ruissellement en chenaux 1-D* *57*
   - *4.3 Echange entre le ruissellement 1-D et le compartiment souterrain à dimension réduite* *58*
   - *4.4 Echange entre le ruissellement 2-D et le compartiment souterrain à dimension réduite* *58*
   - *4.5 Résolution du système complet* *65*
5. BILAN 66

III. TESTS SUR LE MODELE SOUTERRAIN A DIMENSION REDUITE **68**

1. CAS TEST 1 : FAIBLE EPAISSEUR DE L'AQUIFERE ET PENTE REELLE 69
2. CAS TEST 2 : GRANDE EPAISSEUR DE L'AQUIFERE ET PENTE FAIBLE 74
3. CAS TEST 3 : CHOIX D'UN SOL MOINS SENSIBLE A LA SECHERESSE. 79
4. BILAN ET REFLEXION SUR LA PRISE EN COMPTE DE L'EVAPOTRANSPIRATION DANS NIM 82

IV. TESTS SUR LE MODELE DE RIVIERE 1D **84**

1. COMPARAISON A DES DONNEES EXPERIMENTALES DANS UN CANAL NON RAMIFIE 84
   - *1.1 Analyse des résultats par rapport aux résultats expérimentaux* *85*
   - *1.2 Comparaison entre le modèle original de Pan (2015) et NIM* *86*
2. CAS TESTS EN RESEAU RAMIFIE 89
   - *2.1 Convergence simple* *90*
   - *2.2 Réseau ramifié complexe* *91*

V. TESTS SYNTHETIQUES SUR LE MODELE DE RUISSELLEMENT DE SURFACE 2D COUPLE AUX AUTRES COMPARTIMENTS **98**

1. CAS TEST DU LIVRE OUVERT INCLINE 99
2. CAS TEST DU RUISSELLEMENT PAR EXCES DE SATURATION (DUNIEN) 101
3. CAS TEST DU RUISSELLEMENT PAR DEPASSEMENT DE LA CAPACITE D'INFILTRATION (HORTONIEN) 103
3.1 Résultats pour Ks=1.16.10^{-7} m/s 106
3.2 Résultats pour Ks=1.16.10^{-6} m/s 108
4. CAS TEST DE LA DALLE 111
5. CAS TEST DE « RETURN FLOW » 114
6. CAS TEST DU LIVRE OUVERT INCLINE AVEC MILIEU SOUTERRAIN 116
7. CAS TEST CONVERGENT HETEROGENE 119
8. CONCLUSION 123

VI. ETUDE DE CAS 1 : L'ÎLE DU ROHRSCHOLLEN 126

1. PRESENTATION DU SITE 126
2. PARAMETRES DE MODELISATION 129
2.1 Choix des compartiments de NIM à utiliser et maillage 129
2.2 Périodes testées 129
2.3 Conditions limites et conditions initiales 129
2.4 Forçage hydrométéorologique 130
2.5 Hétérogénéité du sol 131
3. RESULTATS 133
3.1 Résultats de la calibration 133
3.2 Résultats de la validation 138
4. UTILISATION DES RESULTATS DE NIM SUR L'ILE DU ROHRSCHOLLEN POUR ETUDIER LES IMPACTS DE LA RESTAURATION 139
4.1 Effets de la restauration au débit de base de 2m^3/s 140
4.2 Effets de la restauration dans le cas d'une injection de débit 141
4.3 Vers une stratégie de management de l'île du Rohrschollen 143
5. BILAN 145

VII. ETUDE DE CAS 2 : LE BASSIN DU VERSANT DU STRENGBACH 148

1. PRESENTATION DU SITE 148
2. PARAMETRES DE LA MODELISATION 151
2.1 Choix des compartiments de NIM à utiliser et maillage 151
2.2 Périodes testées 152
2.3 Conditions limites et conditions initiales 152
2.4 Forçage hydrométéorologique 152
2.5 Gestion du captage des sources 154
2.6 Hétérogénéité du sol 155
3. RESULTATS 157
3.1 Test préliminaire 157
3.2 Résultats de la calibration pour la géométrie 1 158
3.3 Résultats de la calibration pour la géométrie 2 159
3.4 Résultats de la calibration pour les géométries stochastiques 3 et 4 162
3.5 Bilan de la calibration 162
3.6 Résultats de la validation pour la géométrie 1 163
4 APPLICATION D'UN MODULE DE LIGNES DE COURANTS AU BASSIN VERSANT DU STRENGBACH 166
4.1 Principe de la méthode de backtracking 166
4.2 Aires contributives à l'écoulement à l'exutoire 167
4.3 Application au suivi géochimique 169
5 COLLABORATIONS : INFORMATIONS DE CONDITIONNEMENT SUPPLEMENTAIRES 171

6 CONCLUSION 174

VIII. CONCLUSION GENERALE 176

1. RAPPEL DU CONTEXTE DE LA THESE 176
2. LE MODELE DEVELOPPE ET SA VALIDATION SUR DES CAS TESTS SYNTHETIQUES 176
3. LES ETUDES DE CAS EN SITUATIONS REELLES 178
4. PERSPECTIVES 180

BILBIOGRAPHIE 182

ANNEXE 1 : BILBIOGRAPHIE SUR LE THEME DE L'EVAPOTRANSPIRATION ET SA PRISE EN COMPTE VIA DES DONNEES DE TELEDETECTION 191

Liste des Figures

Figure 1 : Présentation de l'île du Rohrschollen 15

Figure 2 : Correspondance entre piézométries simulées et observées pour tous les piézomètres observés et à tous les temps de mesures disponibles, pour le cas test du Rohrschollen. 16

Figure 3. Gauche : Champ de distribution des épaisseurs du milieu altéré sur le bassin versant du Strengbach. Droite : Débit observé VS simulé au point RS de Avril 1996 à Mars 1997. .. 17

Figure 4 : Eléments de concept du formalisme adopté pour la réduction de dimensionnalité effectuée dans le compartiment souterrain de NIM. 29

Figure 5 : Illustration de la méthode des rectangles pour le calcul des paramètres intégrés dans le compartiment souterrain de NIM. 35

Figure 6 : Eléments de notation pour la discrétisation de l'écoulement souterrain 36

Figure 7 : Valeur de la fonction d'interpolation de la face i dans l'élément E_1 dans le formalisme des éléments finis de Crouzeix Raviart. 37

Figure 8 : Valeur de la fonction d'interpolation de la facette i (notée ω_i) sur le contour de l'élément triangulaire associé dans le formalisme des éléments finis de Crouzeix Raviart. 42

Figure 9 : Illustration du concept de la méthode de Newton Raphson. 48

Figure 10 : Notations utilisées dans le compartiment de chenaux 1-D de NIM 53

Figure 11 : Illustration du réseau 1-D au voisinage du nœud i dans NIM. 56

Figure 12 : Présentation du maillage utilisé pour la résolution simultanée des trois compartiments de NIM..... 57

Figure 13 : Modèle conceptuel du module de couplage entre le modèle de ruissellement de surface et le modèle d'écoulement souterrain. 59

Figure 14 : Représentation schématique de la capacité d'infiltration en fonction du temps lors d'un évènement pluvieux, selon le modèle de Horton et selon $NIM_{(M1)}$ et $NIM_{(M2)}$. 63

Figure 15: Géométrie de la coupe du Strengbach étudiée. Le bassin versant du Strengbach est représenté sur la gauche. La coupe de sol utilisée pour le cas test est décrite sur la droite. 69

Figure 16 : Représentation schématique dans l'espace du maillage complet A et du maillage du modèle NIM. 71

Figure 17 : Flux modélisés à la section 2 pour le cas test numéro 1, pour le modèle complet et le modèle à dimension réduite 72

Figure 18 : Charges modélisées à la section 2 pour le cas test numéro 1, pour le modèle complet et pour NIM 72

Figure 19 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par le modèle complet à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 1 73

Figure 20 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par NIM à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 1 73

Figure 21 : Flux modélisés à la section 2 pour le cas test numéro 2, pour le modèle complet et le modèle à dimension réduite 76

Figure 22 : Charges modélisées à la section 2 pour le cas test numéro 2, pour le modèle complet et le modèle à dimension réduite 76

Figure 23 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par le modèle complet à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 2 78

Figure 24 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par le modèle réduit à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 2 78

Figure 25 : Conductivité hydraulique en fonction de la pression en eau pour les paramètres de Van Genuchten suivants : Ks = 10 m/j, n=2;l=0.5, et alpha variable 79

Figure 26 : Flux modélisés à la section 2 pour le cas test numéro 3, pour le modèle complet et le modèle à dimension réduite 80

Figure 27 : Charges modélisées à la section 2 pour le cas test numéro 2, pour le modèle complet et le modèle à dimension réduite 80

Figure 28 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par le modèle complet à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 3 81

Figure 29 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par NIM à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 3 81

Figure 30 : Profil en long, et forçage hydrométéorologique du cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. 84

Figure 31 : Hydrogrogramme au point aval pour le cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. Résultats expérimentaux et simulations. 85

Figure 32 : Distribution des hauteurs d'eau à t=10s pour le cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. Résultats expérimentaux et simulations. . 87

Figure 33 : Distribution des hauteurs d'eau à t=20s pour le cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. Résultats expérimentaux et simulations. . 87

Figure 34 : Distribution des hauteurs d'eau à t=10s pour le cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. Résultats expérimentaux et simulations. . 88

Figure 35 : Comparaison des temps de calculs (temps réel et temps CPU) pour le modèle de Pan (2015) et NIM, sur le cas test d'Iwagaki (1955). 89

Figure 36 : Géométrie du cas test de convergence simple pour la validation du modèle 1D de surface. De Pan (2015) 90

Figure 37 : Hydrogrammes à l'exutoire (point 3) dans le cas test de la convergence simple, simulés par le modèle de Pan (2015) et NIM. 91

Figure 38 : Profils de hauteurs d'eau dans le cas test de la convergence simple, simulés par le modèle de Pan (2015) et NIM. 92

Figure 39 : Comparaison des temps de calculs (temps réel et temps CPU) pour le modèle de Pan (2015) et NIM, sur le cas test de convergence simple. 93

Figure 40 : Géométrie du cas test de réseau ramifié complexe pour la validation du modèle 1D de surface. De Pan (2015) 93

Figure 41 : Hydrogrammes à l'exutoire (point 6) dans le cas test du réseau ramifié, simulés par le modèle de Pan (2015) et NIM. 94

Figure 42 : Profils de hauteur d'eau à différents temps sur le tronçon 1-2-3-4-5-6 pour le cas test du réseau ramifié complexe, simulés par le modèle de Pan (2015) 95

Figure 43 : Profils de hauteur d'eau à différents temps sur le tronçon 1-2-3-4-5-6 pour le cas test du réseau ramifié complexe, simulés par NIM 95

Figure 44 : Comparaison des temps de calculs (temps réel et temps CPU) pour le modèle de Pan (2015) et NIM, sur le cas test de réseau ramifié complexe. 96

Figure 45 : Géométrie du cas test en livre ouvert incliné. S_x et S_y sont les pentes dans leurs directions respectives 99

Figure 46 : Inter-comparaison du débit à l'exutoire simulé par le modèle développé et par les modèles de références de Maxwell et al. (2014) pour le cas test du livre ouvert incliné..... 100

Figure 47 : Géométrie du cas test de ruissellement par excès de saturation, pour le cas test de ruissellement hortonien, pour le cas test de la dalle, et pour le cas test de « return flow ». .. 102

Figure 48 : Inter-comparaison entre NIM et les références de Maxwell et al. (2014) pour le cas test du ruissellement par excès de saturation. Profondeur de nappe initiale : 0.5 m 104

Figure 49 : Inter-comparaison entre NIM et les références de Maxwell et al. (2014) pour le cas test du ruissellement par excès de saturation. Profondeur de nappe initiale : 1 m 105

Figure 50 : Inter-comparaison entre NIM et les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement hortonien. Sratégie de couplage M1. Conductivité hydraulique à saturation : $1.16.10^{-7}$ m/s. 106

Figure 51 : Inter-comparaison entre NIM et les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration. Sratégie de couplage M2. Conductivité hydraulique à saturation $1.16.10^{-7}$ m/s. 107

Figure 52 : Inter-comparaison entre NIM et les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration. Stratégie de couplage M2H. Conductivité hydraulique à saturation : $1.16.10^{-7}$ m/s. 108

Figure 53 : Inter- comparaisonentre NIM et les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration. Stratégie de couplage M1. Conductivité hydraulique à saturation : $1.16.10^{-6}$ m/s. 109

Figure 54 : : Inter-comparaison entre NIM et les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration, en utilisant la stratégie de couplage M2. Conductivité hydraulique à saturation : $1.16.10^{-6}$ m/s..... 110

Figure 55 : Inter- comparaison entre NIM et les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration. Sratégie de couplage M2H. Conductivité hydraulique à saturation : $1.16.10^{-6}$ m/s. Le quotient f_0/f_c a été calé en respectant l'intervalle de valeurs relatif à une argile très finement sableuse..... 110

Figure 56 : : Inter- comparaison entre NIM et les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration. Stratégie de couplage M2H. Conductivité hydraulique à saturation : $1.16.10^{-6}$ m/s. Le rapport f_0/f_c a été calé au voisinage des valeurs de référence de la littérature. 111

Figure 57 : Représentation schématique de la géométrie du cas test de la dalle..... 112

Figure 58 : Inter- comparaison entre NIM et les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test de la dalle, en utilisant la stratégie de couplage M2H. 113

Figure 59 : Inter-comparaison entre les débits simulés à l'exutoire par trois stratégies de couplage intégrées au modèle développé, pour le cas test de la dalle. 113

Figure 60 : Cas test de « return flow ». Inter-comparaison entre le modèle développé et les références de Maxwell et al. (2014). Pente : 0.05% 115

Figure 61 : Cas test de « return flow ». Inter-comparaison entre le modèle développé et les références de Maxwell et al.(2014). Pente : 5% 116

Figure 62 : Géométrie du cas test en livre ouvert incliné avec milieu souterrain. S_x et S_y sont les pentes dans leurs directions respectives 117

Figure 63 : Inter- comparaison du débit simulé à l'exutoire par NIM et par Hydrogeosphere (Ligget et al., 2014) pour le cas test du livre ouvert avec milieu souterrain 118

Figure 64 : Configuration géométrique du cas test convergent hétérogène (droite), et le champ de conductivité hydraulique à saturation associé (gauche). 119

Figure 65 : Evolution en fonction du temps, pour le cas test convergent hétérogène : du flux à l'exutoire (a), du niveau de nappe à l'amont (b), en milieu de pente (c), et à l'aval (d) du bassin, de l'exfiltration cumulée (e), et de l'infiltration cumulée (f) 122

Figure 66: Zones en eau simulées par CATHY et NIM à t=17jours et t=34jours pour le cas test convergent hétérpgène. Les zones en eau sont indiquées en rouge, les autres en bleu. 123

Figure 67 : Carte de présentation du contexte de l'île du Rohrschollen 127

Figure 68 : Topographie et informations sédimentologiques relatives à l'île du Rohrschollen. 128

Figure 69 : Evolution temporelle du débit injecté à la vanne d'entrée du débit dans l'île du Rohrschollen, pour la période de calibration de NIM et la période de validation 130

Figure 70 : Champs de conductivité hydraulique à saturation et du coefficient d'échange $K_{interface}/l_e$, pour la simulation de l'île du Rohrschollen par NIM. 132

Figure 71 : Piézométrie simulée par NIM en fonction de la piézométrie mesurée correspondante, pour tous les piézomètres du projet LIFE+ de l'île du Rohrschollen, pendant la période de calibration. 133

Figure 72 : Distribution statistique de l'erreur (piézométries simulées par NIM moins piézométries observées) pour l'île du Rohrschollen, pendant la période de calibration. 134

Figure 73 : Comparaison de l'évolution temporelle des piézométries mesurées versus celles simulées par NIM, pour 4 piézomètres de l'île du Rohrschollen, pendant la période de

calibration. On a représenté les 2 piézomètres de plus faible RMSE et les deux piézomètres de plus fort RMSE..... 135

Figure 74 : Distribution spatiale de la charge hydraulique dans le compartiment souterrain de l'île du Rohrschollen simulée par NIM, à 4 temps de la période de calibration. 136

Figure 75 : Distribution spatiale de la lame d'eau de surface dans l'île du Rohrschollen simulée par NIM, à 4 temps de la période de calibration. 137

Figure 76 : Piézométrie simulée par NIM en fonction de la piézométrie mesurée correspondante, pour tous les piézomètres du projet LIFE+ de l'île du Rohrschollen, pendant la période de validation 138

Figure 77 : Distribution statistique de l'erreur (piézométries simulées par NIM moins piézométries observées) pour l'île du Rohrschollen, pendant la période de validation. 139

Figure 78 : Comparaison de l'évolution temporelle des piézométries mesurées versus simulées par NIM, pour 4 piézomètres de l'île du Rohrschollen, pendant la période de validation..... 140

Figure 79 : Comparaison entre les flux exfiltrés avant et après l'action de restauration entreprise sur l'île du Rohrschollen. 141

Figure 80 : Comparaison entre exfiltration simulée par NIM et observée via imagerie thermique, le 22 Janvier 2015, soit 42 jours après l'injection de calibration à 80 m^3/s. 143

Figure 81 : Flux d'échanges entre la nappe phréatique et l'eau de surface le long des sections a et b, à deux temps. 144

Figure 82 : Scénarios d'injection simulés par NIM dans le but de déterminer les bonnes pratiques de management à adopter. 145

Figure 83 : Vue aérienne et sélection d'informations géographiques pertinentes dans le cadre de l'étude du bassin versant du Strengbach. 149

Figure 84 : Géométrie du bassin versant du Strenbach. 150

Figure 85 : Champ d'épaisseur de l'aquifère (couche d'altération) recouvrant le substratum granitique du bassin versant du Strengbach pour 4 géométries 157

Figure 86 : débit en RS pour le test préliminaire sur le bassin versant du Strengbach 158

Figure 87 : Comparaison entre débit observé et débit simulé par NIM en utilisant la géométrie 1 pendant la période de calibraiton..... 160

Figure 88 : Comparaison entre débit observé et débit simulé par NIM en utilisant la géométrie 2 pendant la période de calibraiton..... 161

Figure 89 : Comparaison entre débit observé et débit simulé par NIM en utilisant les géométries 3 et 4 pendant la période de calibraiton..... 163

Figure 90 : Comparaison entre débit observé en RS et débit simulé en RS par NIM en utilisant la géométrie 1 pendant la période de validation..... 164

Figure 91 : Comparaison du débit simulé par NIM en RS avec la méthode de forçage 1 et la méthode de forçage 2 165

Figure 92 : Schéma de principe de la méthode de backtracking employée pour déterminer les lignes de courant qui participent au débit à l'éxutoire du bassin versant du Strengbach..... 168

Figure 93 : lignes de courant du compartiment souterrain qui approvisionnent le réseau de chenaux 1D à deux dates..... 170

Figure 94 : lignes de courant du compartiment souterrain qui approvisionnent les points de prélèvement hydrogéochimiques sur le bassin versant du Strengbach le 29 Mars 2011 171

Figure 95 : Comparaison entre observations et simulations par NIM pour le bassin versant du Strengbach, pour 60 jeux différents de paramètres hydrodynamiques dans une zone donnée 173

Liste des Tableaux

Tableau 1 : Valeurs des coefficients de Horton pour différents sols. Adapté de (ASCE, 1996) 65

Résumé étendu

Contexte et outils de modélisation

La modélisation hydrologique distribuée apparaît aujourd'hui comme un outil efficace d'aide à la décision pour une gestion raisonnée et durable de la ressource en eau à l'échelle de bassins versants. Par ailleurs, Les modèles hydrologiques dits "intégrés" couplant les écoulements de surface et les écoulements souterrains semblent les outils les plus adaptés pour l'étude des variations à court et moyen termes de la ressource à méso-échelle (bassins versants de 1 à 1000 km^2). En effet, les interactions surface/souterrain sont une composante majeure des processus physiques dirigeant l'écoulement et l'évolution des stocks en eau. L'objectif du travail de thèse est d'œuvrer au développement et à l'application d'un modèle hydrologique intégré pré-existant (Pan et al., 2015; Weill et al., 2017) pour améliorer ses capacités d'analyse et de prédiction dans le cadre de la gestion par les collectivités des ressources en eaux de surface et souterraine. La spécificité de ce modèle est d'intégrer l'équation d'écoulement souterrain 3D sur la direction perpendiculaire à l'écoulement, de façon à se ramener à un problème en deux dimensions. Cette spécificité donne son nom au modèle développé : Normally Integrated Model (NIM). L'intérêt principal de cette réduction de dimensionnalité est la réduction drastique du nombre de mailles nécessaires à l'implémentation du calcul. Il en résulte un gain substantiel en termes de temps de simulation, et une économie du point de vue de l'espace mémoire requis.

Dans le cadre de cette thèse, NIM a été grandement optimisé ; cela s'étant traduit, en pratique, par une réécriture complète du code. Un module de ruissellement 2-D, jusque-là inexistant a également été implémenté, ce qui a permis d'appliquer le modèle en situations réelles pour des bassins versants associés à des aquifères peu profonds qui communiquent rapidement avec la surface du sol. Ainsi, NIM a été largement testé sur deux bassins versants distincts. En sus, la validité des simulations issues de NIM et l'efficacité du modèle en termes de temps de calcul (comparé à des modèles de référence résolvant l'équation de Richards 3-D) ont été évaluées sur de nombreux cas tests synthétiques.

Applications

Application 1 : L'île du Rohrschollen

NIM a été mis à l'épreuve du cas test de l'Île du Rohschollen, sur le Rhin. (Figure 1) récemment restaurée au plan de son fonctionnement d'île fluviale. A l'extrême Sud de l'île, un débit de ruissellement de surface est imposé à l'aide d'une vanne. Ce débit est fixé par défaut à 2 m^3/s, mais des injections à des débits plus élevés sont parfois programmées dans le cadre d'un projet LIFE+ de renaturation de l'île, la dynamique d'inondation étant un point positif au redéploiement de la biodiversité. Ce débit s'écoule dans un canal artificiel creusé dans le but de conduire l'eau injectée jusqu'au Bauerngrundwasser (Figure 1). Le Bauerngrundwasser est un

chenal creusé natuellement au fil du temps mais progressivement déconnecté de la dynamique du Rhin du fait des actions anthropiques. Avant la construction du canal artificiel, les surfaces en eau étaient donc relativement stagnantes dans le Bauerngrundwasser.

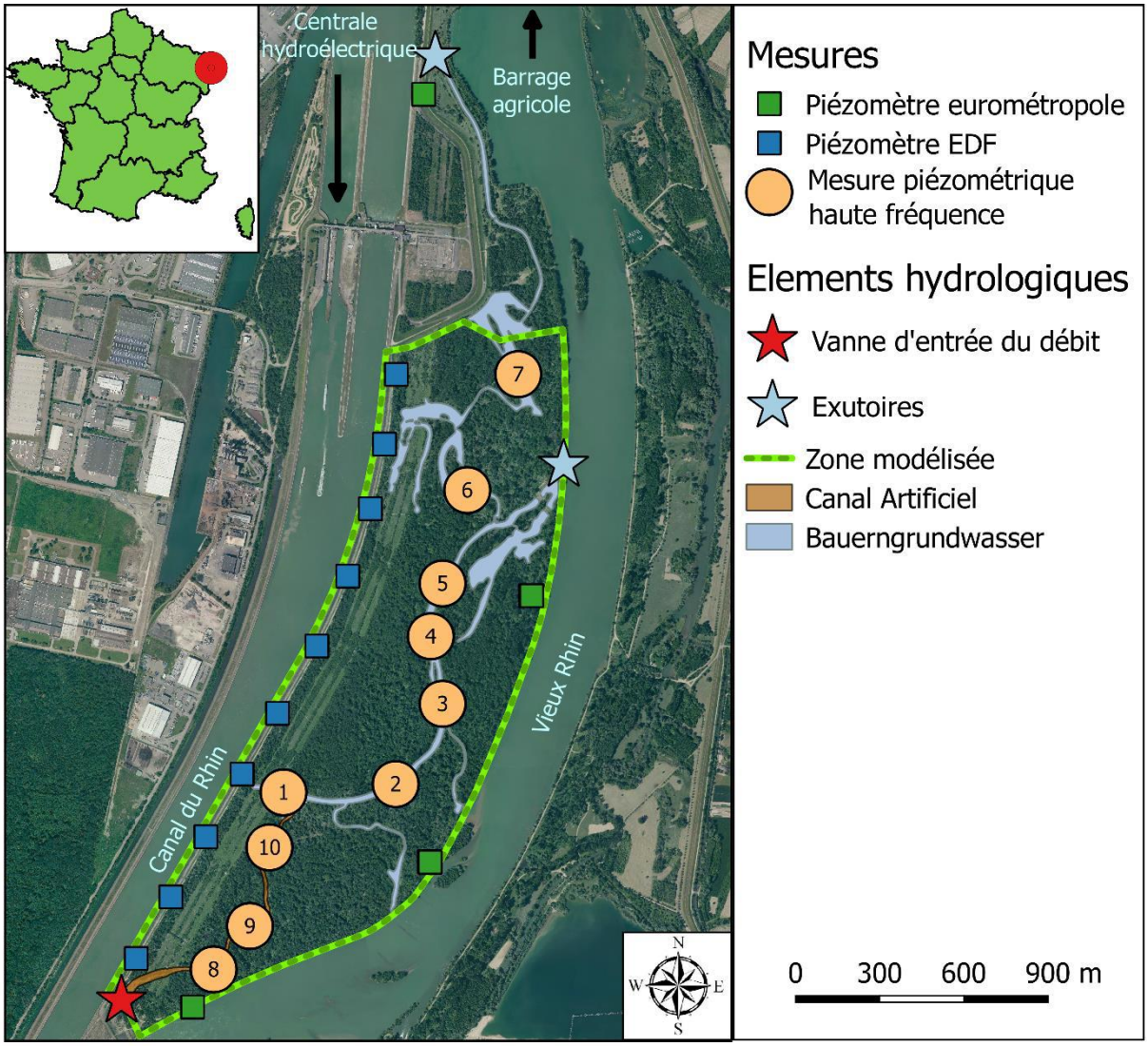


Figure 1 : Présentation de l'Île du Rohrschollen

Dans le cadre du projet LIFE+, le Bauerngrundwasser et le canal artificiel sont instrumentés par de nombreux piézomètres, organisés en transects numérotés de 1 à 10 (Figure 1). Ces données ont permis de calibrer NIM sur une période de forte injection de débit dans le canal artificiel. Sur ce laps de temps, les piézométries mesurées ont été comparées avec les résultats des simulations pour différents champs d'hétérogénéité des paramètres du sol, jusqu'à l'atteinte d'une simulation optimale. Après calibration, la correspondance globale entre mesures et simulations est bonne (Figure 2). Une validation, non présentée ici, a également été effectuée avec succès sur une autre période.

En outre, NIM a permis d'identifier des zones d'exfiltration temporaires activées par l'injection de fort débit. La présence de ces zones d'exfiltration a aussi été validée par une campagne hivernale d'imagerie thermique (Les zones d'exfiltration d'eau de nappe se caractérisent à cette période par une anomalie thermique positive dans l'eau de la rivière). Suite à cela, différents scénarios ont été simulés par NIM dans le but de déterminer la stratégie d'injection à adopter pour favoriser l'activation de ces processus d'exfiltration.

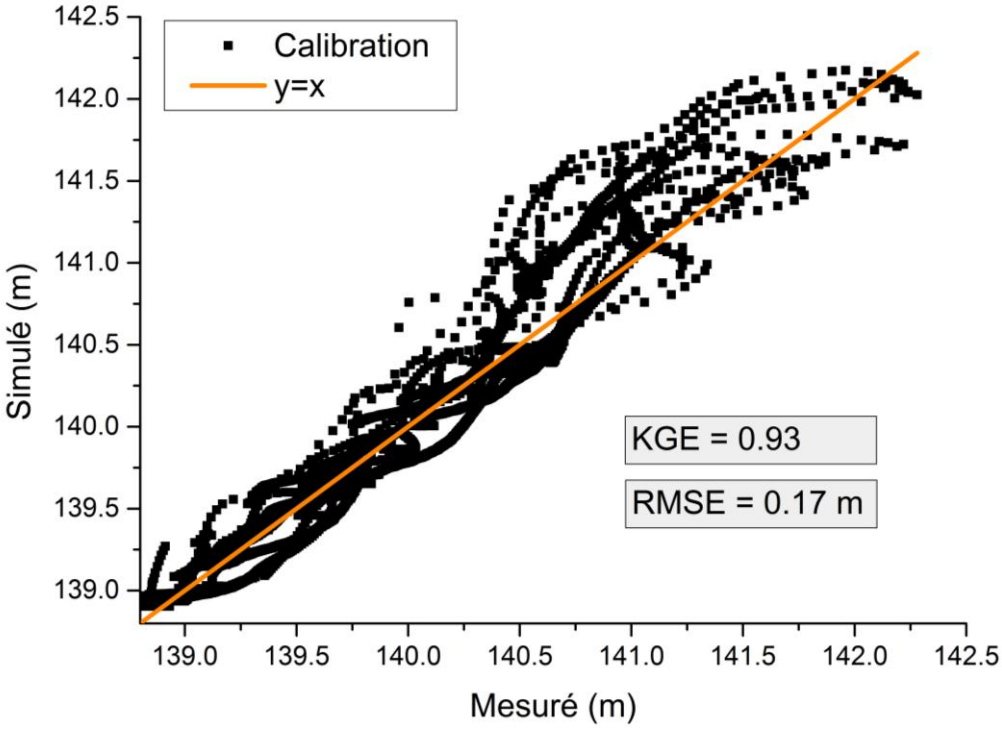


Figure 2 : Correspondance entre charges hydraulique dans la nappe simulées et charges mesurées pour tous les piézomètres observés et à tous les temps de mesures disponibles, pour le cas test du Rohrschollen. L'évènement simulé dans le cadre de cette calibration est une injection dans le canal d'entrée de l'ile de débit de pointe à 80m^3/s. On représente le coefficient de Kling et Gupta (KGE) (Gupta et al., 2009)

<u>Application 2 : Le bassin versant du Strengbach</u>

Le Strengbach est un ruisseau qui prend sa source à Aubure en Alsace. Dans le cadre du projet HYDROCRIZSTO (HYDRO-geochemical behavior of CRItical Zone at STrengbach Observatory), son bassin versant est l'objet de nombreuses recherches, à la fois en hydrologie, en géophysique, et en géochimie. L'observatoire hydrogéochimique de l'environnement (OHGE) y collecte et met à disposition du public des données relatives notamment à la chimie des eaux, aux débits de ruisseau, à un réseau de forages, et à la pluviométrie.

Le bassin repose sur un affleurement principalement granitique dont l'altération a conduit au développement d'une fine couche sableuse (moins de 10 m) qui recueille les eaux pluviales et forme une nappe superficielle qui se vidange naturellement en bas de pente dans les ramifications de ruisseau (Biron, 1994). Par ailleurs, des forages profonds (descendant bien en deçà du substratum granitique) font état de déplacements d'eau dans un réseau de fractures

profondes. Pour les modélisations de NIM, la structure du milieu souterrain a été conditionnée à partir des informations disponibles relatives à l'épaisseur de sols altérés surplombant le substratum granitique. Comme indiqué en Figure 3, l'épaisseur du milieu poreux est faible, variant entre un et neuf mètres. Il en résulte un aquifère non confiné très peu profond avec une faible capacité de stockage. On fait l'hypothèse que cette couche de faible épaisseur constitue la principale partie active du compartiment souterrain : l'impact d'éventuelles fractures dans le compartiment souterrain est négligé. Les différentes simulations effectuées montrent que cette hypothèse parvient à assurer un équilibre entre intrants hydrométéorologiques nets et flux à l'exutoire (Figure 3).

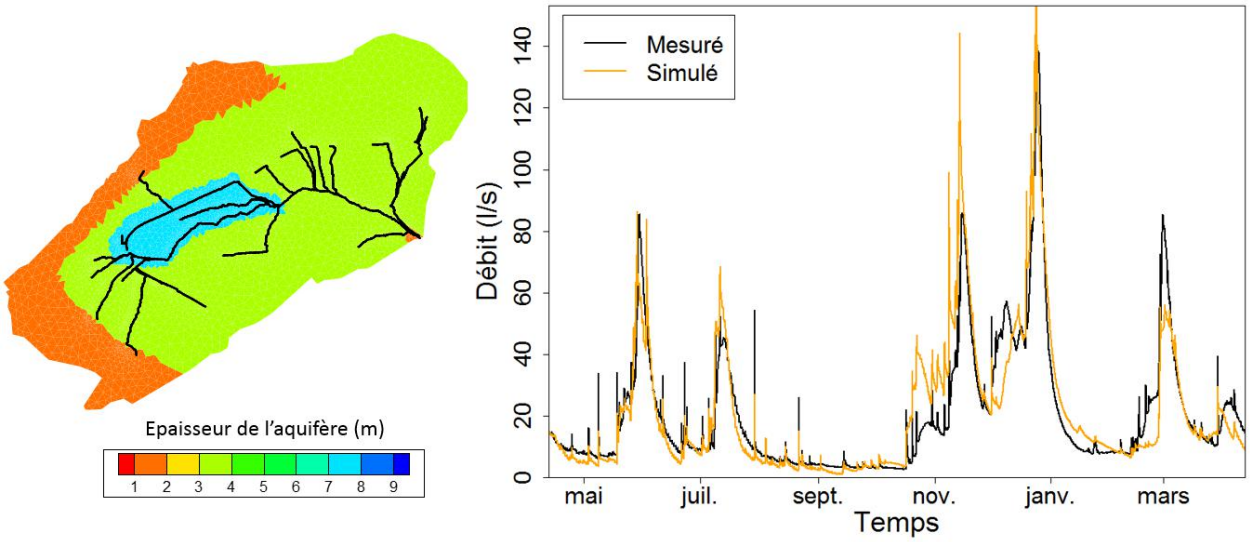


Figure 3. Gauche : Un exemple de champ de distribution des épaisseurs du milieu altéré (i.e l'aquifère) sur le bassin versant du Strengbach. Le réseau de chenaux 1-D est représenté en noir. Droite : Comparaison entre débit observé et débit simulé au point RS (exutoire du bassin) de Avril 1996 à Mars 1997. L'implémentation d'un module de gestion de la neige a été nécessaire à la calibration des débits entre Novembre et Mars.

A partir de ces simulations, les temps de séjour de l'eau dans le milieu souterrain ont été calculés à partir d'une technique de backtracking de particules initialement réparties le long de la partie en eau de la rivière. Ces informations servent aujourd'hui les études qui analysent la prise de signature géochimique des eaux pluviales au contact du système d'altération. En outre, la distribution des masses d'eau sur le bassin versant simulées NIM constitue une donnée d'entrée ou de référence pour des investigations géophysiques (résonance magnétique protonique et anomalies gravimétriques). Ces méthodes testent la validité d'approches "non intrusives" pour suivre le fonctionnement des hydrosystèmes.

Références citées

Biron, P., 1994. Le cycle de l'eau en forêt de moyenne montagne: flux de sève et bilans hydriques stationnels (bassin versant du Strengbach à Aubure-Hautes Vosges) 301.

Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. J. Hydrol. 377, 80–91. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003

Pan, Y., Weill, S., Ackerer, P., Delay, F., 2015. A coupled stream flow and depth-integrated subsurface flow model for catchment hydrology. J. Hydrol. 530, 66–78. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.044

Weill, S., Delay, F., Pan, Y., Ackerer, P., 2017. A low-dimensional subsurface model for saturated and unsaturated flow processes: ability to address heterogeneity. Comput. Geosci. 21, 301–314. https://doi.org/10.1007/s10596-017-9613-8

I. Introduction

1. Les trois grandes catégories de modèles hydrologiques

Depuis les travaux précurseurs de Freeze and Harlan (1969) et Freeze (1972), la variété des modèles hydrologiques s'est largement accrue. On distingue trois catégories de modèles hydrologiques : les modèles empiriques globaux, les modèles conceptuels (ou paramétriques), et enfin les modèles distribués à base physique (Devia et al., 2015).

Les modèles empiriques globaux décrivent la réponse hydrologique d'un bassin dans sa globalité à la manière d'une « boîte noire ». Ils sont généralement dérivés à partir d'un traitement statistique des données d'entrée et de sortie disponibles, et sont exprimés sous la forme d'équations de la forme *sorties=f(entrée)*. Ce faisant, un modèle de la sorte n'est généralement valide que s'il est appliqué dans des conditions semblables à celles à partir desquelles il a été obtenu (Devia et al., 2015). Ces modèles ont leurs avantages. Ils sont assez simples, ne posent pas de problème en termes de temps de calcul, et ne requièrent que peu de paramétrisation. Leur capacité de prédiction dans les limites de leur domaine de validité est élevée. Le revers de cette simplicité est leur incapacité à décrire les processus physiques d'un bassin versant. La méthode du « unit hydrograph » est un exemple de modèle empirique global (Garrett and Woolverton, 1951).

Les modèles conceptuels (ou paramétriques) décrivent toutes les composantes des processus hydrologiques. Ils consistent en une série de réservoirs interconnectés et sujets à la précipitation, l'infiltration, la percolation, l'évaporation, le ruissellement, etc. (Devia et al., 2015). Des équations semi-empiriques interviennent dans cette méthode. Les paramètres du modèle sont inférés à partir de données de terrain, et d'une phase de calibration (notamment pour les paramètres des équations semi-empiriques). Cette calibration requiert de grandes quantités de données et ne permet pas de prendre en compte toute la complexité des processus physiques en jeu, notamment dans le cas d'une évolution au cours du temps de l'occupation du sol, ou plus généralement de modification du système (Devia et al., 2015). TOPMODEL est un exemple de modèle conceptuel (Beven, 1997).

Les modèles hydrologiques distribués à base physique sont une représentation idéalisée des phénomènes réels. Ils utilisent des variables d'état mesurables et dépendantes du temps et de l'espace (Devia et al., 2015). Les processus hydrologiques à l'origine des flux en eau sont représentés à l'aide de la discrétisation d'équation aux dérivées partielles, via des techniques numériques. Ces techniques numériques incluent par exemple la méthode des différences finies et la méthode des éléments finis. Les équations aux dérivées partielles en question sont généralement l'équation de Darcy et l'équation de Richards pour l'écoulement souterrain, et l'équation de Saint-Venant et ses approximations pour ce qui est de l'écoulement de surface (Freeze and Harlan, 1969). L'utilisation de tels modèles ne requiert pas la calibration de coefficients dénués de sens physique. En revanche, ces approches requièrent l'évaluation (et

parfois la calibration) d'un grand nombre de paramètres décrivant les caractéristiques physiques du bassin versant étudié. Un lourd jeu de données (topographiques, topologiques, conditions initiales, conditions limites…) est également nécessaire. Néanmoins, contrairement aux deux autres catégories, les modèles distribués à base physique n'utilisent que des paramètres dotés de sens physique et rendent donc possible une compréhension des processus en jeu dans le bassin versant d'intérêt (Devia et al., 2015).

2. Les modèles hydrologiques intégrés distribués à base physique

Les modèles hydrologiques à base physique sont maintenant reconnus comme des outils efficaces pour investiguer les diverses problématiques liées au cycle continental de l'eau (Fatichi et al., 2016). Parmi ceux-ci, les modèles dits « intégrés » sont tout à fait spécifiques, dans la mesure où ils prennent explicitement en compte les interactions entre ruissellement de surface et écoulements souterrains, et ce, sur une base physique. Il est aujourd'hui reconnu qu'inclure ces interactions dans les modèles hydrologiques est indispensable pour décrire correctement le cycle de l'eau et le couplage fort qui subsiste entre ses divers compartiments (Paniconi and Putti, 1994).

Les modèles intégrés ont été appliqués à diverses échelles afin d'apporter de nouveaux éléments de compréhension des processus qui contrôlent les réponses hydrologiques, géomorphologiques, et écologiques des écosystèmes naturels (Kim et al., 2013; Niu et al., 2014a, 2014b; Partington et al., 2013; Ran et al., 2012; Sulis et al., 2011). La tendance en cours dans le développement des modèles hydrologiques intégrés consiste à étendre leur champ de compétence au-delà de la simple description des flux en eau. A titre d'exemple, cela se traduit par le traitement de processus géochimiques (Bao et al., 2017), par la prise en compte des interactions avec l'atmosphère, ou encore par le couplage avec un modèle de végétation (e.g., Maxwell et al., 2007; Shi et al., 2013; Sulis et al., 2017)

La majorité des modèles hydrologiques intégrés discutés dans la littérature scientifique reposent sur la résolution de l'équation de Richards tri-dimensionnelle pour décrire la dynamique de l'écoulement souterrain (Maxwell et al., 2014). La nature hautement non-linéaire de cette équation fait émerger des questionnements quant à l'applicabilité d'une telle méthode. On peut notamment s'interroger sur le bien-fondé d'applications à grande échelle, faisant de fait intervenir une résolution spatiale du calcul plus grossière que l'échelle à laquelle les processus élémentaires de l'écoulement ont lieu. En pratique, la résolution correcte de l'équation de Richards 3-D requiert de mailler le domaine étudié de façon particulièrement fine, notamment sur la direction verticale. A défaut d'une résolution suffisamment fine, les processus ayant lieu à l'interface entre la surface et le milieu souterrain (e.g. infiltration, exfiltration) ne peuvent pas être capturés de façon optimale par le modèle, ce qui s'avère propice à l'occurrence d'oscillations numériques (Hopp et al., 2015). Incidemment, même en l'absence d'artefacts numériques, la résolution grossière de l'équation conduit à simuler une autre physique, l'équation d'origine et sa physique n'étant plus que des "arguments promotionnels" pour un modèle qui ne résout pas ce qu'il annonce.

Cela dit, la question du niveau de complexité approprié à incorporer dans un modèle hydrologique reste ouverte (e.g., Hopp et al., 2015; Mirus et al., 2011; Weill et al., 2017). Les modèles intégrés se basant sur l'équation de Richards sont souvent coûteux en de temps de calcul, ce qui peut devenir un frein, voire une limite à leur application. Des méthodes de calcul massivement parallélisées ont été développées pour pallier cette difficulté (Kollet et al., 2010; Maxwell et al., 2015; Vivoni et al., 2011). Toutefois, les utilisateurs qui pourraient potentiellement utiliser ce genre de méthodes n'ont pas nécessairement accès à des capacités de calcul suffisantes.

3. Les modèles hydrologiques intégrés distribués à base physique, et à dimension réduite

Des approches alternatives à la résolution de l'équation de Richards 3-D ont été développées afin de réduire l'effort calculatoire nécessaire à la résolution du problème, tout en préservant la base physique du modèle développé. Une option possible consiste à réduire la dimensionalité du problème (c'est-à-dire passer d'un problème 3-D à un problème en 2-D). La première approche de modélisation hydrologique à dimension réduite a été conçue à partir de l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer et l'équation de Boussinesq (Boussinesq, 1877; Brutsaert, 1994). Ces modèles ne permettaient pas de prendre en compte la tridimensionnalité des systèmes naturels et étaient donc difficilement applicables en situation réelle (Troch et al., 2003).

Ce faisant, plusieurs développements ont été entrepris pour passer outre cette difficulté. Il en a résulté diverses approches à dimension réduite tâchant de combiner applicabilité, simplicité, et une base physique robuste (Curtu et al., 2014; Sloan, 2000). Dans ce contexte de modèles hydrogéologiques simplifiés, l'approche existante la plus avancée a été initialement proposée par Troch et al. (2003) et consistait en la résolution de l'équation dite de Hillsplope-Storage Boussinesq (HSB). L'intérêt majeur de l'équation HSB est de permettre, sur la base de la théorie de Dupuit, de décrire la réponse hydrologique d'un bassin versant en représentant de façon explicite sa géométrie réelle, le tout à partir d'une équation monodimensionnelle. Hilberts et al.(2007) ont apporté des développements supplémentaires à l'approche HSB, en la couplant avec une équation de Richards monodimensionnelle afin de mieux représenter les flux d'eau verticaux dans la zone non saturée.

Aujourd'hui, d'autres approches permettent elles-aussi de prendre en compte la zone non saturée dans les modèles à dimension réduite. Pan et al. (2015) ont proposé dans leur Normally Integrated Model (NIM) de décrire à la fois la zone saturée et la zone vadose à partir d'une intégration de l'équation de Richards sur une direction perpendiculaire au substratum. Une approche comparable, intégrant l'équation HSB sur la direction perpendiculaire au substratum a également été proposée par Kong et al. (2016).

Les modèles hydrologiques intégrés à dimension réduite pourraient devenir une alternative aux modèles intégrés classiques, comme suggéré par Troch et al. (2013). En effet,

des tests sur des bassins versants synthétiques et expérimentaux ont démontré la capacité de ce genre d'approche à simuler correctement des réponses hydrologiques complexes. Ainsi, Broda et al. (2012) ont couplé le modèle HSB avec un modèle d'aquifère profond dans le but d'analyser les interactions entre les aquifères profonds et de subsurface, et ont appliqué le modèle avec succès sur des cas tests synthétiques. Hazenberg et al. (2016, 2015) ont utilisé l'équation HSB pour la description de l'écoulement en milieu saturé, avec une équation de Richards monodimensionnelle verticale pour l'écoulement en zone non saturée, et un modèle d'écoulement de surface basé sur une équation d'onde diffusive. Leur modèle est appliqué à un dispositif expérimental (Landscape Evolution Observatory Artificial Hillslope). Leur but affiché était d'incorporer à terme cette approche dans un modèle numérique de la surface terrestre (Land Surface Model – LSM)

Comme il vient d'en être fait la preuve, les applications sur des cas réels de modèles hydrologiques à dimension réduite couplés à des modèles de surface ont tout à fait lieu d'être et de continuer à progresser. Néanmoins ces applications sont encore assez rares, et les modèles utilisés dans ces études sont ciblés pour répondre à une question étroite, en tout cas fortement contrainte.

Certaines applications sur des cas réels de modèles intégrés à dimension réduite négligent l'effet de la zone vadose. Ababou et al. (2015) réalisent un couplage entre un formalisme issu de l'équation de Boussinesq pour la zone saturée (la zone non saturée étant négligée) et un modèle d'écoulement de surface basé sur une équation d'onde diffusive. Ils parviennent avec succès à reproduire des piézométries au régime permanent dans les méandres de la Garonne. Matonse and Kroll (2009) ont appliqué un modèle basé sur l'équation HSB (dans sa version issue de Troch et al.(2003) et ne prenant donc pas en compte la zone non saturée) afin d'améliorer les prédictions hydrologiques à l'étiage dans une petite zone en tête de bassin versant. Dans les deux cas, on peut attribuer le succès de l'approche entreprise aux conditions particulières du bassin versant étudié. Dans Matonse and Kroll (2009), le bassin est à un niveau de saturation supérieur à 90% pendant la majeure partie de l'année hydrologique. Dans Ababou et al. (2015), la nature du système étudié (les méandres d'une rivière) assure là aussi un niveau de saturation moyen très élevé. Ces études ne permettent donc pas de démontrer la pertinence de la modélisation intégrée à dimension réduite dans un contexte plus général où la zone non saturée est une interface dynamique et changeante de couplage entre écoulements de surface et souterrain.

Certaines applications sur des cas réels de modèles intégrés à dimension réduite ne doivent leur succès qu'à la faible topographie du bassin versant étudié. Ainsi, Jan et al. (2018) couplent un modèle de ruissèlement de surface 2-D avec des colonnes verticales 1-D indépendantes les unes des autres pour réaliser une étude hydrologique et thermique en Alsaka. Le faible relief de la zone d'intérêt des chercheurs rend possible l'hypothèse selon laquelle les flux latéraux dans le compartiment souterrain sont négligeables. Le facteur d'accélération obtenu par Jan et al. par rapport à un modèle résolvant l'équation de Richard 3-D est de 4 sur

ce cas test. Fang et al. (2017) comparent un modèle résolvant l'équation de Richards 3-D à un modèle utilisant des colonnes verticales 1-D indépendantes dans une forêt tropicale où la topographie a une influence dominante sur l'évolution de la piézométrie. Dans ces conditions, le modèle simplifié ne parvient pas à reproduire les mêmes variations saisonnières de la piézométrie que le modèle plus complexe.

Le travail bibliographique entrepris semble en fait révéler qu'en dehors de conditions particulières (niveau de saturation élevé permettant de négliger la zone non saturée, faible topographie permettant de travailler avec des colonnes 1-D indépendantes) les modèles intégrés à dimension réduite n'ont encore pas (ou peu) fait la preuve en situation réelle qu'ils constituent une alternative aux modèles intégrés plus complexes résolvant l'équation de Richards 3-D. C'est là le constat de départ de ce travail de thèse.

4. Point de départ de la thèse

Pan et al. (2015) utilisent le modèle intégré à dimension réduite NIM (incluant la zone vadose et zone saturée), déjà évoqué en I.3 pour modéliser des écoulements sur une géométrie à forte topographie correspondant à un bassin versant de moyenne montagne (le bassin du Strengbach). Toutefois, ils n'appliquent pas au bassin versant un intrant météorologique réel, et ne comparent pas leurs résultats à des observations de terrain.

Dans Pan et al. (2015), les auteurs concluent en expliquant les limitations de l'époque de NIM, qui les empêchaient alors d'envisager la modélisation du bassin versant en conditions réelles. Celles-ci incluent les points suivants :

- Dans NIM, le ruissellement de surface est géré par un modèle de routage en chenaux 1-D (simulant donc exclusivement, fossés, ruisseaux, chenaux, et rivières). Par conséquent, le ruissellement de surface 2-D dû à une exfiltration de nappe, une précipitation sur surface saturée, ou à un dépassement de la capacité d'infiltration, n'est pas pris en compte.
- Le conditionnement des intrants-hydrométéorologiques dans NIM ne se base pas sur un modèle de description de la surface du sol et de sa végétation.
- La bonne prise en compte de l'hétérogénéité verticale par NIM est à prouver. Pour ce faire, l'idéal serait de comparer NIM à un modèle intégré résolvant l'équation de Richards 3-D, sur des cas tests affichant une grande variation de piézométrie.
- L'hypothèse constitutive forte dans NIM – à savoir que le profil de pression est hydrostatique dans la direction perpendiculaire au substratum – induit des erreurs dans les résultats obtenus par rapport à une approche basée sur l'équation de Richards 3-D. Une inter-comparaison est donc là aussi nécessaire afin de quantifier ces erreurs

Weill et al. (2017) ont abordé ces deux derniers points en réalisant une inter-comparaison entre NIM et un modèle résolvant l'équation de Richards dans sa forme complète, en faisant varier l'hétérogénéité des cas tests synthétiques présentés. Toutefois, par souci de

simplicité, notamment sur le contrôle de l'échantillonnage de l'hétérogénéité par les écoulements, les auteurs comparent les deux modèles sur une coupe 2-D, et non sur l'intégralité d'un bassin versant en 3-D. L'approche a effectivement mis en avant que la réduction de dimensionnalité de NIM n'altère pas de manière inacceptable les résultats obtenus en termes de flux et de charge piézométrique, et aboutit à un facteur d'accélération de 4 par rapport au modèle de référence. Toutefois, une inter-comparaison dans un contexte en trois dimensions reste à établir.

Ce travail de thèse s'attèle au développement de NIM de façon à pouvoir l'appliquer sur des cas réels, quels que soient le niveau de saturation et la topographie du site étudié.

Objectifs de la thèse

En conséquence des considérations ci-avant, les objectifs de la thèse sont les suivants :

- S'approprier NIM et y adjoindre un compartiment de ruissellement de surface 2-D.
- Tester NIM dans des conditions de topographie et de saturation variables dans le but de s'assurer de sa versatilité.
- Apporter des éléments de réponse à la question du conditionnement hydrométéorologique dans NIM.
- Prouver la qualité des simulations de NIM, notamment dans des conditions d'hétérogénéité importantes, en réalisant des inter-comparaisons avec des modèles résolvant l'équation de Richards en trois dimensions.
- Appliquer NIM sur des cas réels dans le but de démontrer la capacité des modèles intégrés à dimension réduite en tant qu'alternative à leurs homologues résolvant l'équation de Richards 3-D. Ces cas tests doivent présenter des topographies et des niveaux de saturation différents.

Plan de la thèse

La partie II décrit de façon approfondie le formalisme des deux compartiments de NIM préexistants (compartiment souterrain à dimension réduite et compartiment de ruissellement en chenaux 1-D), ainsi que le formalisme du troisième compartiment (ruissellement de surface 2-D) inclus dans le cadre de ce travail de thèse. Les couplages inter-compartimentaux sont également décrits. Le formalisme de NIM a été grandement modifié (que ce soit du point de vue de la discrétisation ou de la résolution), cela se traduit en pratique par une réécriture à zéro du code. Cette partie se veut extensive dans le but de ne rien passer sous silence du formalisme algébrique puis numérique de NIM.

Les parties III, IV, et V, se composent d'une série d'inter-comparaisons entre NIM et des modèles de référence sur des tests synthétiques. La partie III se concentre sur le compartiment souterrain de NIM et conclut en organisant une réflexion sur la prise en compte de l'évapotranspiration dans NIM malgré ses hypothèses simplificatrices. La partie IV concerne

les tests du module de ruissellement en chenaux 1-D. La partie V s'intéresse à la validation du modèle complet (incluant le nouveau module de ruissellement de surface 2-D)

La partie VI et la partie VII sont deux applications en situations réelles de NIM. La partie VI s'intéresse à une île du Rhin soumise à des conditions hydrologiques extrêmement transitoires. L'île a un niveau de saturation relativement élevé du fait de sa situation géographique, et présente une faible topographie. La partie VII s'intéresse à un bassin versant de montagne. Les fortes pentes qui s'y trouvent donnent lieu à la présence de zones à très faible saturation en eau. Ainsi, à l'issue des parties VI et VII, la faculté de NIM à modéliser des bassins versants sans condition requise sur la nature dudit bassin aura été démontrée.

II. Fonctionnement du modèle développé NIM

L'objet de cette partie est de décrire le formalisme physique et mathématique employé dans chacun des trois compartiments de NIM (souterrain à dimension réduite, ruissellement de surface 2-D, et ruissellement de surface 1-D), ainsi que pour les échanges entre ces compartiments. Cette partie s'organise de la façon suivante : chaque compartiment du modèle est décrit entièrement, de la conceptualisation physique au modèle numérique qui en résulte. On s'intéresse d'abord au compartiment souterrain, puis au compartiment de surface 2-D, et enfin au compartiment de ruissellement en chenaux 1-D. Pour terminer, le couplage entre les différents compartiments est abordé.

1. Modèle souterrain à dimension réduite

1.1 Modèle physique

En préambule, on rappelle l'expression de la valeur moyenne d'une fonction continue par morceaux : Pour toute fonction *f* à valeurs réelles, définie et continue par morceaux sur un segment [a, b], il existe un réel $\langle f \rangle$, que l'on appellera la moyenne de *f* entre *a* et *b*, vérifiant :

$$\langle f \rangle (b-a) = \int_a^b f(x)dx \tag{3.1}$$

Le principe du compartiment souterrain de NIM consiste à intégrer l'équation de Richards 3-D sur la direction perpendiculaire au substratum. Pour ce faire, on part de l'équation de Richards 3-D sous sa forme « mixte », prenant pour inconnues la teneur en eau θ [-] et la charge hydraulique *h* [L] :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + S_s S_w(\theta)\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla.(-\mathbf{K}(\theta).\nabla h) = \gamma \tag{3.2}$$

Dans (3.2), *t* [T] est le temps. S_s [L^{-1}] est le terme d'emmagasinement spécifique et S_w est la saturation en eau. $\mathbf{K}$ [LT^{-1}] est le tenseur de conductivité hydraulique et γ_w [T^{-1}] est un terme puits-source. On intègre (3.2) sur la direction perpendiculaire au substratum, notée *z*. En Figure 4, on a représenté des éléments de contexte relatifs à cette intégration. Sur cette figure, on a aussi supposé que la topographie était parallèle au substratum, ce qui n'est pas nécessaire pour intégrer correctement l'équation (3.2) le long de *z*. On obtient :

$$\int_{z_b}^{z_s}\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + S_s S_w(\theta)\frac{\partial h}{\partial t}\right)dz + \int_{z_b}^{z_s}\left(\nabla.(-\mathbf{K}(\theta).\nabla h)\right)dz = \int_{z_b}^{z_s}\gamma dz \tag{3.3}$$

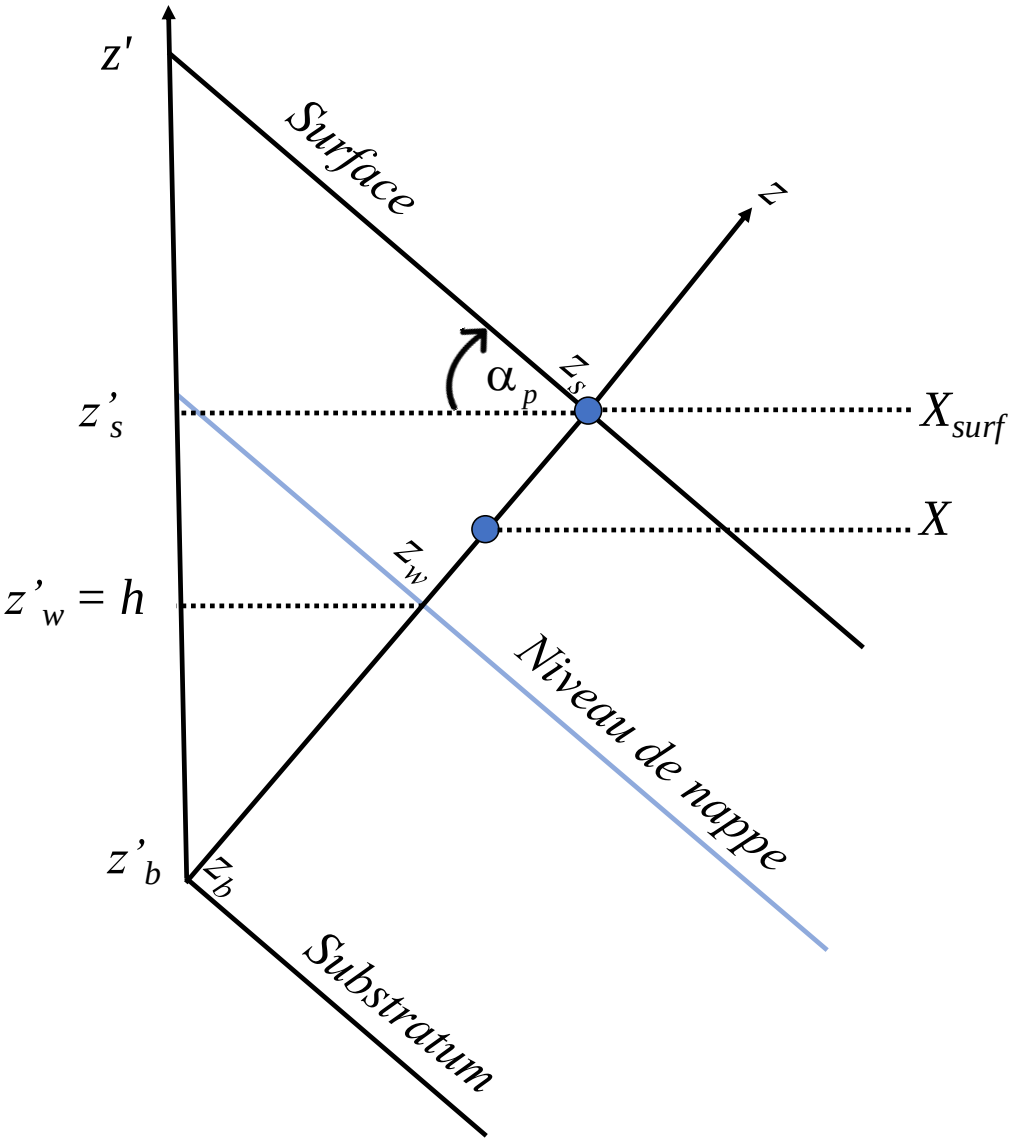


Figure 4 : Eléments de concept du formalisme adopté pour la réduction de dimensionnalité effectuée dans le compartiment souterrain de NIM. z_b, z_w, *et* z_s *sont les coordonnées dans la direction* z *du substratum, du niveau de nappe, et du haut de l'aquifère.* z'_b, z'_w, *et* z'_s *sont les coordonnées dans la direction* z' *du substratum, du niveau de nappe, et du haut de l'aquifère.* α_p *est l'angle que fait le substratum avec l'horizontale.*

Dans l'équation 2, z_b [L] est la coordonnée du substratum dans la direction *z* et z_s [L] est la coordonnée du haut de l'aquifère (cote topographique pour un aquifère superficiel sans recouvrement) dans la direction z (Figure 4). Dans toute la suite, **<u>on fera l'hypothèse que les écoulements sont principalement parallèles au substratum</u>**, de telle sorte qu'aucune composante de l'écoulement n'existe selon la direction *z*. On suppose de plus **<u>un équilibre hydrostatique instantané le long de *z*</u>**, si bien que :

$$\frac{\partial h}{\partial z} = 0 \tag{3.4}$$

On fractionne l'intégrale des termes en temps de (3.3) en utilisant la distributivité de l'intégrale sur les sommes :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}_{a} + \underbrace{\int_{z_b}^{z_s} \left(S_s S_w(\theta) \frac{\partial h}{\partial t} \right) dz}_{b} + \underbrace{\int_{z_b}^{z_s} \left(\nabla.(-K(\theta).\nabla h) \right) dz}_{c} = \underbrace{\int_{z_b}^{z_s} \gamma_w dz}_{d} \tag{3.5}$$

On utilise ensuite la règle de Leibnitz, propriété mathématique dont l'énoncé est le suivant. Soit une fonction $f : \Re^2 \rightarrow \Re$ telle que f et $\frac{\partial f}{\partial x}$ soient continues sur $\Re^2$. Soient g_1 et g_2 deux fonctions dérivables de $\Re$ dans $\Re$. Soit F définie par $F(x) = \int_{g_1(x)}^{g_2(x)} f(x, y) dy$. Alors, F est dérivable, et :

$$\frac{\partial F}{\partial x} = f(x, g_2(x)) \frac{\partial g_2}{\partial x} - f(x, g_1(x)) \frac{\partial g_1}{\partial x} + \int_{g_1(x)}^{g_2(x)} \frac{\partial f(x, y)}{\partial x} dy \tag{3.6}$$

On applique (3.6) au terme a de (5) :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}_{a} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_b}^{z_s} \theta dz}_{a_1} - \underbrace{\frac{\partial z_s}{\partial t} \theta(t, z_s)}_{a_2} + \underbrace{\frac{\partial z_b}{\partial t} \theta(t, z_b)}_{a_3} \tag{3.7}$$

Dans (3.7), les termes a_2 et a_3 sont nuls car l'altitude du substratum et la côte topographique ne dépendent pas du temps (si le milieu est peu déformable). Ainsi :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}_{a} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_b}^{z_s} \theta dz}_{a_1} \tag{3.8}$$

Dans (3.8), on fractionne l'intégrale du membre de droite en introduisant la coordonnée du niveau de nappe dans la direction z, notée z_w [L] (Figure 4) :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}_{a} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_b}^{z_s} \theta dz}_{a_1} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_b}^{z_w} \theta dz}_{a_4} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_w}^{z_s} \theta dz}_{a_5} \tag{3.9}$$

On s'intéresse maintenant au terme b de (5). D'après (3.4), on peut sortir le terme $\frac{\partial h}{\partial t}$ de l'intégrale :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s}\left(S_s S_w(\theta)\frac{\partial h}{\partial t}\right)dz}_{b} = \frac{\partial h}{\partial t}\int_{z_b}^{z_s}\left(S_s S_w(\theta)\right)dz \tag{3.10}$$

Dans (3.10), en fractionnant l'intégrale du membre de droite, en introduisant z_w et remarquant par ailleurs que $S_w(\theta)$ est constant égal à 1 dans la zone saturée (entre z_b et z_w) , on obtient :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s}\left(S_s S_w(\theta)\frac{\partial h}{\partial t}\right)dz}_{b} = \underbrace{\frac{\partial h}{\partial t}\int_{z_b}^{z_w} S_s dz}_{b_1} + \underbrace{\frac{\partial h}{\partial t}\int_{z_w}^{z_s}\left(S_s S_w(\theta)\right)dz}_{b_2} \tag{3.11}$$

On remarque que le terme b_2 est négligeable devant le terme a_5. En effet, dans la zone non saturée le terme d'accumulation incluant l'emmagasinement spécifique (stockage lié à la compressibilité du milieu) est faible devant l'accumulation en relation avec la variation temporelle de la teneur en eau. Aussi, pour le traitement du terme b_1, on remarque que S_s est constant par morceaux entre z_b et z_w (car il s'agit de la zone saturée mais que le sol n'est pas nécessairement uniforme selon z), et donc *a fortiori* continu par morceaux. On peut donc appliquer l'équation (3.1) au terme b_1, et on note $\langle S_s \rangle$ la valeur moyenne de S_s entre z_b et z_w. En prenant en compte ces considérations, et en sommant les équations (3.11) et (3.9), on obtient :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s}\frac{\partial \theta}{\partial t}dz}_{a} + \underbrace{\int_{z_b}^{z_s}\left(S_s S_w(\theta)\frac{\partial h}{\partial t}\right)dz}_{b} = \underbrace{\frac{\partial h}{\partial t}\langle S_s \rangle (z_w - z_b)}_{b_1} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial t}\int_{z_b}^{z_s}\theta dz}_{a_0} \tag{3.12}$$

On s'intéresse à présent au terme c de l'équation (3.5). Ce terme fait intervenir des vecteurs de l'espace donc *a priori* de dimension 3. Toutefois, d'après l'équation (3.4), dans la direction z, ∇h est toujours nul. Le problème se ramène donc à un problème dans les directions x et y, où x et y forment une base orthonormée du plan normal à z. On a donc :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s}\left(\nabla.(-\mathbf{K}(\theta).\nabla h)\right)dz}_{c} = \int_{z_b}^{z_s}\left(\nabla_{xy}.(-\mathbf{K_{xy}}(\theta).\nabla_{xy} h)\right)dz \tag{3.13}$$

Dans l'équation (3.13), l'indice $_{xy}$ indique que : 1- le vecteur a une composante en x et une composante en y, ou 2- les deux dimensions du tenseur sont x et y. On peut montrer, en appliquant (3.6) à chacune des composantes d'un vecteur donné, que cette équation s'applique aussi aux vecteurs, pour l'opérateur gradient et pour l'opérateur divergence. Ainsi, en appliquant (3.6) à (3.13), on obtient :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s}\left(\nabla.(-\mathbf{K}(\theta).\nabla h)\right)dz}_{c} =$$

$$\underbrace{\nabla_{xy}.\int_{z_b}^{z_s}-\mathbf{K_{xy}}(\theta).\nabla_{xy}h\,dz}_{c_1} - \underbrace{\nabla_{xy}(z_s).(-\mathbf{K_{xy}}(z_s).\nabla_{xy}h(z_s))}_{c_2} + \underbrace{\nabla_{xy}(z_b).(-\mathbf{K_{xy}}(z_b).\nabla_{xy}h(z_b))}_{c_3} \tag{3.14}$$

Dans (3.14), on suppose que $\nabla_{xy}(z_s)=0$ et $\nabla_{xy}(z_b)=0$, si bien que les termes e_2 et e_3 sont nuls (*x* et *y* étant inclus dans le plan orthogonal à *z).* Cette hypothèse ne revient pas à supposer que la topographie est plate. Elle implique plutôt que l'épaisseur de l'aquifère varie peu, en tous cas sur des portions limitées du domaine où l'intégrale selon *z* est faite. En pratique, comme *z* est une coordonnée locale (qui peut varier en fonction de la position dans le système), l'hypothèse de non variation d'épaisseur est peu contraignante. Egalement, d'après (3.4), *h* ne dépend pas de *z*, on peut donc sortir le terme $\nabla_{xy}h$ de l'intégrale dans le terme c_1 de l'équation (3.14) :

$$\underbrace{\int_{z_b}^{z_s}\left(\nabla.(-\mathbf{K}(\theta).\nabla h\right)dz}_{c} = \underbrace{\nabla_{xy}.\left[-\int_{z_b}^{z_s}\mathbf{K_{xy}}(\theta)\,dz\right].\nabla_{xy}h}_{c_1} \tag{3.15}$$

On injecte (3.15) et (3.12) dans (3.5) pour obtenir :

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t}\int_{z_b}^{z_s}\theta dz}_{a_0} + \underbrace{\frac{\partial h}{\partial t}S_{sat}(z_w-z_B)}_{b_1} + \underbrace{\nabla_{xy}.\left[-\int_{z_b}^{z_s}\mathbf{K_{xy}}(\theta)\,dz\right].\nabla_{xy}h}_{c_1} = \underbrace{\int_{z_b}^{z_s}\gamma dz}_{d} \tag{3.16}$$

On note :

$$\bar{\theta} = \int_{z_b}^{z_s}\theta dz \tag{3.17}$$

$$\bar{S} = (z_w - z_b)\langle S_s\rangle \tag{3.18}$$

$$\bar{\gamma} = \int_{z_b}^{z_s}\gamma dz \tag{3.19}$$

$$\bar{\mathbf{T}} = \int_{z_b}^{z_s}\mathbf{K_{xy}}(\theta)dz \tag{3.20}$$

On fractionne le terme $\bar{\mathbf{T}}$ en deux intégrales en introduisant z_w. On remarque aussi que, entre z_w et z_b, $\mathbf{K_{xy}}$ est une fonction constante par morceaux (car il s'agit de la zone saturée, mais que la nature du sol n'est pas nécessairement homogène selon z), et donc *a fortiori* continue par morceaux. Ainsi, on peut utiliser l'équation (3.1) pour donner :

$$\bar{\mathbf{T}} = \int_{z_w}^{z_s} \mathbf{K_{xy}}(\theta)dz + \left\langle \mathbf{K_{xy}} \right\rangle (z_w - z_b) \tag{3.21}$$

Dans (3.21), $\left\langle \mathbf{K_{xy}} \right\rangle$ désigne la valeur moyenne de $\mathbf{K_{xy}}$ entre entre z_w et z_b. On fractionne de même le terme $\bar{\theta}$ en deux intégrales en introduisant z_w. On remarque aussi qu'entre z_w et z_b (zone saturée), θ est constante par morceaux, et donc *a fortiori* continue par morceaux. On peut donc utiliser l'équation (3.1) pour donner :

$$\bar{\theta} = \int_{z_w}^{z_s} \theta dz + \langle \theta \rangle (z_w - z_b) \tag{3.22}$$

Dans (3.22), $\langle \theta \rangle$ désigne la valeur moyenne de θ entre entre z_w et z_b.

En introduisant $\bar{\theta}$, $\bar{S}$, $\bar{\gamma}_w$, et $\bar{T}$ dans (3.16) on obtient :

$$\boxed{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{S}\frac{\partial h}{\partial t} - \nabla_{xy}.\bar{T}.\nabla_{xy}h = \bar{\gamma}} \tag{3.23}$$

1.2 Calcul des paramètres intégrés

Les trois termes $\bar{\theta}$, $\bar{\gamma}$ et $\bar{\mathbf{T}}$ incluent chacun une intégrale. $\bar{\gamma}_w$ est généralement le fait d'un pompage ou d'un évènement pluvieux et est donc aisément quantifiable. En revanche, le calcul de $\bar{\theta}$ et $\bar{\mathbf{T}}$ est plus complexe, notamment en raison de l'hétérogénéité de l'aquifère. Ainsi, ces intégrales sont calculées numériquement par la méthode des rectangles. Comme $\bar{\theta}$ et $\bar{\mathbf{T}}$ intègrent à la fois la zone saturée et la zone non saturée, on commence par rappeler la loi de Bernoulli et notamment la notion de potentiel hydraulique. Pour un point X situé sur la droite de direction z passant par X_{surf}, et dont la coordonnée selon z est comprise entre z_b et z_s (Figure 4) :

$$h(X) = \psi(X) + z'(X) + \frac{(v(X))^2}{2g} \tag{3.24}$$

Dans (3.24), ψ [L] est la pression d'eau (ou la pression capillaire en zone non saturée), z' [L] est l'altitude de X, v [L.T^{-1}] est la vitesse de X, et g [L.T^{-2}] est la composante scalaire de

l'accélération de pesanteur. Contrairement à z, z' est orienté verticalement (Figure 4). Dans le milieu souterrain, le terme incluant la vitesse locale du fluide est négligeable face aux autres composantes de la charge h. Ainsi, (3.24) se ramène à :

$$h(X) = \psi(X) + z'(X) \tag{3.25}$$

Rappel : h est constant selon z d'après (3.4). La valeur de h est par définition égale au niveau de la nappe phréatique z'_w (Figure 4). (3.25) donne donc :

$$\psi(X) = z'_w - z'(X) \tag{3.26}$$

Ainsi, connaissant la localisation de X, il suffit de connaître le niveau de nappe pour avoir accès à la pression d'eau et notamment la pression capillaire en X si le point est situé dans la zone vadose. Or, les formules de Van Genuchten (1980) établissent une relation directe entre ψ et θ, et entre ψ et K. De la sorte, connaissant h, on a accès à $\mathbf{K_{xy}}$ et θ en tout point X entre z_w et z_s sur l'axe de direction z passant par $X_{surf.}$ (On notera qu'entre z_b et z_w, les valeurs de $\mathbf{K_{xy}}$ et θ sont constantes par morceaux car il s'agit de la zone saturée, mais que la nature du sol n'est pas nécessairement uniforme selon z). Dès lors, il devient possible d'intégrer ces grandeurs par la méthode des rectangles. A titre d'exemple, le calcul de $\bar{\mathbf{T}}$ par l'équation (3.21) est illustré en Figure 5.

1.3 Discrétisation

L'équation (3.23) est fortement non linéaire et en général n'admet pas de solution analytique sur des domaines finis et hétérogènes. En conséquence, on est contraint de résoudre cette équation numériquement. Cela implique de discrétiser le problème, à la fois en espace et en temps. Pour discrétiser l'équation (3.23) on utilise la méthode des éléments finis de Crouzeix-Raviart (EFCR - Crouzeix and Raviart, 1973), et des éléments triangulaires pour un problème qui après intégration est devenu bidimensionnel. La version préexistante de NIM (Pan et al., 2015; Weill et al., 2017) utilisait également des éléments triangulaires, mais discrétisait (3.23) avec la méthode des éléments finis mixtes hybrides (EFMH). Il a été démontré que les EFCR étaient équivalents aux EFMH (Marini, 1985; Vohralík and Wohlmuth, 2013). Toutefois, le formalisme des EFCR est plus simple d'implémentation. Ces deux méthodes sont de type éléments finis et font donc intervenir des fonctions d'interpolation. Les fonctions d'interpolation des EFCR sont définies explicitement par leur valeur scalaire au milieu des arêtes des 3 facettes d'un triangle, alors que les fonctions d'interpolation des EFMH sont des vecteurs locaux définis par leurs propriétés intégrales sur un élément et à ses faces.

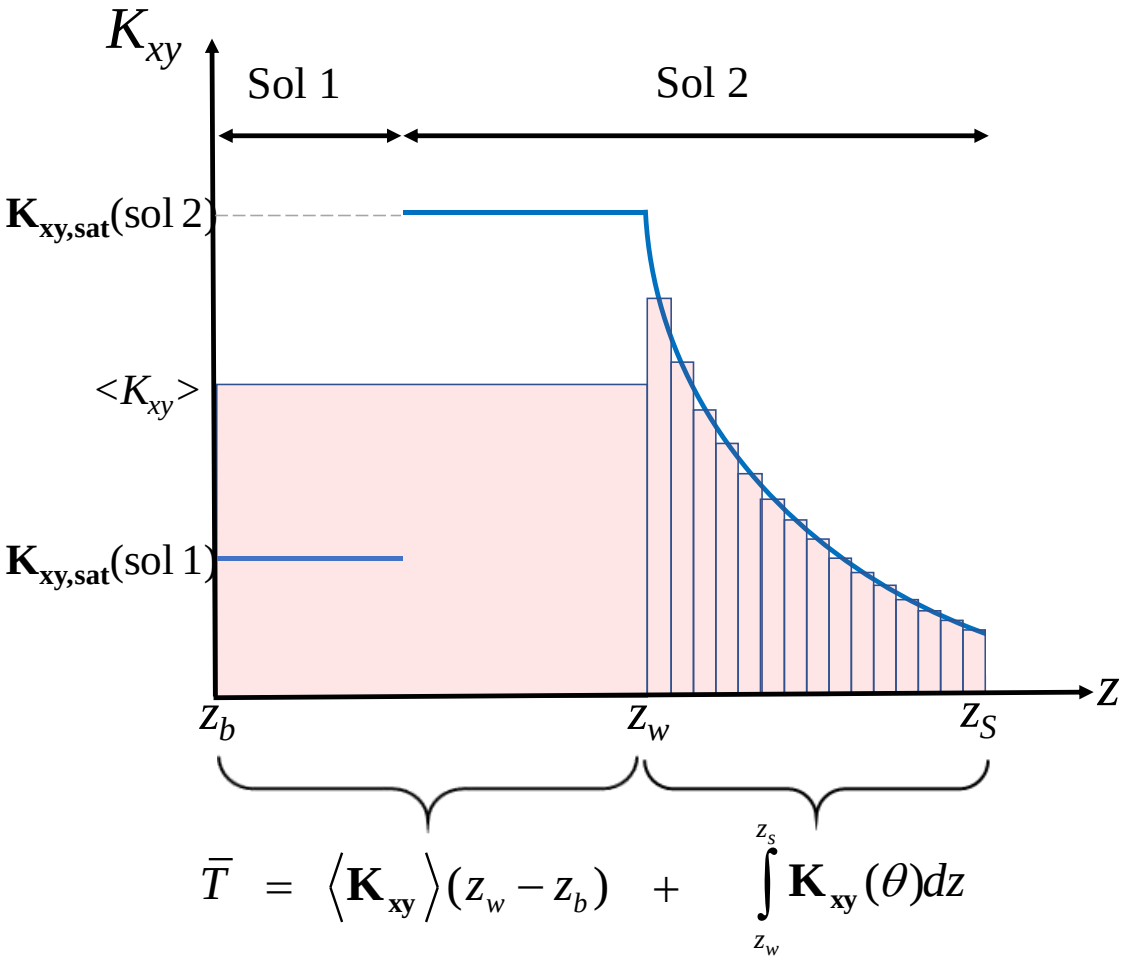


Figure 5 : Illustration de la méthode des rectangles pour le calcul des paramètres intégrés dans le compartiment souterrain de NIM. Dans l'exemple illustré ici, on suppose que le sol se constitue de deux couches, de conductivités hydrauliques à saturation respectivement égales à $K_{xy,sat}$(sol 1) et $K_{xy,sat}$(sol 2). $<K_{xy}>$ désigne la moyenne de la conductivité hydraulique entre z_w et z_b. z_b, z_w, et z_s sont les coordonnées du substratum, du niveau de nappe, et de la surface du sol dans la direction z. $\bar{\mathbf{T}}$ est la transmitivité hydraulique. La valeur de la conductivité hydraulique K_{xy} est représentée en bleu. Le calcul de la fraction de $\bar{\mathbf{T}}$ qui a trait à la zone non saturée est effectué en tant que la somme d'un nombre (à paramétrer) de rectangles, à défaut de savoir calculer l'intégrale correspondante de façon analytique. La fraction de $\bar{\mathbf{T}}$ relative à la zone saturée est calculée en faisant une moyenne pondérée de $K_{xy,sat}$(sol 1) et $K_{xy,sat}$(sol 2). Les rectangles utilisés pour le calcul des intégrales sont représentés en rouge.

<u>Formalisme des EFCR appliqué à des mailles triangulaires pour l'équation (3.23) :</u>

On note le domaine d'étude Ω, que l'on divise en *N* mailles triangulaires. On dénombre ainsi *M* centres d'arêtes (également appelés centres de facettes). On note le contour du domaine $\partial\Omega$, composé de *Mc* arêtes (facettes) de contour. On se place au niveau d'un centre de facette, noté *i*. Dans la suite, lorsqu'on parlera de *i*, on fera soit référence à la facette *i* (l'entité linéaire), soit au centre de facette *i* (l'entité ponctuelle), selon les circonstances. On appelle E_1 et E_2 les deux mailles adjacentes à la facette *i*. On note j_1 et k_1 les 2 centres des 2 autres facettes qui

constituent E_1. On note j_2 et k_2 les 2 centres des 2 autres facettes qui constituent E_2. La Figure 6 illustre ces éléments de notation.

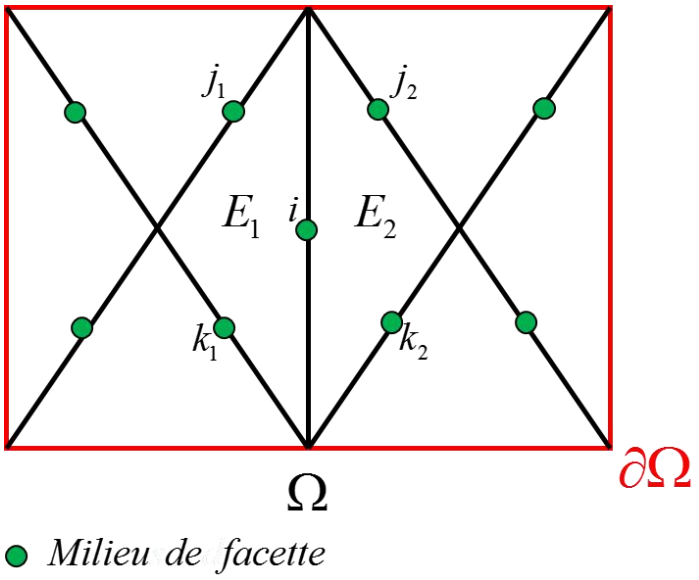


Figure 6 : Eléments de notation pour la discrétisation de l'écoulement souterrain

Dans chaque maille, on définit un repère orthonormé (x, y) local, inclus dans le plan de la maille (normal à l'axe z défini dans la Figure 4). Chaque maille se voit ainsi affectée d'un repère différent en fonction de la topographie que l'on y observe. On note x_i et y_i les coordonnées du point i dans ce repère local. On appelle ω_i la fonction (définie ci-après) dite « fonction d'interpolation de la face i ». On note $\omega_{E_1,i}$ la restriction de cette fonction d'interpolation à l'élément E_1 (C'est-à-dire que $\omega_{E_1,i}$ est nécessairement nulle en dehors de E_1). Cela implique que :

$$\omega_i = \sum_{n=1}^{N} w_{E_n,i} \tag{3.27}$$

ω_i est défini de la façon suivante :

$$\omega_{E_n,i} = 0 \quad si \quad \left[(n \neq 1) \& (n \neq 2)\right] \tag{3.28}$$

$$\omega_{E_1,i}(x_i;y_i) = \omega_{E_2,i}(x_i;y_i) = 1 \tag{3.29}$$

$$\omega_{E_1,i}(x_{j_1};y_{j_1}) = \omega_{E_1,i}(x_{k_1};y_{k_1}) = \omega_{E_2,i}(x_{j_2};y_{j_2}) = \omega_{E_2,i}(x_{k_2};y_{k_2}) = 0 \tag{3.30}$$

Aussi, $\omega_{E_1,i}$ est bilinéaire de même que $\omega_{E_2,i}$.

Les équations (3.28), (3.29), et (3.30) signifient simplement que la fonction d'interpolation d'un centre de facette donné est nulle partout sauf dans les deux mailles adjacentes à cette facette. La restriction de la fonction d'interpolation à chacune de ces deux mailles est bilinéaire. Sa valeur est égale à 1 en i et à 0 en j_1, k_1, j_2, et k_2. La Figure 7 illustre les variations de $\omega_{E_1,i}$ sur E_1.

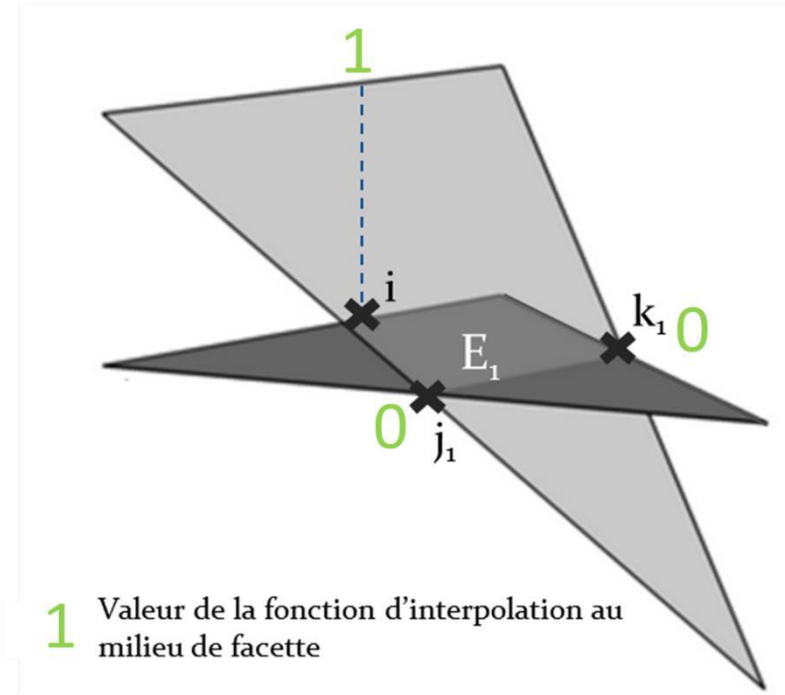


Figure 7 : Valeur de la fonction d'interpolation de la face i dans l'élément E_1 dans le formalisme des éléments finis de Crouzeix Raviart. i, j_1, et k_1 sont les centres des 3 facettes du triangle E_1 (représenté en gris foncé). La fonction d'interpolation est représentée en gris clair et ses valeurs caractéristiques en vert.

On remarquera que les fonctions d'interpolation ne dépendent pas du temps :

$$\frac{\partial \omega_i}{\partial t} = 0 \tag{3.31}$$

Les fonctions d'interpolation permettent d'interpoler toute variable V dans de la façon suivante :

$$V = \sum_{m=1}^{M} w_m V_m \tag{3.32}$$

Dans (3.32), V_m est la valeur de la variable V au milieu de facette m. On remarque que les V_m sont des valeurs en un point donné, leurs dérivées en espace sont donc nulles :

$$\frac{\partial V_m}{\partial x} = \frac{\partial V_m}{\partial y} = 0 \tag{3.33}$$

On définit la fonction Kronecker, pour un couple d'entiers m_1 et m_2 : $\delta_{m_1,m_2} = 1$ si $m_1 = m_2$ et $\delta_{m_1,m_2} = 0$ sinon. Aussi, on appelle $|E_1|$ la surface de l'élément E_1. On peut démontrer les propriétés suivantes des fonctions d'interpolations de Crouzeix-Raviart, pour m_1 et m_2 égaux à i, j_1, ou k_1 :

$$\int_{E_1} \omega_{E_1,m_1} \omega_{E_1,m_2} dE_1 = \frac{|E_1|}{3} \delta_{m_1,m_2} \tag{3.34}$$

$$\int_{E_1} \omega_{E_1,m_1} dE_1 = \frac{|E_1|}{3} \tag{3.35}$$

On rappelle aussi l'identité vectorielle suivante (généralisation de l'intégration par parties) pour le vecteur $\vec{u}$ et le scalaire v, et le domaine Ω de contour $\partial\Omega$ ($\partial\Omega$ a pour vecteur normal sortant $\vec{n}$) :

$$\int_{\Omega} (\nabla.\vec{u}) v d\Omega + \int_{\Omega} \vec{u}.(\nabla v) d\Omega = \int_{\partial\Omega} v\vec{u}.\vec{n} dl \tag{3.36}$$

Pour discrétiser (3.23) en i par la méthode des EFCR, il faut multiplier (3.23) par ω_i et intégrer l'équation résultante sur Ω :

$$\underbrace{\int_{\Omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \omega_i d\Omega}_{o_\Omega} + \underbrace{\int_{\Omega} \bar{S} \frac{\partial h}{\partial t} \omega_i d\Omega}_{p_\Omega} \underbrace{- \int_{\Omega} \nabla_{xy}.(\bar{T}.\nabla_{xy} h) \omega_i d\Omega}_{q_\Omega} = \underbrace{\int_{\Omega} \bar{\gamma}_w \omega_i d\Omega}_{r_\Omega} \tag{3.37}$$

Ces intégrales sur Ω peuvent se décomposer en une somme d'intégrales sur l'ensemble des éléments triangulaires de Ω. Or, considérant que ω_i est nul pour tous les éléments autres que E_1 et E_2, (3.37) peut se ramener à :

$$\begin{aligned} &\underbrace{\int_{E_1} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \omega_{E_1,i} dE_1}_{o_{E_1}} + \underbrace{\int_{E_2} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \omega_{E_2,i} dE_2}_{o_{E_2}} + \underbrace{\int_{E_1} \bar{S} \frac{\partial h}{\partial t} \omega_{E_1,i} dE_1}_{p_{E_1}} + \underbrace{\int_{E_2} \bar{S} \frac{\partial h}{\partial t} \omega_{E_2,i} dE_2}_{p_{E_2}} \\ &\underbrace{- \int_{\Omega} \nabla_{xy}.(\bar{T}.\nabla_{xy} h) \omega_i d\Omega}_{q_\Omega} = \underbrace{\int_{E_1} \bar{\gamma} \omega_{E_1,i} dE_1}_{r_{E_1}} + \underbrace{\int_{E_2} \bar{\gamma} \omega_{E_2,i} dE_2}_{r_{E2}} \end{aligned} \tag{3.38}$$

Dans (3.38), q_Ω est laissé tel que présenté dans l'équation (3.37) (contrairement aux autres termes de l'équation), la raison étant que les développements de ce terme présentés dans la suite du manuscrit sont plus simples à effectuer partant de la forme non dissociée. Dans la mesure où on observe une symétrie parfaite entre les termes relatifs à E_1 et ceux relatifs à E_2 dans (3.38)

, par souci de concision, on ne traite que ceux qui dépendent de E_1 et on adoptera (et adaptera) les résultats trouvés au cas de l'élément E_2.

On réarrange le terme O_{E_1} de l'équation (3.38) en appliquant (3.32) à $\bar{\theta}$ ($\bar{\theta} = \sum_{m=1}^{M} \bar{\theta}_m \omega_m$), puis en utilisant la propriété (3.31) (pour sortir la fonction d'interpolation de la dérivée), la propriété (3.33) (pour sortir les $\partial\bar{\theta}_m / \partial t$ de l'intégrale), et enfin l'identité (3.34). On obtient ainsi :

$$\underbrace{\int_{E_1} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \omega_{E_1,i} dE_1}_{o_{E_1}} = \frac{\partial \bar{\theta}_i}{\partial t} \frac{|E_1|}{3} \tag{3.39}$$

On réarrange le terme p_{E_1} de l'équation (3.38) de façon à pouvoir se ramener à l'identité connue (3.34). Pour ce faire, on simplifie légèrement le problème en supposant que $\bar{S}$ est constant sur E_1, égal à sa valeur au centre de la maille notée $\bar{S}_{E_1}$. Ce faisant, on peut sortir $\bar{S}$ de l'intégrale. Ensuite, on applique (3.32) à h ($h = \sum_{m=1}^{M} h_m \omega_m$), (3.31) (pour sortir la fonction d'interpolation de la dérivée), (3.33) (pour sortir les $\partial h_m / \partial t$ de l'intégrale) et enfin (3.34). On obtient ainsi :

$$\underbrace{\int_{E_1} \bar{S}_{E_1} \frac{\partial h}{\partial t} \omega_{E_1,i} dE_1}_{p_{E_1}} = \bar{S}_{E_1} \frac{|E_1|}{3} \frac{\partial h_i}{\partial t} \tag{3.40}$$

On s'intéresse maintenant au terme q_Ω. On applique (3.36) à q_Ω , où $\partial\Omega$ désigne le contour du domaine Ω et $\vec{n}_\Omega$ est le vecteur sortant normal à $\partial\Omega$.:

$$\underbrace{-\int_\Omega \nabla_{xy}.(\bar{T}.\nabla_{xy} h)\omega_i d\Omega}_{q_\Omega} = \underbrace{\int_\Omega \nabla_{xy}\omega_i.\bar{\mathbf{T}}.\nabla_{xy} h d\Omega}_{q_{\Omega_1}} \underbrace{-\int_{\partial\Omega} \omega_i \bar{\mathbf{T}}.\nabla_{xy} h.\vec{n}_\Omega dl}_{q_{\Omega_2}} \tag{3.41}$$

On étudie dans un premier temps le terme q_{Ω_2} de l'équation (3.41). Dans ce terme, $\partial\Omega$ peut s'écrire sous la forme de l'union de *Mc* facettes de contour du domaine Ω. Ainsi (3.41) peut s'écrire sous la forme d'une somme de *Mc* termes correspondant chacun à une face de contour. Toutefois w_i est nul sur toute autre facette que i, j_1, j_2, k_1, et k_2. Ainsi, pour que l'intégrale résultante d'une des *Mc* facette de contour soit non nulle, il faut nécessairement que cette face de contour fasse partie des 5 faces i, j_1, k_1, j_2, ou k_2. Dès lors, q_{Ω_2} peut se mettre sous la forme suivante :

$$\underbrace{-\int_{\partial\Omega}\omega_i\bar{\mathbf{T}}.\nabla_{xy}h.\vec{n}_\Omega dl}_{q_{\Omega_2}} = -\sum_{m/\left(m\in[i;j_1;j_2;k_1;k_2]\ ET\ m\in\partial\Omega\right)}\int_m \omega_i\bar{\mathbf{T}}.\nabla_{xy}h.\vec{n}_m dl \tag{3.42}$$

Dans (3.42), $\vec{n}_m$ est le vecteur normal à la facette *m* sortant de $\partial\Omega$. On fait l'hypothèse que $\bar{\mathbf{T}}$ est constant dans l'élément triangulaire de contour qui contient *m* et on note sa valeur $\bar{\mathbf{T}}_{E_m}$.(On note cet élément triangulaire de contour E_m. E_m est égal à E_1 ou E_2 selon la valeur de *m*). Ainsi, le long de *m*, $\bar{\mathbf{T}}$ vaut $\bar{\mathbf{T}}_{E_m}$. De plus, d'après (3.32) et (3.33), $\nabla_{xy}h = \nabla_{xy}(\sum_{k=1}^{M}h_k\omega_k) = \sum_{k=1}^{M}h_k\nabla_{xy}\omega_k$. Ainsi, (3.42) se ramène à :

$$\underbrace{-\int_{\partial\Omega}\omega_i\bar{\mathbf{T}}.\nabla_{xy}h.\vec{n}_\Omega dl}_{q_{\Omega_2}} = -\sum_{m/\left(m\in[i;j_1;j_2;k_1;k_2]\ ET\ m\in\partial\Omega\right)}\bar{\mathbf{T}}_{E_m}.\int_m \omega_i\sum_{k=1}^{M}h_k\nabla_{xy}\omega_k.\vec{n}_m dl \tag{3.43}$$

Pour que le gradient de ω_k soit non nul le long de la face de contour *m*, il est nécessaire que *k* soit l'une des 3 faces de l'élément de contour E_m. (3.43) donne donc :

$$\underbrace{-\int_{\partial\Omega}\omega_i\bar{\mathbf{T}}.\nabla_{xy}h.\vec{n}_\Omega dl}_{q_{\Omega_2}} = -\sum_{m/\left(m\in[i;j_1;j_2;k_1;k_2]\ ET\ m\in\partial\Omega\right)}\bar{\mathbf{T}}_{E_m}.\int_m \omega_i\sum_{k\in E_m}h_k\nabla_{xy}\omega_k.\vec{n}_m dl \tag{3.44}$$

Dans la mesure où la somme $\sum_{k\in E_m}h_k\nabla_{xy}\omega_k$ ne fait intervenir que des facettes de l'élément E_m, et où, par ailleurs, (3.44) s'intéresse à la valeur de cette somme sur la facette *m*, on peut reformuler cette somme dans (3.44) en faisant intervenir la restriction de ω_k à E_m :

$$\underbrace{-\int_{\partial\Omega}\omega_i\bar{\mathbf{T}}.\nabla_{xy}h.\vec{n}_\Omega dl}_{q_{\Omega_2}} = -\sum_{m/\left(m\in[i;j_1;j_2;k_1;k_2]\ ET\ m\in\partial\Omega\right)}\bar{\mathbf{T}}_{E_m}.\int_m \omega_i\sum_{k\in E_m}h_k\nabla_{xy}\omega_{E_m,k}.\vec{n}_m dl \tag{3.45}$$

Dans la mesure où les $\omega_{E_m,k}$ sont bilinéaires sur E_m d'après leur définition (comme illustré en Figure 7), leur gradient est constant sur E_m. Ainsi, le terme $\sum_{k\in E_m}h_k\nabla_{xy}\omega_{E_m,k}$ (qui n'est autre que l'expression du gradient de *h* sur E_m) est une constante sur E_m, noté $\nabla_{xy}h_{E_m}$. (3.45) devient donc :

$$\underbrace{-\int_{\partial\Omega}\omega_i\bar{\mathbf{T}}.\nabla_{xy}h.\vec{n}_\Omega dl}_{q_{\Omega_2}} = -\sum_{m/\left(m\in[i;j_1;j_2;k_1;k_2]\ ET\ m\in\partial\Omega\right)}\left(\int_m \omega_i.dl\right)\bar{\mathbf{T}}_{E_m}.\nabla_{xy}h_{E_m}.\vec{n}_m \tag{3.46}$$

Dans le terme de droite de l'équation (3.46), on reconnait le terme $\overline{\mathbf{T}}_{E_m}.\nabla_{xy}h_{E_m}.d\vec{n}_m$ comme égal au flux sortant du contour de Ω par la facette *m* par unité de longueur. On nomme ce flux linéaire sortant de *m* q_m. Aussi, à partir de la définition de ω_i (équations (3.29) à (3.30)) on peut déterminer la valeur de ω_i sur chacune des 3 facettes d'un triangle contenant la facette *i* (Figure 8). On constate ainsi que l'intégrale de ω_i sur les facettes autres que *i* est nulle (Figure 8), et vaut la longueur de la facette *i* sur la facette *i* (Figure 8). On introduit la fonction $\delta(i,\partial\Omega)$, telle que $\delta(i,\partial\Omega)=1$ si *i* est une face de contour, et $\delta(i,\partial\Omega)=0$ sinon. Ce faisant, on peut remanier l'équation (3.46) de la sorte :

$$\underbrace{-\int_{\partial\Omega}\omega_i\overline{\mathbf{T}}.\nabla_{xy}h.\vec{n}_\Omega dl}_{q_{\Omega_2}}=-\delta(i,\partial\Omega)q_i\|i\|=-\delta(i,\partial\Omega)Q_i \tag{3.47}$$

Dans (3.47), $\|i\|$ désigne la longueur de la facette *i* et Q_i désigne le flux total sortant à travers la facette *i*.

On étudie à présent le terme q_{Ω_1} de l'équation (3.41). Dans q_{Ω_1}, $\nabla_{xy}(w_i)$ est nul pour tous les éléments sauf pour E_1 et E_2. Cette intégrale sur Ω peut donc se décomposer en une somme de deux intégrales sur E_1 et E_2 sachant également que l'on considère $\overline{\mathbf{T}}$ constant sur chaque élément :

$$\underbrace{\int_\Omega\nabla_{xy}\omega_i.\overline{\mathbf{T}}.\nabla_{xy}hd\Omega}_{q_{\Omega_1}}=\underbrace{\int_{E_1}\nabla_{xy}\omega_{E_1,i}.\overline{\mathbf{T}}_{E_1}.\nabla_{xy}hdE_1}_{q_{\Omega_1(E_1)}}+\underbrace{\int_{E_2}\nabla_{xy}\omega_{E_2,i}.\overline{\mathbf{T}}_{E_2}.\nabla_{xy}hdE_2}_{q_{\Omega_1(E_2)}} \tag{3.48}$$

Les développements de $q_{\Omega_1(E_1)}$ et $q_{\Omega_1(E_2)}$ étant similaires, on ne détaille que celui de $q_{\Omega_1(E_1)}$. Pour calculer ce terme, on applique (3.32) à *h* ($h=\sum_{m=1}^{M}h_m\omega_m$), et (3.33) (pour sortir les h_m de l'intégrale) :

$$\underbrace{\int_{E_1}\nabla_{xy}\omega_{E_1,i}.\overline{\mathbf{T}}_{E_1}.\nabla_{xy}hdE_1}_{q_{\Omega_1(E_1)}}=\sum_{m=1}^{M}h_m\int_{E_1}\nabla_{xy}\omega_{E_1,i}.\overline{\mathbf{T}}_{E_1}.\nabla_{xy}\omega_{E_1,m}dE_1 \tag{3.49}$$

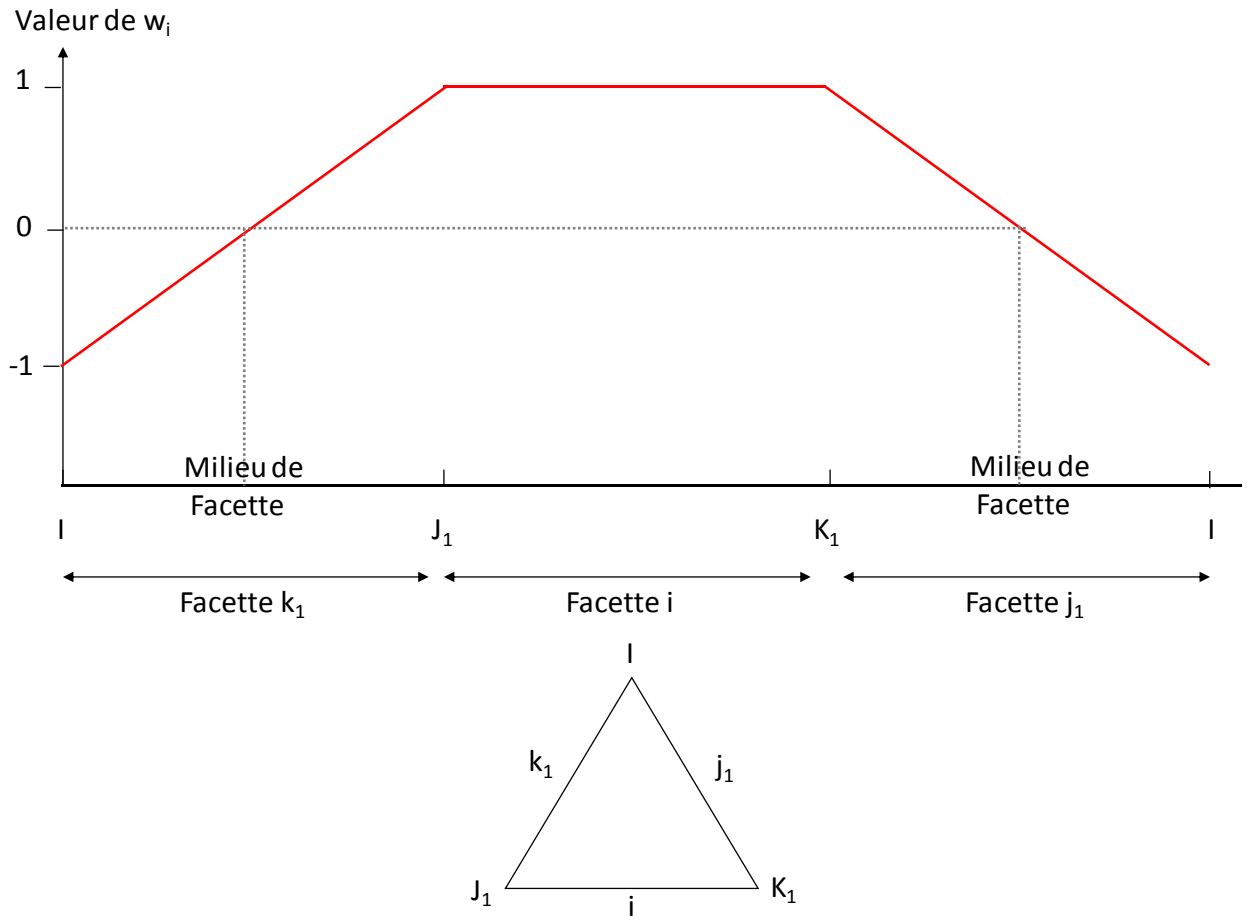


Figure 8 : Valeur de la fonction d'interpolation de la facette i (notée ω_i) sur le contour de l'élément triangulaire associé dans le formalisme des éléments finis de Crouzeix Raviart. I, J_1, et K_1 désignent les sommets du triangle. i, j_1, et k_1, désignent les facettes du triangle.

Dans (3.49), on remarque que si *m* n'est égal ni à *i*, ni à j_1, ni à k_1, alors l'intégrale est nulle. Ainsi :

$$\underbrace{\int_{E_1} \nabla_{xy}\omega_{E_1,i}.\bar{\mathbf{T}}_{E_1}.\nabla_{xy} h dE_1}_{q_{\Omega_1(E_1)}} = \sum_{m=i,j_1,k_1} h_m \int_{E_1} \nabla_{xy}\omega_{E_1,i}.\bar{\mathbf{T}}_{E_1}.\nabla_{xy}\omega_{E_1,m} dE_1 \tag{3.50}$$

Sur E_1, ω_i , ω_{j_1} , et ω_{k_1} sont bilinéaires. Alors, $\nabla_{xy}(\omega_i)$, $\nabla_{xy}(\omega_{j_1})$, et $\nabla_{xy}(\omega_{k_1})$ sont uniformes sur E_1. Ainsi :

$$\underbrace{\int_{E_1} \nabla_{xy}\omega_{E_1,i}.\bar{\mathbf{T}}_{E_1}.\nabla_{xy} h dE_1}_{q_{\Omega_1(E_1)}} = \nabla_{xy}\omega_i.\left(\sum_{m=i,j_1,k_1} h_m \bar{\mathbf{T}}_{E_1}.\nabla_{xy}\omega_{E_1,m}\right)\int_{E_1} dE_1 = \underbrace{|E_1|\nabla_{xy}\omega_{E_1,i}.\sum_{m=i,j_1,k_1} h_m \bar{\mathbf{T}}_{E_1}.\nabla_{xy}\omega_{E_1,m}}_{q_{\Omega_1(E_1)}} \tag{3.51}$$

On s'intéresse maintenant au terme r_{E_1} de l'équation (3.38). $\bar{\gamma}$ est supposé uniforme sur *E1* (noté $\bar{\gamma}_{E_1}$), on peut donc le sortir de l'intégrale. Ainsi, en utilisant l'identité (3.35) , on obtient :

$$\underbrace{\int_{E_1} \bar{\gamma}\omega_i dE_1}_{r_{E_1}} = \bar{\gamma}_{E_1} \frac{|E_1|}{3} \tag{3.52}$$

On a maintenant tous les éléments requis pour réécrire l'équation (3.38). (3.52),(3.51) ,(3.47),(3.41),(3.40), et (3.39) dans (3.38) donnent :

$$\begin{aligned}
&\underbrace{\frac{\partial \bar{\theta}_i}{\partial t}\frac{|E_1+E_2|}{3}}_{o_{E_1}+o_{E_2}} + \underbrace{\left(\bar{S}_{E_1}|E_1| + \bar{S}_{E_2}|E_2|\right)\frac{1}{3}\frac{\partial h_i}{\partial t}}_{p_{E_1}+p_{E_2}} + \\
&\underbrace{|E_1|\nabla_{xy}\omega_{E_1,i}.\sum_{m=i,j_1,k_1} h_m \bar{\mathbf{T}}_{E_1}.\nabla_{xy}\omega_{E_1,m}}_{q_{\Omega_1(E_1)}} + \underbrace{|E_2|\nabla_{xy}\omega_{E_2,i}.\sum_{m=i,j_2,k_2} h_m \bar{\mathbf{T}}_{E_2}.\nabla_{xy}\omega_{E_2,m}}_{q_{\Omega_1(E_2)}} \\
&\underbrace{-\delta(i,\partial\Omega)Q_i}_{q_{\Omega_2}} \underbrace{-\bar{\gamma}_{E_1}\frac{|E_1|}{3} - \bar{\gamma}_{E_2}\frac{|E_2|}{3}}_{r_{E_1}+r_{E_2}} = 0
\end{aligned} \tag{3.53}$$

On effectue à présent une discrétisation implicite en temps de l'équation (3.53). En ce qui concerne la notation, par exemple, on note $\bar{\theta}_i^n$ la valeur de $\bar{\theta}$ au milieu de facette *i* au pas de temps *n* :

$$\boxed{\begin{aligned}
&\underbrace{\frac{\bar{\theta}_i^{n+1}-\bar{\theta}_i^n}{t^{n+1}-t^n}\frac{|E_1+E_2|}{3}}_{o_{E_1}+o_{E_2}} + \underbrace{\left(\bar{S}_{E_1}^{n+1}|E_1| + \bar{S}_{E_2}^{n+1}|E_2|\right)\frac{1}{3}\frac{h_i^{n+1}-h_i^n}{t^{n+1}-t^n}}_{p_{E_1}+p_{E_2}} + \\
&\underbrace{|E_1|\nabla_{xy}\omega_{E_1,i}.\sum_{m=i,j_1,k_1} h_m^{n+1}\bar{\mathbf{T}}_{E_1}^{n+1}.\nabla_{xy}\omega_{E_1,m}}_{q_{\Omega_1(E_1)}} + \\
&\underbrace{|E_2|\nabla_{xy}\omega_{E_2,i}.\sum_{m=i,j_2,k_2} h_m^{n+1}\bar{\mathbf{T}}_{E_2}^{n+1}.\nabla_{xy}\omega_{E_2,m}}_{q_{\Omega_1(E_2)}} \\
&\underbrace{-\delta(i,\partial\Omega)Q_i^{n+1}}_{q_{\Omega_2}} \underbrace{-\bar{\gamma}_{E_1}^{n+1}\frac{|E_1|}{3} - \bar{\gamma}_{E_2}^{n+1}\frac{|E_2|}{3}}_{r_{E_1}+r_{E_2}} = 0
\end{aligned}} \tag{3.54}$$

1.4 Résolution

Pour la résolution de (3.54), on utilise la méthode de Newton Raphson, alors que Pan et al.(2015) utilisaient la méthode de Picard. Cela représente une amélioration du code, car la convergence de l'itération de Newton est quadratique (Lehmann and Ackerer, 1998) alors que celle de Picard n'est que linéaire. Le concept de la méthode de Newton est rappelé ci-après. Le but est de trouver les inconnues du système au pas de temps *n+1*, connaissant leurs valeurs au pas de temps *n* (i.e. trouver les h_i^{n+1} connaissant les h_i^n dans l'équation (3.54)). On rappelle que via les fonctions de Van Genuchten, connaître les h_i^{n+1} donne accès au $\overline{T}^{n+1}$ et au $\overline{\theta}_i^{n+1}$. $\overline{S}^{n+1}$ dépend lui aussi directement de h_i^{n+1} (via z_w) au pas de temps *n+1* (équation (3.18)). Quant à $-\delta(i,\partial\Omega)Q_i^{n+1}$ et les termes puits sources $\overline{\gamma}_{E_1}^{n+1}$ et $\overline{\gamma}_{E_2}^{n+1}$, ces grandeurs sont des données et non des inconnues.

Il est clair effectivement que les termes puits-sources sont une donnée du problème (la seule exception à cette règle concerne les termes d'échange entre les différents compartiments de NIM. Ces termes d'échange, davantage détaillés dans la suite du manuscrit, dépendent directement des niveaux d'eau calculés dans les trois compartiments de NIM). Cela est moins évident pour le terme $-\delta(i,\partial\Omega)Q_i^{n+1}$. On commence par rappeler que ce terme ne peut être non nul que pour une face de contour. Dans le cas où le contour du domaine se voit imposer une condition de Neumann (flux imposé), $-\delta(i,\partial\Omega)Q_i^{n+1}$ est fixé et est donc une donnée du problème. Dans le cas où le contour du domaine se voit imposer une condition de Dirichlet (charge imposée), *h* est connue le long du contour et il n'y a donc pas lieu de discrétiser le problème via l'équation (3.54) sur $\partial\Omega$. Ainsi, dans tous les cas non dégénérés, $-\delta(i,\partial\Omega)Q_i^{n+1}$ se révèle bel et bien une donnée du problème et non une inconnue.

L'enjeu est donc de trouver les h_i^{n+1} connaissant les h_i^n. Pour cela, on va réaliser des approximations par itérations successives et se rapprocher progressivement de la solution. Le numéro de l'itération sera noté N_{it} et l'approximation de h_i^{n+1} à l'itération N_{it} sera notée $h_i^{n+1,N_{it}}$. On note $F_i^{N_{it}}$ la valeur scalaire obtenue pour l'équation (50) en substituant h_i^{n+1} dans l'équation (3.54) par $h_i^{n+1,N_{it}}$. Au fur et à mesure que les $h_i^{n+1,N_{it}}$ tendent vers h_i^{n+1}, les expressions $F_i^{N_{it}}$ correspondant aux équations (51) pour chaque facette *i* du maillage triangulaire tendent vers 0. On définit donc :

$$\mathbf{F}^{N_{it}} = \begin{pmatrix} F_1^{N_{it}} \\ F_2^{N_{it}} \\ \dots \\ F_i^{N_{it}} \\ \dots \\ F_{M-1}^{N_{it}} \\ F_M^{N_{it}} \end{pmatrix} \tag{3.55}$$

Et :

$$F_{\max}^{N_{it}} = \max \begin{pmatrix} \left|F_1^{N_{it}}\right| \\ \left|F_2^{N_{it}}\right| \\ \dots \\ \left|F_i^{N_{it}}\right| \\ \dots \\ \left|F_{M-1}^{N_{it}}\right| \\ \left|F_M^{N_{it}}\right| \end{pmatrix} \tag{3.56}$$

De la sorte, lorsque $F_{\max}^{N_{it}}$ tend vers 0, alors l'ensemble des $h_i^{n+1,N_{it}}$ tendent vers les h_i^{n+1}. On définit un seuil de tolérance ε_{tol} . On considèrera que l'on a atteint la convergence (c'est-à-dire que $h_i^{n+1,N_{it}}$ est une approximation satisfaisante de h_i^{n+1}) si et seulement si $F_{\max}^{N_{it}} \leq \varepsilon_{tol}$. En première approximation, on commence par supposer que les h_i^{n+1} sont égaux aux h_i^n (on appellera cela l'itération de convergence N_{it}=0, et on notera $h_i^{n+1,0} = h_i^n$) (point A, Figure 9). En l'absence d'information supplémentaire, il s'agit d'une première approche pertinente. On peut ainsi calculer la valeur des F_i^0, obtenus en substituant h_i^{n+1} par $h_i^{n+1,0}$ dans (3.54). Si $F_{\max}^0 \leq \varepsilon_{tol}$ alors $h_i^{n+1,0}$ est une bonne approximation de h_i^{n+1}, ce qui n'est usuellement vrai que lorsque le problème devient stationnaire, invariant au cours du temps. Dans le cas contraire (comme dans le cas de la Figure 9), il s'agit à présent de proposer une meilleure approximation des h_i^{n+1} que $h_i^{n+1,0}$. On appellera ces nouvelles approximations $h_i^{n+1,1}$.

On notera :

$$\mathbf{\Delta}^0 = \begin{pmatrix} h_1^{n+1,1} - h_1^{n+1,0} \\ \cdots \\ h_i^{n+1,1} - h_i^{n+1,0} \\ \cdots \\ h_M^{n+1,1} - h_M^{n+1,0} \end{pmatrix} \tag{3.57}$$

Aussi, on définit la matrice jacobienne $\mathbf{J}^0$:

$$\mathbf{J}^0 = \begin{pmatrix} \frac{\partial F_1^0}{\partial h_1^{n+1,0}} & \cdots & \frac{\partial F_1^0}{\partial h_j^{n+1,0}} & \cdots & \frac{\partial F_1^0}{\partial h_M^{n+1,0}} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \frac{\partial F_i^0}{\partial h_1^{n+1,0}} & \cdots & \frac{\partial F_i^0}{\partial h_j^{n+1,0}} & \cdots & \frac{\partial F_i^0}{\partial h_M^{n+1,0}} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \frac{\partial F_M^0}{\partial h_1^{n+1,0}} & \cdots & \frac{\partial F_M^0}{\partial h_j^{n+1,0}} & \cdots & \frac{\partial F_M^0}{\partial h_M^{n+1,0}} \end{pmatrix} \tag{3.58}$$

La matrice jacobienne est calculée analytiquement à partir de l'expression de $\mathbf{F}^0$ dans le logiciel de calcul formel Maple. On fait un développement limité de $\mathbf{F}^1$ et on néglige tous les termes d'ordre supérieur à 1 :

$$\mathbf{F}^1 \approx \mathbf{F}^0 + \mathbf{J}^0.\mathbf{\Delta}^0 \tag{3.59}$$

L'objectif est de trouver $\mathbf{F}^1$ le plus proche possible du vecteur nul. En effet, on rappelle qu'à mesure que les $F_i^{N_{it}}$ tendent vers 0, les $h_i^{n+1,N_{it}}$ tendent vers les h_i^{n+1} . On cherche donc la valeur de $\mathbf{\Delta}^0$ qui est telle que $\mathbf{F}^1 = 0$. Pour cela, dans (3.59) , on remplace $\mathbf{F}^1$ par 0, et on note $\left[\mathbf{J}^0\right]^{-1}$ l'inverse de la matrice $\mathbf{J}^0$:

$$\mathbf{\Delta}^0 = -\left[\mathbf{J}^0\right]^{-1}.\mathbf{F}^0 \tag{3.60}$$

Dans (3.60), $\mathbf{F}^0$ et $\mathbf{J}^0$ sont connus car ils dépendent des variables à l'itération de convergence N_{it}=0, déjà calculées à ce stade du problème. Le calcul de $\left[\mathbf{J}^0\right]^{-1}$ est lui réalisé avec le solveur numérique UMFPACK 2.2.1.

A ce stade, à partir de l'équation (3.60) et de la définition de $\mathbf{\Delta}^0$ (équation (3.57)), on accède aux $h_i^{n+1,1}$ (point *B*, Figure 9) . Dans la mesure où l'équation (3.59) est une approximation,

la valeur ainsi obtenue des $h_i^{n+1,1}$ ne permet pas d'obtenir exactement $F_i^1 = 0$.On considèrera que l'on a atteint la convergence (c'est-à-dire que $h_i^{n+1,1}$ est une approximation satisfaisante de h_i^{n+1}) si et seulement si $F_{\max}^1 \leq \varepsilon_{tol}$. Si $F_{\max}^1 > \varepsilon_{tol}$, on doit faire une itération de plus pour se rapprocher davantage de la convergence. Pour ce faire, on calcule $\mathbf{\Delta}^1$en adaptant l'équation (3.60) à l'itération suivante :

$$\mathbf{\Delta}^1 = -\left[\mathbf{J}^1\right]^{-1}.\mathbf{F}^1 \tag{3.61}$$

On peut ainsi en déduire la valeur des $h_i^{n+1,2}$ (point *C*, Figure 9), dont découleront le calcul des F_i^2. Si $F_{\max}^2 \leq \varepsilon_{tol}$ alors on a atteint une approximation satisfaisante des h_i^{n+1} (c'est le cas dans la Figure 9). Dans le cas contraire, on adapte l'équation (3.61) à l'itération de convergence suivante, et ainsi de suite jusqu'à atteinte de la convergence…

2. <u>Modèle de ruissellement de surface 2-D</u>

2.1 Modèle physique

Le modèle d'écoulement de surface 2-D simplifie les équations de Saint Venant pour se ramener à une équation d'onde diffusive, comme détaillé dans Di Giammarco (1996).On prend pour point de départ les équations de Saint Venant (Abbott, 1979) :

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial\left(u_x h_s\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(u_y h_s\right)}{\partial y} = \gamma_{R_{2D}} \tag{3.62}$$

$$\underbrace{\frac{\partial\left(u_x h_s\right)}{\partial t} + \frac{\partial\left(u_x^2 h_s\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(u_x u_y h_s\right)}{\partial y}}_{T_{1a}} + \underbrace{g h_s\left(s_{f,x} + \frac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial x}\right) = 0}_{T_{1b}} \tag{3.63}$$

$$\underbrace{\frac{\partial\left(u_y h_s\right)}{\partial t} + \frac{\partial\left(u_x u_y h_s\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(u_y^2 h_s\right)}{\partial y}}_{T_{2a}} + \underbrace{g h_s\left(s_{f,y} + \frac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial y}\right) = 0}_{T_{2b}} \tag{3.64}$$

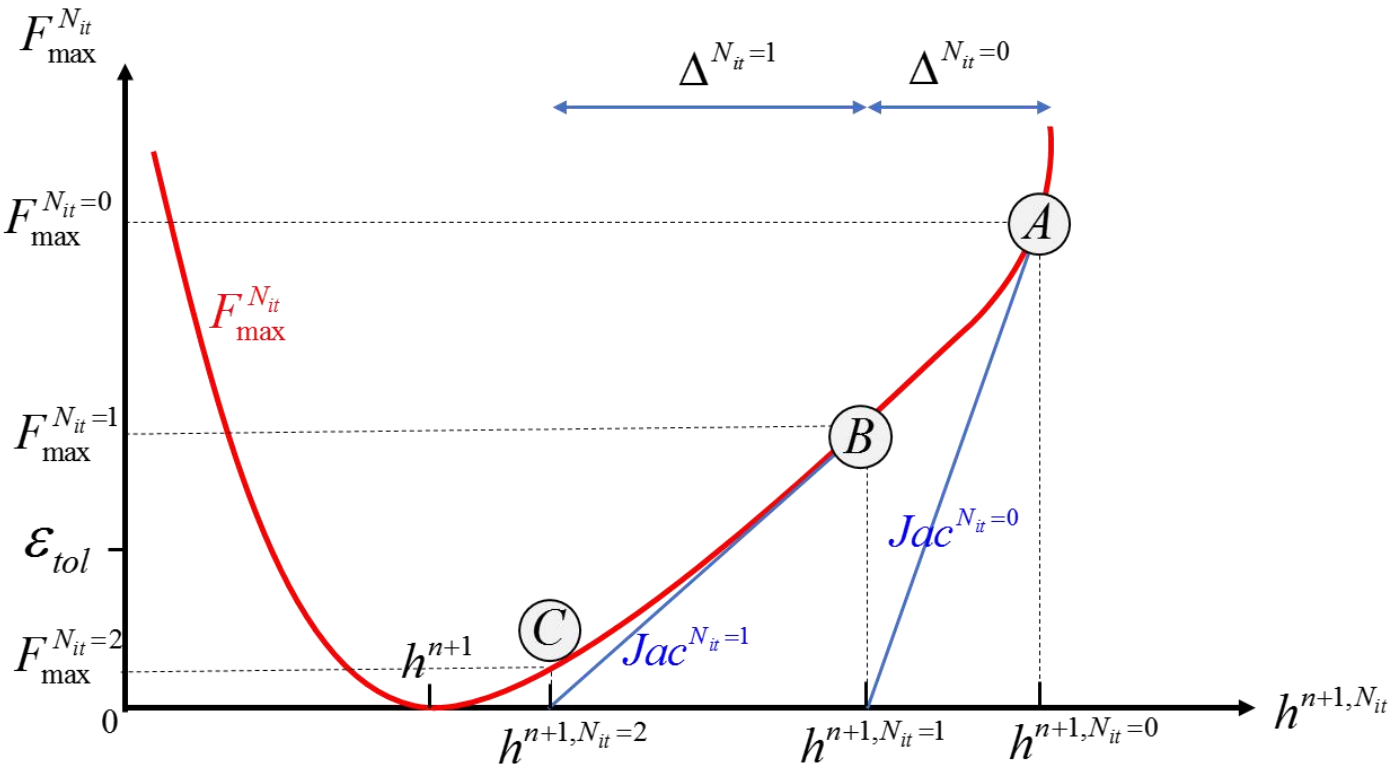


Figure 9 : Illustration du concept de la méthode de Newton Raphson. N_{it} est le numéro de l'itération de convergence. h^{n+1} est le vecteur décrivant la charge en toute facette au pas de temps n+1. $h^{n+1,N_{it}}$ est l'approximation de h^{n+1} à l'itération N_{it}. $h^{n+1,0}$ est généralement choisi égal à la valeur connue de la charge au pas de temps précédent. $F_{\max}^{N_{it}}$ est la valeur maximum obtenue à une facette en substituant h^{n+1} par $h^{n+1,N_{it}}$ dans l'équation (3.54). ε_{tol} est le seuil de tolérance tel que si $F_{\max}^{N_{it}} \leq \varepsilon_{tol}$, alors $h^{n+1,N_{it}}$ est une approximation satisfaisante de h^{n+1}. $\mathbf{J}^{N_{it}}$ désigne la matrice jacobienne de $\mathbf{F}^{N_{it}}$ (i.e la pente de la tangente représentée en bleu dans ce schéma simplifié de la méthode). Le schéma illustre par des considérations mathématiques simples que l'on passe du point A au point B en utilisant l'équation $\mathbf{F}^1 = \mathbf{F}^0 + \mathbf{J}^0.\mathbf{\Delta}^0$. On passe de la même façon du point B au point C. En C, $F_{\max}^2 \leq \varepsilon_{tol}$, on peut donc accepter $h^{n+1,2}$ comme une approximation satisfaisante de h^{n+1}.

Dans (3.62), (3.63), et (3.64), h_s [L] est l'épaisseur de la lame d'eau de surface; $z_s^{'}$ [L] est la côte topographique du sol. Tout comme ce qui a été fait pour l'étude du compartiment souterrain de NIM, on définit un axe *z* normal à la topographie, et les axes *x* et *y*, orthogonaux à *z* et formant une base orthonormée. u_x et u_y [LT^{-1}] sont les composantes de la vitesse dans les directions *x* et *y*. $\gamma_{R_{2D}}$ [LT^{-1}] est un terme puits-source et *g* [LT^{-2}] est la valeur scalaire de l'accélération de pesanteur. $s_{f,x}$ et $s_{f,y}$ [-] sont les pentes de la topographie dans les direction *x* et *y*.

Puis, on suit l'approche détaillée dans les équations 1 à 9 de Di Giammarco et al. (1996) . En premier lieu, on fait l'hypothèse que les termes T_{1a} et T_{2a} des équations (3.63) et (3.64) sont négligeables devant les termes T_{1b} et T_{2b}. Ceci élimine les effets inertiels dans les écoulements, ce qui en pratique pour des ruissèlements naturels revient à ne pas "voir" les variations de vitesse d'écoulement se produisant sur des durées inférieures à 10 secondes et/ou des distances inférieures au mètre. Ainsi, (3.63) et (3.64) deviennent :

$$s_{f,x} = -\frac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial x} \tag{3.65}$$

$$s_{f,y} = -\frac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial y} \tag{3.66}$$

En utilisant la formule de Manning-Strickler, on peut écrire :

$$S_{f,x} = \frac{N_x^{\ 2}}{h_s^{\ 4/3}}(u_x^{\ 2} + u_y^{\ 2})^{1/2} u_x \tag{3.67}$$

$$S_{f,x} = \frac{N_y^{\ 2}}{h_s^{\ 4/3}}(u_x^{\ 2} + u_y^{\ 2})^{1/2} u_y \tag{3.68}$$

Dans (3.67) et (3.68), N_x et N_y [$L^{-1/3}T$] sont les coefficients de rugosité de Manning dans les directions *x* et *y*. En sommant les carrés des équations (3.67) et (3.68) on obtient :

$$u_x^{\ 2} + u_y^{\ 2} = h_s^{\ 4/3}\left(\frac{S_{f,x}^{\ 2}}{N_x^{\ 4}} + \frac{S_{f,y}^{\ 2}}{N_y^{\ 4}}\right)^{1/2} \tag{3.69}$$

La substitution de (3.69) dans (3.67) et (3.68) donne :

$$u_x = -\frac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial x}\frac{h_s^{\ 2/3}}{N_x^{\ 2}}\frac{1}{\left(\frac{S_{f,x}^{\ 2}}{N_x^{\ 4}} + \frac{S_{f,y}^{\ 2}}{N_y^{\ 4}}\right)^{1/4}} \tag{3.70}$$

$$u_y = -\frac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial y}\frac{h_s^{\ 2/3}}{N_y^{\ 2}}\frac{1}{\left(\frac{S_{f,x}^{\ 2}}{N_x^{\ 4}} + \frac{S_{f,y}^{\ 2}}{N_y^{\ 4}}\right)^{1/4}} \tag{3.71}$$

Enfin, introduire (3.71) et (3.70) dans (3.62) donne :

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} - \frac{\partial\left(K_{R,x}\dfrac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial x}\right)}{\partial x} - \frac{\partial\left(K_{R,y}\dfrac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial y}\right)}{\partial y} = \gamma_{R_{2D}} \tag{3.72}$$

avec :

$$K_{R,x} = \frac{h_s^{5/3}}{N_x^{\,2}\beta(h_s + z'_s)} \tag{3.73}$$

$$K_{R,y} = \frac{h_s^{5/3}}{N_y^{\,2}\beta(h_s + z'_s)} \tag{3.74}$$

$$\beta(h_s + z'_s) = \left(\frac{\left(\dfrac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial x}\right)^2}{N_x^{\,4}} + \frac{\left(\dfrac{\partial\left(h_s + z_s^{'}\right)}{\partial y}\right)^2}{N_y^{\,4}}\right)^{1/4} \tag{3.75}$$

En réécrivant (3.72) avec le symbole ∇_{xy} (déjà utilisé dans le modèle physique du compartiment souterrain de NIM), on obtient :

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} - \nabla_{xy}\left(\mathbf{K}_{R_{2d}}.\nabla_{xy}\left(h_s + z_s^{'}\right)\right) = \gamma_{R_{2D}} \quad ; \quad \mathbf{K}_{R_{2d}} = \begin{pmatrix} K_{R,x} & 0 \\ 0 & K_{R,y} \end{pmatrix} \tag{3.76}$$

2.2 Discrétisation et résolution

On remarque que l'équation (3.76) est très semblable à l'équation (3.23) utilisée pour le modèle physique du compartiment souterrain (à la différence près que (3.76) ne fait pas apparaître de paramètres intégrés sur *z*, contrairement à (3.23)). On utilise donc la même méthode de discrétisation pour l'équation (3.76) que pour l'équation (3.23). On se place là encore dans le contexte de la Figure 6, avec des EFCR. De la sorte, on arrive à l'équation discrétisée suivante :

$$\frac{|E_1|+|E_2|}{3}\frac{h_{s,i}^{n+1}-h_{s,i}^{n}}{t^{n+1}-t^{n}}-|E_1|\nabla_{xy}(\omega_{E_1,i}).\sum_{m=i,j_1,k_1}h_{s,m}^{n+1}\mathbf{K}_{\mathbf{R_{2d}},E_1}^{n+1}.\nabla_{xy}\omega_{E_1,m}$$
$$-|E_2|\nabla_{xy}(\omega_{E_2,i}).\sum_{m=i,j_2,k_2}h_{s,m}^{n+1}\mathbf{K}_{\mathbf{R_{2d}},E_2}^{n+1}.\nabla_{xy}\omega_{E_2,m}-\delta(i,\partial\Omega)Q_{R_{2d},i}^{n+1}-\gamma_{R_{2d},E_1}^{n+1}\frac{|E_1|}{3}-\gamma_{R_{2d},E_2}^{n+1}\frac{|E_2|}{3} \quad (3.77)$$
$$=0$$

Dans (3.77), $h_{s,i}^{n}$ désigne la valeur de h_s au milieu de facette *i* au temps *n*. $\mathbf{K}_{\mathbf{R_{2d}},E_1}^{n+1}=\begin{pmatrix}K_{R,x} & 0\\ 0 & K_{R,y}\end{pmatrix}$ dans la maille E_1 au temps n+1 . $Q_{R_{2d},i}^{n+1}$ est le flux total sortant de la facette *i* dans le compartiment de ruissellement de surface 2-D au pas de temps *n+1*, et $\gamma_{R_{2d},E_1}^{n+1}$ est un terme puits-source au centre de la maille E_1 au temps *n+1*. Tout comme le compartiment souterrain de NIM, le compartiment de ruissellement de surface 2-D est linéarisé et résolu selon la méthode de Newton Raphson (Figure 9).

2.3 Traitement numérique des hauteurs négatives

Des problèmes qui n'avaient pas lieu d'être pour le compartiment souterrain de NIM sont susceptibles de se produire dans la résolution de l'équation (3.77). Dans la résolution de l'écoulement de surface 2-D, il est nécessaire de respecter la propriété $h_s \geq 0$, puisqu'une épaisseur de lame d'eau de surface négative n'a pas de sens physique. Or, la seule résolution de l'équation (3.77) ne suffit pas à garantir cette condition. En conséquence, les transitions entre zones en eau et zones sèches doivent être traitées avec une attention toute particulière de façon à toujours s'assurer que $h_s \geq 0$. Dans le cas contraire, l'occurrence de hauteurs calculées négatives est une éventualité, celles-ci s'accompagnant par ailleurs de problèmes de convergence et de stabilité numérique. Ce phénomène est commun à l'ensemble des modèles de ruissellement de surface, et plusieurs techniques ont été développées pour y faire face (Bates and Hervouet, 1999; Costabile et al., 2012; Defina, 2000; Medeiros and Hagen, 2013). Malheureusement, ces techniques sont généralement spécifiques à la méthode de discrétisation et de résolution utilisée, et ne sont donc pas aisément transposables d'un modèle à l'autre (Defina, 2000). Dans le modèle de ruissellement de surface de NIM, après chaque pas de temps, l'ensemble des centres de facette sont passés en revue. En cas d'occurrence d'une hauteur négative, la hauteur en question est fixée à zéro, et les hauteurs d'eau positives des facettes avoisinantes sont diminuées, tout en prenant garde de préserver le bilan de masse à l'échelle du voisinage choisi.

3. Modèle de ruissellement en chenaux 1-D

3.1 Modèle physique

Pour le modèle physique du modèle de ruissellement en chenaux 1-D de NIM, on conserve le même modèle physique que Pan et al. (2015). Il s'agit, tout comme pour le module de ruissellement de surface 2-D, de ramener les équations de Saint-Venant à une équation d'onde diffusive. On considère un chenal 1-D trapézoïdal. Toutefois, à la différence de Pan et al. (2015), le chenal n'est pas nécessairement symétrique (c'est-à-dire que l'angle que fait le trapèze avec l'horizontale à droite n'est pas nécessairement le même que l'angle à gauche, cf. Figure 10). Il s'agit de prendre pour point de départ une version monodimensionnelle des équations de Saint-Venant :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla_x.(A\mathbf{u}) = l'\gamma_{1D} \tag{3.78}$$

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u}\frac{\partial |\mathbf{u}|}{\partial x} + g\nabla_x h_r = g\left(\mathbf{S_0} - \mathbf{S_{frict.riviere}}\right) - \frac{\gamma_{1D}}{h_r}\mathbf{u} \tag{3.79}$$

Dans (3.78) et (3.79), h_r [L] représente l'épaisseur de la lame d'eau de surface dans le chenal 1-D. A[L^2] désigne la surface mouillée (aussi appelée section en eau) du chenal. x est un axe local qui suit la pente du fond du chenal. $\mathbf{u}$ est le vecteur vitesse, dont on appelle $|u|$ [L.T^{-1}] sa composante scalaire. l' [L] désigne la largeur de la surface en eau dans le chenal. γ_{1D} [L.T^{-1}] est un terme puits-source représentant les flux latéraux. g [L.T^{-2}] est la composante scalaire de l'accélération de pesanteur. $\mathbf{S_{frict.riviere}}$ désigne un vecteur dont la composante scalaire vaut la pente de la friction de la rivière (c'est-à-dire la pente de la surface libre) et dont la direction suit l'axe x. $\mathbf{S}_0$ désigne un vecteur dont la composante scalaire vaut la pente du fond du chenal et dont la direction suit l'axe x. On note $|S_0|$ et $|S_{frict.rivière}|$ les composantes scalaires de $\mathbf{S_0}$ et $\mathbf{S_{frict.riviere}}$. On appelle z' l'altitude du fond du chenal (selon un axe vertical et non perpendiculaire au chenal). Ainsi $|S_0| = -\frac{\partial z'}{\partial_x}$. On suppose que le chenal a une forme trapézoïdale. La largeur au fond est notée l [L], et les angles que font les berges avec l'horizontale sont notés α_g [-] et α_d [-]. Le périmètre mouillé est noté P, et le rayon hydraulique égal à $\frac{A}{P}$ est noté R [L]. La Figure 10 illustre les notations utilisées.

La formule de Manning permet d'écrire :

$$\mathbf{u} = \frac{R^{2/3}}{N_{man}}\mathbf{S_{frict.riviere}}^{1/2} \tag{3.80}$$

Dans (3.80), N_{man} [$L^{-1/3}T$] est le coefficient de Manning du canal. Puisque la section du canal est considérée trapézoïdale, les relations suivantes s'obtiennent :

$$l' = l + h_r \left(\frac{1}{\tan(\alpha_d)} + \frac{1}{\tan(\alpha_g)} \right) \tag{3.81}$$

$$P = l + h_r \left(\frac{1}{\sin(\alpha_d)} + \frac{1}{\sin(\alpha_g)} \right) \tag{3.82}$$

$$A = l_m h_r \tag{3.83}$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = l' \frac{\partial h_r}{\partial t} \tag{3.84}$$

Avec $l_m = \dfrac{l + l'}{2}$

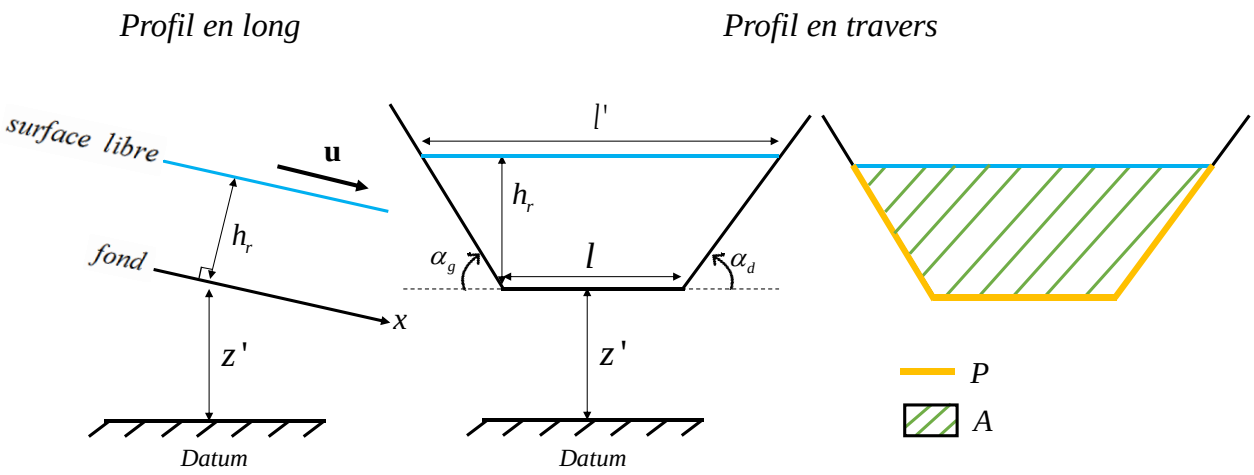


Figure 10 : Notations utilisées dans le compartiment de chenaux 1D de NIM

A partir de l'expression de A et P, on obtient l'expression du rayon hydraulique :

$$R = \frac{A}{P} = \frac{l_m h_r}{l + h_r \left(\dfrac{1}{\sin(\alpha_d)} + \dfrac{1}{\sin(\alpha_g)} \right)} \tag{3.85}$$

Eliminer les effets inertiels dans l'équation (3.79), (i.e., négliger les variations de vitesse d'écoulement se produisant sur des durées inférieures à 10 secondes et/ou des distances inférieures au mètre.) et négliger les flux latéraux permet d'arriver à :

$$\nabla_x h_r = \left(\mathbf{S_0} - \mathbf{S_{frict.riviere}}\right) \tag{3.86}$$

Ainsi :

$$\left|S_{frict.rivière}\right| = -\frac{\partial(h_r + z')}{\partial x} \tag{3.87}$$

(3.87) dans (3.80) donne :

$$\mathbf{u} = -\frac{R^{2/3}}{N_{man}\left|\nabla_x(h_r + z')\right|^{1/2}}\nabla_x(h_r + z') \tag{3.88}$$

où $\left|\nabla_x(h_r + z')\right|$ est la composante scalaire de $\nabla_x(h_r + z')$.

Injecter (3.88), (3.83) et (3.84) dans (3.78) donne :

$$\boxed{l'\frac{\partial h_r}{\partial t} - \nabla_x.(k_p \nabla_x(h_r + z')) = l'\gamma_{1D}} \tag{3.89}$$

Avec

$$k_p = l_m h_r \frac{R^{2/3}}{N_{man}\left|\nabla_x(h_r + z')\right|^{1/2}} \tag{3.90}$$

On retrouve bien une équation d'onde diffusive de la même forme générale que (3.76).

3.2 Discrétisation, résolution, et aspects numériques

La discrétisation employée est la même que celle de Pan et al. (2015) et est rappelée ci-après. La méthode des volumes finis est utilisée, en positionnant les inconnues aux nœuds du réseau 1-D. L'équation (3.89) est donc réécrite à l'aide d'un schéma implicite en temps. Si le nœud *i* est supposé à l'aval du nœud *i-1* :

$$l'^{n+1}_i \delta_{x,+} \frac{h_{r,i}^{n+1} - h_{r,i}^{n}}{t^{n+1} - t^n} + k_{p,+}^{n+1}\left(\left.\frac{\partial(h_r + z)^{n+1}}{\partial x}\right|_+\right) = l'^{n+1}_i \gamma_{1D,i}^{n+1} \tag{3.91}$$

Avec $\delta_{x,+} = \frac{|x_i - x_{i-1}|}{2}$. Les indices et exposants $_i^n$ font référence à la variable au nœud *i* et au pas de temps *n*. $\left.\frac{\partial(h_{1D}+z)^{n+1}}{\partial x}\right|_+$ désigne la valeur de $\frac{\partial(h_{1D}+z)^{n+1}}{\partial x}$ entre *i* et i-1, (c'est-à-dire à l'amont de *i*) et $k_{p,+}^{n+1}$ désigne la valeur de k_p^{n+1} entre *i* et *i-1*. Si le nœud *i* est supposé à l'amont du nœud *i+1* :

$$l_i'^{n+1}\delta_{x,-}\frac{h_{r,i}^{n+1}-h_{r,i}^{n}}{t^{n+1}-t^{n}} - k_{p,-}^{n+1}\left(\left.\frac{\partial(h_r+z)^{n+1}}{\partial x}\right|_-\right) = l_i'^{n+1}\gamma_{1D,i}^{n+1} \tag{3.92}$$

Avec $\delta_{x,-} = \frac{|x_{i+1} - x_i|}{2}$

En réalité, (3.91) et (3.92) ne sont pas applicables directement car chaque nœud du réseau 1-D est susceptible d'avoir plusieurs voisins (Figure 11) On note ∂i l'ensemble des nœuds au voisinage de *i*. Pour chaque noeud de ∂i , NIM commence par rechercher lequel de ces deux nœuds (*i* ou son voisin) est à l'amont de l'autre et applique l'équation (3.91) ou (3.92) à ce couple de nœuds. La somme des relations obtenues pour tous les voisins de *i* aboutit à l'équation suivante :

$$\begin{aligned} & l_i'^{n+1}\Gamma_x\frac{h_{r,i}^{n+1}-h_{r,i}^{n}}{t^{n+1}-t^{n}} - \sum k_{p-}^{n+1}\Big|_-\left.\frac{\partial(h_r+z)^{n+1}}{\partial x}\right|_- \\ & + \sum k_{p+}^{n+1}\Big|_+\left.\frac{\partial(h_r+z)^{n+1}}{\partial x}\right|_+ - l_i'^{n+1}\Gamma_x\gamma_{1D,i}^{n+1} = 0 \end{aligned} \tag{3.93}$$

Avec $\Gamma_x = \frac{\sum_{j\in\partial i}|x_i - x_j|}{2}$ Dans (3.93), de la même façon que dans (3.92) et (3.91), l'index + se rapporte aux voisins dont *i* est le nœud aval, et l'index - se rapporte aux nœuds voisins dont *i* est le nœud amont. Dans la suite, dans un couple de nœuds dont *i* est à l'aval, on pourra par exemple noter $l_{m,+}^{n+1}$ pour désigner l_m au pas de temps *n+1* pour le nœud voisin de *i* en question. Afin de limiter au maximum l'occurrence de hauteurs négatives non physiques et les instabilités numériques qui y sont associées, un schéma amont est employé pour les coefficients $k_p^{n+1}\Big|_+$, $k_p^{n+1}\Big|_-$, $\left.\frac{\partial(h_r+z)^{n+1}}{\partial x}\right|_+$ et $\left.\frac{\partial(h_r+z)^{n+1}}{\partial x}\right|_-$:

$$k_p^{\,n+1}\Big|_- = \frac{\frac{l_{m,-}^n + l_{m,i}^n}{2} h_{r,i}^n (R_i^n)^{2/3}}{N_{man} \left|\nabla_x (h_r + z')\right|_-^{1/2}} \tag{3.94}$$

$$k_p^{\,n}\Big|_+ = \frac{\frac{l_{m,+}^n + l_{m,i}^n}{2} h_{r,+}^n (R_+^n)^{2/3}}{N_{man} \left|\nabla_x (h_r + z')\right|_+^{1/2}} \tag{3.95}$$

$$\frac{\partial (h_r + z)^{n+1}}{\partial x}\Bigg|_- = \frac{(h_r + z)_-^{n+1} - (h_r + z)_i^{n+1}}{|x_i - x_-|} \tag{3.96}$$

$$\frac{\partial (h_r + z)^{n+1}}{\partial x}\Bigg|_{Up} = \frac{(h_r + z)_i^{n+1} - (h_r + z)_+^{n+1}}{|x_i - x_+|} \tag{3.97}$$

Ainsi, pour chaque couple de nœuds, la valeur de k_p dépend toujours de la hauteur d'eau à l'amont.

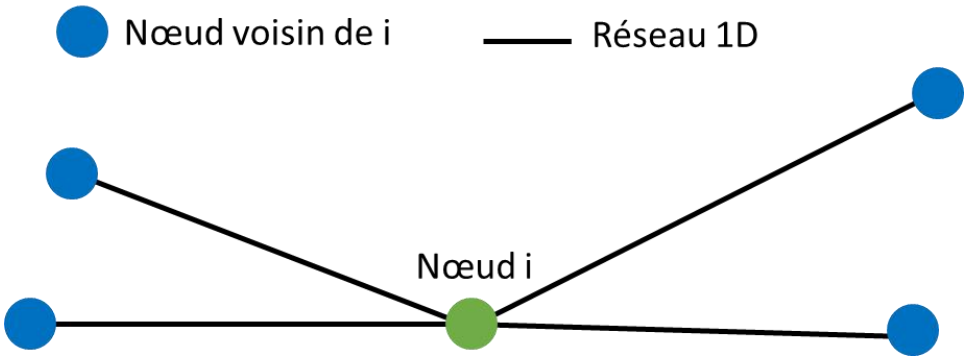


Figure 11 : Illustration du réseau 1-D au voisinage du nœud i dans NIM. Dans l'exemple présenté ici, le nœud i est de coordination 4 (4 voisins). En effet, il est peu probable que plus de deux segments se croisent exactement au même point. Toutefois, NIM tolère une coordination maximum aussi grande que possible.

Tout comme les deux autres compartiments de NIM, l'équation (3.93) est linéarisée et résolue avec la méthode de Newton-Raphson (contrairement à Pan et al. (2015) qui utilisait la méthode de Picard). Lorsque, malgré le choix d'un schéma amont pour le calcul de k_p, des valeurs négatives de h_r surviennent, la même mécanique de correction que celle appliquée dans le compartiment de ruissellement 2-D est employée, à savoir une redistribution d'une fraction des charges des nœuds voisins vers le nœud négatif pour remettre ce dernier à zéro.

4. Flux d'échanges et résolution du système complet

4.1 Maillage des trois compartiments

Les maillages pour les trois compartiments de NIM (souterrain à dimension réduite, ruissellement 2-D, et ruissellement en chenaux 1-D) coexistent sur une simple grille triangulaire (Figure 12). Le modèle souterrain est à dimension réduite et utilise donc un maillage 2-D. Ce maillage est le même que celui du ruissellement de surface 2-D. Lors de la création du maillage triangulaire, celui-ci est soumis à une contrainte spécifique : le réseau de chenaux 1-D doit correspondre à des facettes du maillage 2-D (Figure 12). En d'autres termes, les nœuds du réseau de chenaux 1-D correspondent à des sommets de triangles du maillage 2-D.

Sur la base de ce maillage, le couplage entre les trois compartiments est réalisé via des flux d'échange entre compartiments. Le calcul de ces flux d'échange est détaillé ci-après.

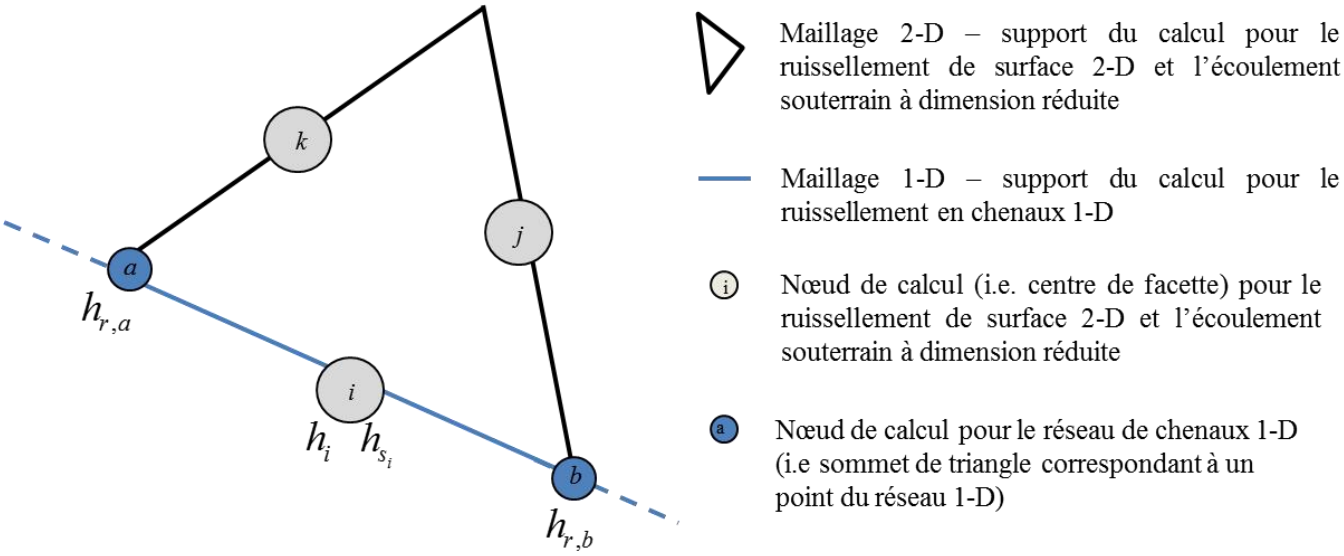


Figure 12 : Présentation du maillage utilisé pour la résolution simultanée des trois compartiments de NIM

4.2 Echange entre le ruissellement 2-D et le module de ruissellement en chenaux 1-D

Le flux d'échange entre les deux compartiments de ruissellement de surface est décrit par une équation de seuil. Cette méthode est directement inspirée du travail de Panday and Huyakorn (2004) . On distingue deux cas : celui où le seuil est noyé (c'est-à-dire submergé de part et d'autre) et le cas où il ne l'est pas.

$$Q_{Ex,1D\leftrightarrow 2D}\left(dénoyé\right) = C_d \frac{4}{3}\sqrt{2g}\left(H_u - Z_{Bank}\right)^{3/2} \tag{3.98}$$

$$Q_{Ex,1D\leftrightarrow 2D}\left(noyé\right) = C_d \frac{4}{3}\sqrt{2g\left(H_u - H_d\right)}\left(H_u - Z_{Bank}\right) \tag{3.99}$$

$Q_{Ex,1D\leftrightarrow 2D}$ [L^2T^{-1}] est le flux échangé par unité de longueur entre les deux compartiments et C_d [-] est un coefficient de seuil. G [LT^{-2}] est la composante scalaire de l'accélération de pesanteur, H_u [L] et H_d [L] sont les niveaux d'eau à l'amont et à l'aval du seuil (H_u , de même que H_d est soit égal à la côte limnimétrique dans le réseau 1-D, soit égal à la côte limnimétrique dans le module de ruissellement de surface 2-D). Z_{Bank} [L]est la côte des berges du chenal. Il est à noter que les points de calcul du module de ruissellement de surface 2-D sont tous à mi-chemin entre deux points de calcul du module de ruissellement 1-D (Figure 12). Ce faisant, l'emploi des équations (3.98) et (3.99) nécessite (avec les notations de la Figure 12), de comparer la hauteur d'eau dans le module de ruissellement 2-D à la facette *i* avec la moyenne de la hauteur d'eau dans le module 1-D aux nœuds *a* et *b*.

4.3 Echange entre le ruissellement 1-D et le compartiment souterrain à dimension réduite

Le flux d'échange entre le compartiment souterrain et le compartiment de chenaux 1-D suit la formulation proposée par Gunduz and Aral (2005) :

$$Q_{Ex,1D\leftrightarrow S_{out}} = P\,K_{Sed}\,\frac{(h_r + z') - h}{m_r}\,f_l \;;\ \text{if} \quad h > z' - m_r \tag{3.100}$$

$$Q_{Ex,1D\leftrightarrow Sout} = P\,K_{Sed}\,\frac{(h_{1D} + z') - (z' - m_r)}{m_r}\,f_l \;;\ \text{if} \quad h \le z' - m_r \tag{3.101}$$

Dans (3.100) et (3.101), $Q_{Ex,1D\leftrightarrow S_{out}}$ [$L^2.T^{-1}$] est le flux d'échange par unité de longueur entre ces deux compartiments, P[L] est le périmètre mouillé de la rivière et K_{sed} [$L.T^{-1}$] désigne la conductivité hydraulique à saturation des sédiments fins qui se trouvent au fond de la rivière. h_r [L] est l'épaisseur de la lame d'eau de surface dans le compartiment 1-D. z' [L] est la côte topographique du fond de la rivière. h [L] est la côte piézométrique dans le compartiment souterrain. m_r [L] est l'épaisseur de la couche de sédiments fins au fond de la rivière. f_l est une fonction dont le but est de limiter $Q_{Ex,1D\leftrightarrow S_{out}}$ dans le cas où la côte limnimétrique dans le compartiment 1-D est supérieure au niveau piézométrique alors que le nœud de calcul 1-D correspondant est à sec.

De même que pour les équations (3.98) et (3.99), l'emploi des équations (3.100) et (3.101) nécessite (avec les notations de la Figure 12), de comparer la piézométrie à la facette *i* avec la moyenne de la hauteur d'eau dans le module 1-D aux nœuds *a* et *b*.

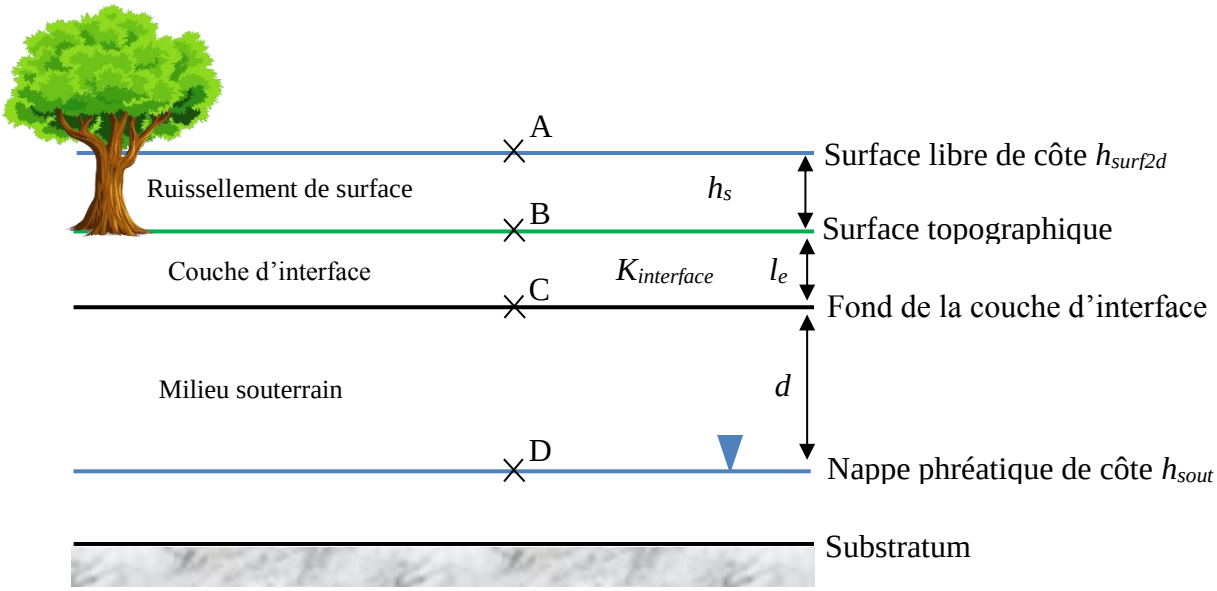
4.4 Echange entre le ruissellement 2-D et le compartiment souterrain à dimension réduite

Le couplage entre le modèle de ruissellement de surface 2-D et le modèle souterrain à dimension réduite est calculable de trois façons différentes, que nous nommerons M1, M2, et M2H. On choisit d'approfondir cette section en détail dans la mesure où le couplage entre

ruissellement 2-D et compartiment souterrain simule une physique complexe entre lame d'eau supérieure et niveau inférieur potentiellement insaturé.

Module de couplage NIM(M1)

On suppose l'existence d'une couche d'interface entre le modèle de ruissellement de surface 2-D et le modèle d'écoulement souterrain (Figure 13). Cette couche est supposée d'épaisseur l_e



[L] et de conductivité hydraulique à saturation $K_{interface}$ [L.T^{-1}]. On appelle d [L] la distance séparant la nappe phréatique du fond de la couche d'interface et h_s [L] l'épaisseur de la lame d'eau de surface. h_{surf2d} [L] désigne la côte de la surface libre du ruissellement de surface 2-D (i.e., $h_{surf\,2D} = h_s + z'_s$).

Figure 13 : Modèle conceptuel du module de couplage entre le modèle de ruissellement de surface et le modèle d'écoulement souterrain. $K_{interface}$ désigne la conductivité hydraulique à saturation de la couche d'interface.

L'échange entre les deux compartiments (ruissellement de surface 2-D et milieu souterrain à dimension réduite) est calculé de façon classique par un coefficient d'échange du premier ordre. (Ebel et al., 2009; Liggett et al., 2012). En particulier, la formulation choisie est directement inspirée du modèle Hydrogeosphere (HGS) (Therrien et al., 2009). L'échange est décrit par les équations suivantes :

$$Q_{Ex,2D\leftrightarrow SS} = K_{Interface}\frac{h_B - h_C}{l_e}k_r \qquad (3.102)$$

$$k_r = \min\left[\left(\frac{h_s}{h_{tot}}\right)^{2(1-h_s/h_{tot})} \; ; \; 1\right] \tag{3.103}$$

Dans (3.102) et (3.103) , h_B [L] désigne le charge du ruissellement de surface 2-D au sommet de la couche d'interface et h_C [L] désigne la charge du modèle souterrain au fond de la couche d'interface (Figure 13), k_r [-] est une variable comprise entre 0 et 1 en fonction de h_s qui permet de prendre en compte le fait que la conductivité de la couche d'interface ne soit pas toujours égale à sa valeur à saturation $K_{interface}$.. h_{tot} [L] est appelé hauteur totale d'obstruction et est la hauteur en-dessous de laquelle l'écoulement de surface est partiellement freiné par la végétation et les micro-dépressions du relief.

La charge au point B (Figure 13) est égale à la côte de la surface libre. Par ailleurs, à la différence d'HGS, dans le compartiment souterrain de $NIM_{(M1)}$, la charge au point C est toujours supposée égale à la charge au point D (Figure 13) du fait de l'hypothèse d'équilibre hydrostatique instantané. L'équation (3.102) devient donc dans $NIM_{(M1)}$:

$$Q_{Ex,2D\leftrightarrow Sout^{(M1)}} = K_{Interface}\frac{h_{surf\,2D} - h}{l_e}k_r \tag{3.104}$$

L'expression de (3.102) sous la forme de (3.104) dans NIM impacte la réponse du modèle aux évènements pluvieux par rapport à ce qui se serait passé dans un modèle complet (e.g., HGS utilisant l'équation (3.102)). D'un point de vue physique, (3.104) fait dépendre le terme d'infiltration du niveau de la nappe phréatique, alors que (3.102) le fait dépendre de l'humidité de surface. Ainsi, utiliser (3.104) pour approximer (3.102) ne fonctionne bien que si l'hypothèse d'équilibre hydrostatique instantané est vérifiée.

Pour comprendre les implications du passage de (3.104) à (3.102), prenons l'exemple d'un sol initialement à l'équilibre hydrostatique, c'est-à-dire que l'hypothèse $h_C=h$ est vérifiée. Au temps t=0, on fait s'abattre une pluie sur ce sol, on suppose par ailleurs qu'à l'instant initial h_s=0 et que la nappe phréatique est relativement profonde (c'est-à-dire que la distance d sur la Figure 13 est grande). On suppose que l'intensité de pluie est telle que le facteur limitant du processus d'infiltration est la capacité d'infiltration du sol et non l'apport en précipitation. (Dans le cas où la quantité d'eau précipitée est le facteur limitant, la différence entre les équations (3.102) et (3.104) n'est pas perceptible.)

- A l'instant initial, NIM suppose $h_C=h$ (du fait des hypothèses constitutives de NIM) et dans HGS, du fait des conditions initiales, $h_C=h$. Par conséquent l'infiltration est simulée à l'identique dans l'un et l'autre des modèles.
- A t>0, l'ajout de précipitation au système se traduit dans NIM par une élévation du niveau de nappe h. Dans HGS, du fait de la prise en compte du mécanisme d'infiltration, cette eau n'atteint pas directement la nappe phréatique mais augmente en revanche très rapidement la saturation au voisinage du point C. Il en résulte que h_C dans l'équation

(3.102) pour HGS augmente bien plus vite que h dans l'équation (3.104) pour NIM$_{(M1)}$. Par conséquent, $Q_{Ex,2D\leftrightarrow Sout}$ prédit par l'équation (3.102) diminue bien plus rapidement en fonction du temps que $Q_{Ex,2D\leftrightarrow Sout^{(M1)}}$ prédit par l'équation (3.104).

- Au bout d'un temps t très grand (que l'on notera $t=\infty$), la nappe phréatique se rapproche de la surface (le point D dans la Figure 13 se rapproche du point B) du fait de l'apport d'eau par la précipitation. Le système étant alors presque entièrement saturé, l'hypothèse d'équilibre hydrostatique instantané gagne en validité, c'est-à-dire que h est une bonne approximation de h_C et l'équation (3.104) approxime donc (3.102) relativement correctement.
  Pour résoudre le problème rencontré aux temps t qui vérifient $0 < t << \infty$, on propose la formulation de couplage NIM$_{(M2)}$.

<u>Module de couplage NIM$_{(M2)}$</u>

Dans le couplage NIM$_{(M2)}$, on applique les équations (3.105) et (3.106) ci après, où z_C désigne l'altitude du point C (Figure 13). L'idée est de déconnecter la nappe du calcul du terme d'échange lorsque celle-ci est plus profonde que le fond de la couche d'interface. Dans le cas où la nappe est trop profonde, on remplace h dans (3.105) par z_C dans (3.106), zc faisant office de valeur limite en dessous de laquelle la nappe est déconnectée de la dynamique d'échange. Cette formulation donne ainsi une signification nouvelle, plus importante que dans NIM$_{(M1)}$, à la longueur d'échange l_e. Cette modification permet de moduler l'hypothèse d'équilibre hydrostatique instantané selon sa robustesse, justifiée si la nappe est peu profonde, peu probable si la nappe est profonde. En effet, si l'eau infiltrée parcourt moins de distance pour rejoindre la nappe, la situation d'équilibre hydrostatique est atteinte plus rapidement. Ce formalisme n'est autre que l'adaptation en deux dimensions du formalisme de Gunduz & Aral (2005), déjà adopté pour le compartiment 1-D de NIM.

$$Q_{Ex,2D\leftrightarrow Sout^{(M2)}} = K_{Interface}\frac{h_{surf\,2D}-h}{l_e}k_r \quad si \;\; h > z_C \tag{3.105}$$

$$Q_{Ex,2D\leftrightarrow Sout^{(M2)}} = K_{Interface}\frac{h_{surf\,2D}-z_C}{l_e}k_r \quad si \;\; h \leq z_C \tag{3.106}$$

Comparons la réponse de NIM à celle d'HGS pour le même système physique que précédemment :

- A l'instant initial, dans HGS, du fait des conditions initiales, $h_C=h$. Dans NIM$_{(M2)}$, puisque $h \leq z_C$, on applique l'équation (3.106). Celle-ci remplace le terme h_C de l'équation (3.102) par z_C. Puisqu'à l'instant initial $h_C<<z_C$ (Figure 13), le terme d'échange est sous-prédit par NIM.

- A t>0, l'ajout de précipitation au système se traduit dans NIM par une élévation du niveau de nappe h. Toutefois, tant que $h \leq z_C$, on continue à utiliser l'équation (3.106) qui approxime h_C par z_C dans $NIM_{(M2)}$. Dans HGS, du fait de la prise en compte du mécanisme d'infiltration, l'eau précipitée n'atteint pas directement la nappe phréatique mais augmente très rapidement la saturation au voisinage du point C. La pression au point C se rapproche donc très rapidement de 0. h_C (égal à la somme de la pression au point C et de z_C) se rapproche ainsi rapidement de zc. Par conséquent l'approximation faite par $NIM_{(M2)}$ devient rapidement de plus en plus valide.
- Au bout d'un temps $t \rightarrow \infty$, $h > z_C$, on applique donc l'équation (3.105) dans $NIM_{(M2)}$. Cette équation est similaire à l'équation (3.104) de $NIM_{(M1)}$, et est donc valide pour les mêmes raisons (l'hypothèse d'équilibre hydrostatique instantané est justifiée car le milieu est presque entièrement saturé).

Ainsi, $NIM_{(M2)}$ décrit mal le terme d'échange aux temps $t \approx 0$ alors que $NIM_{(M1)}$ décrit mal le terme d'échange aux temps $0 < t << \infty$. On propose donc une troisième formulation pour le terme d'échange, un peu plus laborieuse mais plus précise : $NIM_{(M2H)}$.

<u>Module de couplage $NIM_{(M2H)}$</u>

Pour introduire cette formulation, commençons par aborder la théorie de Horton pour les écoulements par dépassement de la capacité d'infiltration du sol. Cette théorie a tant servi de référence que les écoulements de surface par dépassement de capacité d'infiltration sont appelés "hortoniens" (Beven, 2004). Le ruissellement hortonien s'oppose au ruissellement par saturation progressive du sol aussi appelé écoulement dunien (Dunne and Black, 1970). Dans un écoulement dunien, la précipitation s'infiltre en totalité et conduit à une élévation de la nappe jusqu'à ce que celle-ci dépasse la côte topographique, donnant ainsi lieu à du ruissellement de surface par exfiltration du système souterrain. Par définition, en ruissellement dunien, toute la précipitation s'infiltre du fait de la grande perméabilité du sol (i.e., $K_{interface}$ au moins supérieur à l'intensité de précipitation). Par conséquent, les équations (3.102), (3.104), (3.105) et (3.106) produisent des résultats similaires dans le cadre d'un ruissellement dunien. De fait, la limitation de la capacité d'infiltration du sol que nous étudions ici, n'a de pertinence que pour la théorie de Horton. Horton (1939) décrit la capacité d'infiltration d'un sol par l'équation suivante :

$$f(t) = f_c + \left(\frac{f_0}{f_c} - 1\right) f_c e^{-C_h t} \tag{3.107}$$

Dans (3.107), f [LT^{-1}] désigne la capacité d'infiltration du sol, c'est à dire la quantité maximum d'eau infiltrable dans le sol dans des conditions où la précipitation n'est pas le facteur limitant du processus d'infiltration. f_c [LT^{-1}] désigne la capacité d'infiltration du sol après un temps d'exposition à la précipitation très long, et f_0 [LT^{-1}] désigne la capacité d'infiltration du sol en amont de l'évènement pluvieux. C_h [T^{-1}] est une constante décrivant la diminution de la capacité d'infiltration en fonction du temps d'exposition à la précipitation. t [T] désigne le temps écoulé

depuis le début de l'évènement pluvieux. Les coefficients f_c, f_0, et C_h dépendent du sol considéré et peuvent être calibrés et/ou extraits de la littérature scientifique.

Sur la Figure 14, on représente schématiquement la capacité d'infiltration du sol en fonction du temps de précipitation, telle que décrite par Horton. On considère cette description théorique comme la référence et on appose sur le graphe la représentation schématique des capacités d'infiltration qui seraient calculées par $NIM_{(M1)}$ et $NIM_{(M2)}$. $NIM_{(M1)}$ surestime la capacité d'infiltration du sol aux temps t>0, et l'erreur commise s'amenuise au fur et à mesure du temps. $NIM_{(M2)}$ sous-estime la capacité d'infiltration au début de l'évènement pluvieux mais cet écart s'amenuise rapidement.

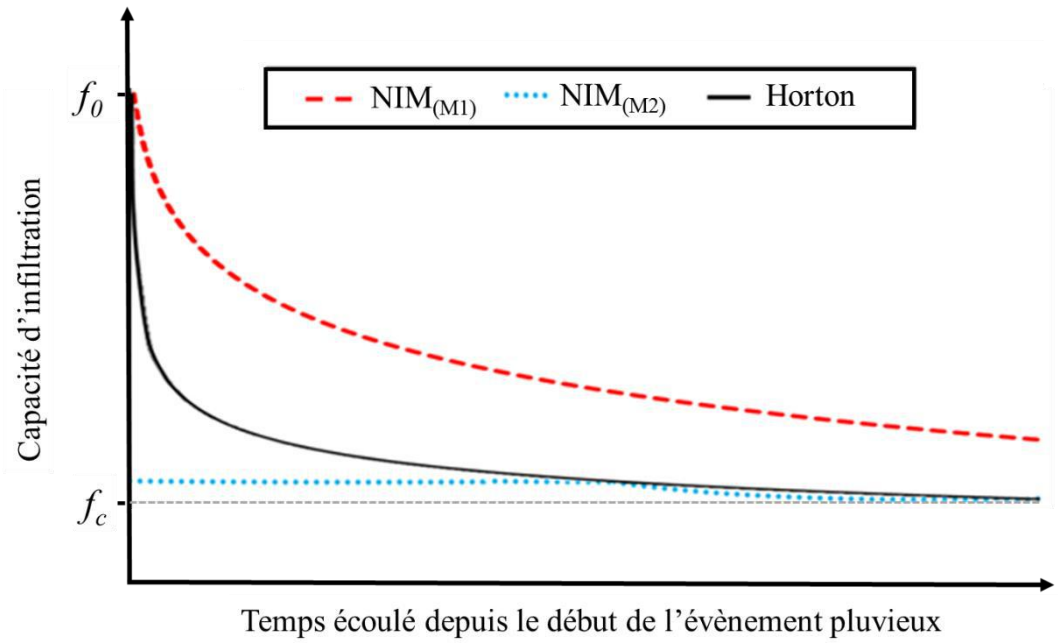


Figure 14 : Représentation schématique de la capacité d'infiltration en fonction du temps lors d'un évènement pluvieux, selon le modèle de Horton et selon $NIM_{(M1)}$ et $NIM_{(M2)}$. f_0 désigne la capacité d'infiltration initiale et f_c désigne la capacité d'infiltration au bout d'un temps très long. Par rapport à la référence du modèle de Horton, on a représenté les écueils respectifs de $NIM_{(M1)}$ et $NIM_{(M2)}$. $NIM_{(M1)}$ surestime la capacité d'infiltration du sol aux temps t>0, et l'erreur commise s'amenuise au fur et à mesure du temps. $NIM_{(M2)}$ sous-estime la capacité d'infiltration au début de l'évènement pluvieux mais cet écart s'amenuise rapidement.

Pour arriver à une formulation qui se rapproche du phénomène réel, on décide d'incorporer la physique de l'équation (3.107) dans les équations (3.105) et (3.106) afin de communiquer à ces dernières la différence de capacité d'infiltration entre les temps $t \approx 0$ et $t>0$, prise en compte par la théorie de Horton.

$$Q_{Ex,2D \leftrightarrow Sout^{(M2H)}} = \left[K_{Interface} + K_{Interface} \left(\frac{f_0}{f_c} - 1 \right) e^{-C_h t} \right] \frac{h_{surf\,2D} - h}{e} k_r \quad si \;\; h > z_C \qquad (3.108)$$

$$Q_{Ex,2D\leftrightarrow Sout^{(M2H)}} = \left[K_{Interface} + K_{Interface}(\frac{f_0}{f_c} - 1)e^{-C_h t} \right] \frac{h_{surf\,2D} - z_C}{e} k_r \quad si \;\; h \leq z_C \qquad (3.109)$$

Au bout d'un temps très long, les équations (3.108) et (3.109) se ramènent aux équations (3.105) et (3.106). Or, dans ces gammes de temps, (3.105) et (3.106) décrivent correctement le mécanisme d'infiltration, comme vu précédemment. En revanche, aux temps courts ($t \approx 0$), un facteur multiplicatif f_0/f_c est appliqué à $K_{interface}$ de façon à rehausser la courbe $NIM_{(M2)}$ de la Figure 14 pour lui faire atteindre l'estimation produite par le modèle de Horton (la courbe noire sur la Figure 14).

Toutefois, une limite de l'équation de Horton apparaît alors : celle-ci n'est prévue que pour un unique évènement pluvieux et non des pluies par intermittence, en l'occurrence la capacité d'infiltration du sol ne peut que décroître dans (3.107). Pour permettre au sol de récupérer en capacité d'infiltration à la suite d'un évènement pluvieux, on décide de remplacer t dans les équations (3.108) et (3.109) par t_{Xt} [T]. Cette variable est définie comme la durée de temps pluvieux dans les X_t [T] dernières unités de temps, où X_t est un paramètre à définir. Cette fenêtre temporelle mobile de largeur X_t permet au sol de regagner en capacité d'infiltration à mesure que l'on s'éloigne de l'évènement pluvieux. On obtient donc les équations (3.110) et (3.111).

$$Q_{Ex,2D\leftrightarrow Sout^{(M2H)}} = \left[K_{Interface} + K_{Interface}(\frac{f_0}{f_c} - 1)e^{-C_h t_{Xt}} \right] \frac{h_{surf\,2D} - h}{e} k_r \quad si \;\; h > z_C \qquad (3.110)$$

$$Q_{Ex,2D\leftrightarrow Sout^{(M2H)}} = \left[K_{Interface} + K_{Interface}(\frac{f_0}{f_c} - 1)e^{-C_h t_{Xt}} \right] \frac{h_{surf\,2D} - z_C}{e} k_r \quad si \;\; h \leq z_C \qquad (3.111)$$

Les équations (3.110) et (3.111), qui constituent le module d'échange $NIM_{(M2H)}$ permettent de décrire l'infiltration avec une plus grande précision que $NIM_{(M1)}$ et $NIM_{(M2)}$. $NIM_{(M2H)}$ s'avère toutefois plus laborieuse que ses deux alternatives, car elle repose sur l'utilisation de coefficients empiriques et/ou à calibrer. La littérature fournit des gammes de f_c, f_0 et C_h, pour divers types de sols, certaines valeurs étant reportées à titre indicatif au Tableau 1. Lorsque le ruissellement est dunien, il faudra toujours préférer $NIM_{(M1)}$ ou $NIM_{(M2)}$, car ces deux équations ne font pas intervenir de paramètres supplémentaires. En revanche, si le ruissellement hortonien est d'une importance significative sur le bassin versant considéré, il sera difficile de faire l'économie de la formulation $NIM_{(M2H)}$.

Tableau 1 : Valeurs des coefficients de Horton pour différents sols. Adapté de (ASCE, 1996)

Type de sol	f_0 (mm/h)	f_c(mm/h)	f_0/f_c	C_h(h^{-1})
Sol agricole standard (nu)	280	6-220	1.3-46.7	1.6
Sol agricol standard (avec végétation)	900	20-290	3.1-45	0.8
Tourbe	325	2-29	11.2-162.5	1.8
Argile très finement sableuse (nue)	210	2-25	8.4-105	2.0
Argile finement sableuse (avec végétation)	670	10-30	22.3-67	1.4

4.5 Résolution du système complet

L'ensemble des flux d'échanges calculés ci-avant viennent s'ajouter aux équations (3.93), (3.77), et (3.54). Par ailleurs, les trois compartiments sont résolus simultanément, c'est-à-dire que dans la méthode de Newton-Raphson, la matrice jacobienne décrite en équation (3.58) pour le milieu souterrain devient pour le système complet :

$$\mathbf{J}(Complet) = \begin{pmatrix} \mathbf{J}(Sout) & \frac{\partial_{\mathbf{Sout}}}{\partial_{\mathbf{1D}}} & \frac{\partial_{\mathbf{Sout}}}{\partial_{\mathbf{R_{2D}}}} \\ \frac{\partial_{\mathbf{1D}}}{\partial_{\mathbf{Sout}}} & \mathbf{J}(1D) & \frac{\partial_{\mathbf{1D}}}{\partial_{\mathbf{R_{2D}}}} \\ \frac{\partial_{\mathbf{R_{2D}}}}{\partial_{\mathbf{Sout}}} & \frac{\partial_{\mathbf{R_{2D}}}}{\partial_{\mathbf{1D}}} & \mathbf{J}(R_{2D}) \end{pmatrix} \tag{3.112}$$

Dans (3.112), $\mathbf{J}(Sout)$ est la matrice jacobienne calculée pour le compartiment souterrain (voir équation (3.58)). $\mathbf{J}(1D)$ et $\mathbf{J}(R_{2D})$ sont les matrices jacobiennes des deux autres compartiments de NIM (chenaux 1-D et ruissellement 2-D). Les autres termes de $\mathbf{J}(Complet)$ rendent compte des dérivées des termes d'échange entre compartiments en fonction des inconnues de tous les compartiments. Par exemple, $\partial_{\mathbf{Sout}}/\partial_{\mathbf{1D}}$ contient les dérivées de $Q_{Ex,1D\leftrightarrow Sout}$ en fonction des hauteurs d'eau dans le compartiment 1-D.

5. Bilan

A l'issue de cette partie, le formalisme de NIM a été explicité. Il s'agit à présent de déterminer si chacun des trois compartiments de NIM (pris individuellement ou couplés les uns aux autres) est à même de représenter correctement les dynamiques d'écoulement. C'est là tout l'objet des 3 parties suivantes. La partie III établit une comparaison entre le modèle souterrain à dimension réduite de NIM et un modèle complet basé sur l'équation de Richards 3-D. La partie IV consiste en une série de tests sur le modèle de ruissellement en chenaux 1-D. La partie V teste NIM dans sa forme complète (incluant le module de ruissellement de surface 2-D) et l'inter-compare avec des modèles de référence.

III. Tests sur le modèle souterrain à dimension réduite

Le but de cette partie est de décrire les forces et faiblesses compartiment souterrain de NIM, en comparaison à un modèle souterrain complet non intégré sur la direction perpendiculaire au substratum. Par souci de simplification, dans cette partie, la comparaison entre modèles complets et NIM est effectuée sur des coupes verticales extraites d'un bassin versant de montagne (Figure 15) (la démarche est inspirée de celle proposée par Pan (2015). Des tests impliquant des géométries 3-D ont aussi été entrepris dans le cadre de cette thèse. Ceux-ci se concentrent sur la validation simultanée de l'ensemble des compartiments de NIM (compartiment souterrain à dimension réduite, compartiment de ruissellement de surface 2-D, et compartiment de ruissellement de surface 1-D) et seront décrits dans le chapitre V.

Les paragraphes qui suivent se concentrent eux sur la validation isolée du compartiment souterrain de NIM. Ainsi, le recours à des coupes verticales 2-D (une dimension horizontale et une dimension verticale, Figure 15) offre la possibilité de cerner les forces et faiblesses du compartiment souterrain de NIM à moindre coût calcul. En effet, le modèle complet à exécuter sur ce cas test utilise un formalisme en deux dimensions et se base donc sur une résolution 2-D de l'équation de Richards sur l'ensemble du système (nappe et zone non saturée). On évite de la sorte le recours à un modèle complexe d'écoulement en trois dimensions, tout en conservant un caractère générique de comparaison modèle complet versus écoulement intégré. Dans NIM, où l'écoulement est intégré selon une direction perpendiculaire au substratum de la nappe, le problème traité ci-dessous devient monodimensionnel.

Le site dont est extrait la coupe verticale est le bassin du Strengbach dans les Vosges. Il fait l'objet d'une étude approfondie dans le chapitre VII de ce manuscrit. Le site se caractérise notamment par une topographie très pentue (Figure 15). Sur cette coupe, on identifie 3 localisations spécifiques sur lesquelles des résultats détaillés sont calculés (Figure 15). Plusieurs tests impliquant ces localisations sont réalisés. L'enjeu de ces tests est de vérifier la capacité de NIM à reproduire les flux et charges simulés par le modèle complet au droit des 3 localisations identifiées en Figure 15. Par souci de concision, on ne présentera ici que les résultats relatifs à la section 2 (Figure 15)

Dans la mesure où cette thèse s'inscrit en partie dans la continuité du travail de Pan (2015), on apporte aussi une attention toute particulière à l'investigation d'un certain nombre d'éléments non traités par Pan (2015) :

- Le facteur d'accélération du calcul comparé entre NIM et le modèle complet.
- La reproduction par NIM des teneurs en eau à la surface.

Les tests de Pan (2015) se concentraient sur la capacité de NIM à prendre en compte un champ de conductivité hydraulique à saturation hétérogène sur la coupe 2D étudiée. Dans ce travail, la bonne prise en compte de l'hétérogénéité est étudiée sur un autre cas test synthétique

(impliquant une géométrie 3-D complexe, un champ de conductivité hydraulique aléatoire, et l'ensemble des compartiments de NIM). Ce test est passé en revue dans le chapitre V. Ainsi, on choisit plutôt de profiter des tests détaillés ci-après pour analyser la sensibilité de NIM à d'autres paramètres, dont notamment l'épaisseur de l'aquifère, la pente du sol, et le coefficient α de Van Genuchten.

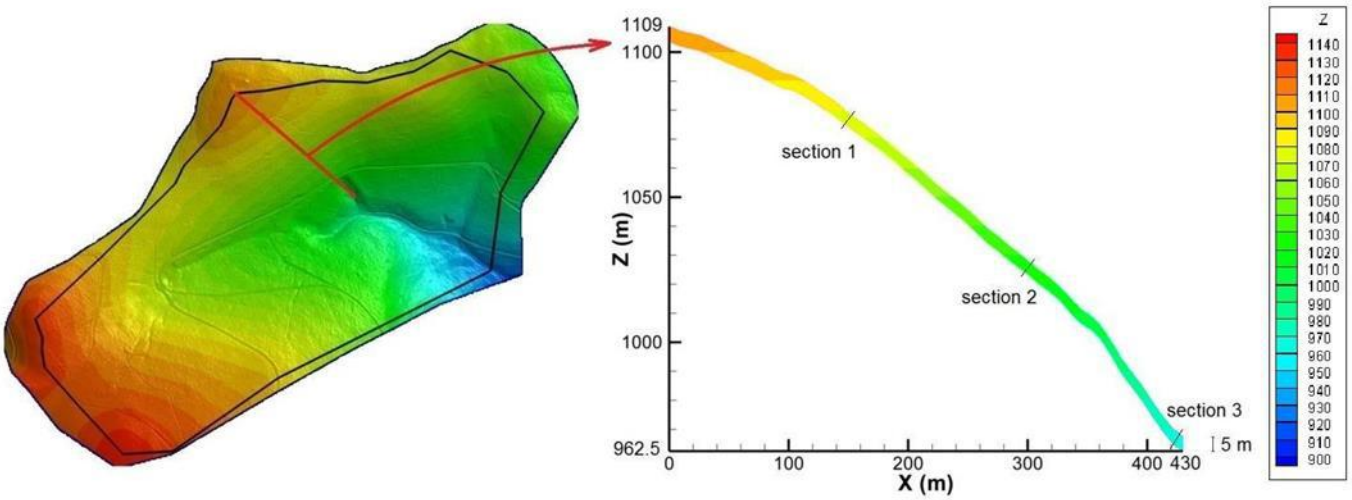


Figure 15: Géométrie de la coupe du Strengbach étudiée. Le bassin versant du Strengbach est représenté sur la gauche. La coupe de sol utilisée pour le cas test est décrite sur la droite. De Pan (2015).

1. Cas test 1 : faible épaisseur de l'aquifère et pente réelle

Ce premier cas test se caractérise d'une part par les fortes pentes naturellement observées sur le bassin versant du Strengbach, et d'autre part par une épaisseur uniforme de 5 m pour l'aquifère. Ces caractéristiques mettent a priori le modèle à dimension réduite à son avantage. En effet, les fortes pentes et la faible étendue de l'aquifère dans la direction perpendiculaire à l'écoulement limitent l'impact des phénomènes de la zone vadose sur la réponse hydrologique globale.

<u>Paramètres du sol</u>

- Sol homogène
- Epaisseur fictive de l'aquifère : 5m
- Conductivité hydraulique à saturation : 10 m/j
- Paramètres de Van Genuchten : n=2, l=0.5, α=2
- Teneur résiduelle en eau : 0.01060
- Teneur en eau à saturation : 0.1

<u>Conditions initiales, forçage hydrométéorologique et conditions aux limites.</u>

- A l'instant initial, la surface libre de la nappe est à une profondeur uniforme de 1.5 m sous la surface topographique.

- A l'aval (x=430 m), une condition de Dirichlet impose une profondeur de nappe de 1.5 m.
- Une pluie d'intensité 15 mm/j s'abat uniformément sur le bassin de t=20 j à t=22 j

Maillage

Pour le modèle complet, deux géométries de maillage sont proposées. Une première version du maillage (maillage complet A), pensée pour être précise mais efficace en temps de calcul, se compose de 67313 éléments triangulaires. Dans le but de capter précisément le profil de teneur en eau dans les premiers centimètres du sol, le maillage est raffiné davantage, et particulièrement dans les 50 premiers centimètres du sol. Il en résulte un second maillage (maillage complet B) de 265202 éléments triangulaires.

Il est apparu que les différences en flux et en charge simulées par le modèle complet pour ces deux maillages sont négligeables. Par conséquent, lorsque les comparaisons avec le modèle à dimension réduite impliquent les charges, les flux, ou les temps de calcul, le maillage complet A est utilisé. Cependant, lorsqu'il s'agit d'étudier le profil de teneur en eau dans les premiers centimètres du sol, le modèle complet utilise le maillage complet B. Ainsi, le modèle complet est toujours montré à son avantage.

Pour NIM, seule la surface du sol est maillée, puisque le problème est intégré sur son épaisseur. Une série de triangles est donc agencée de façon à former une ligne unique décrivant le profil altimétrique de la surface du sol sur la coupe considérée (Voir schéma en Figure 16). On se ramène ainsi à un problème en une dimension. Le maillage résultant comporte 2932 triangles. La taille caractéristique des mailles de NIM correspond à celle des mailles de surface du maillage complet A.

Les paramètres de convergence et la gestion du pas de temps sont définis de façon rigoureusement identique pour chacun des deux modèles.

Résultats

On observe que les charges et débits simulés par NIM sont globalement en accord avec les résultats du modèle complet (Figure 17 et Figure 18). Seule la réponse à l'évènement pluvieux diffère. En effet, le modèle intégré sur la perpendiculaire à l'écoulement est plus réactif à la pluie.

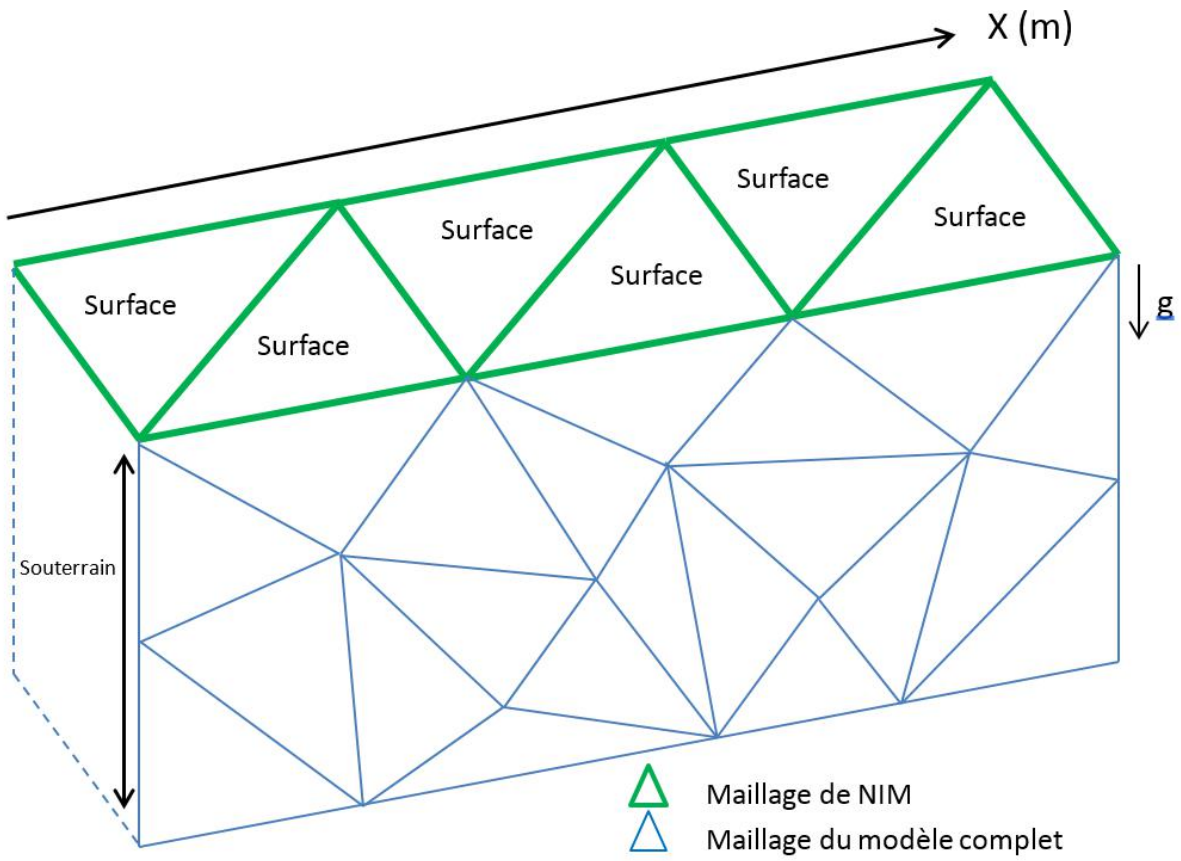


Figure 16 : Représentation schématique dans l'espace du maillage complet A et du maillage du modèle NIM. g est l'accélération de pesanteur, représentée pour indiquer la direction vertciale.

Les profils de teneur en eau moyenne dans les 50 premiers centimètres du sol à plusieurs temps caractéristiques sont représentés en Figure 19 pour le modèle complet, et en Figure 20 pour NIM.

Pour le modèle complet, ces profils ont été obtenus en calculant la teneur en eau en tout point de la coupe 2D. Il a ensuite fallu extraire des profils de teneur en eau sur la direction perpendiculaire à l'écoulement à plusieurs abscisses (tous les 40m) et procéder à l'intégrale des valeurs extraites sur les 50 premiers centimètres de sol (Figure 20).

Pour NIM, le profil de teneur en eau sur la direction perpendiculaire à l'écoulement est directement issu de l'hypothèse constitutive du modèle. En effet, considérer la charge constante sur la direction d'intégration y détermine la pression capillaire en tout point. Or, via les fonctions de Van Genuchten, la pression capillaire permet de déterminer la teneur en eau correspondante.

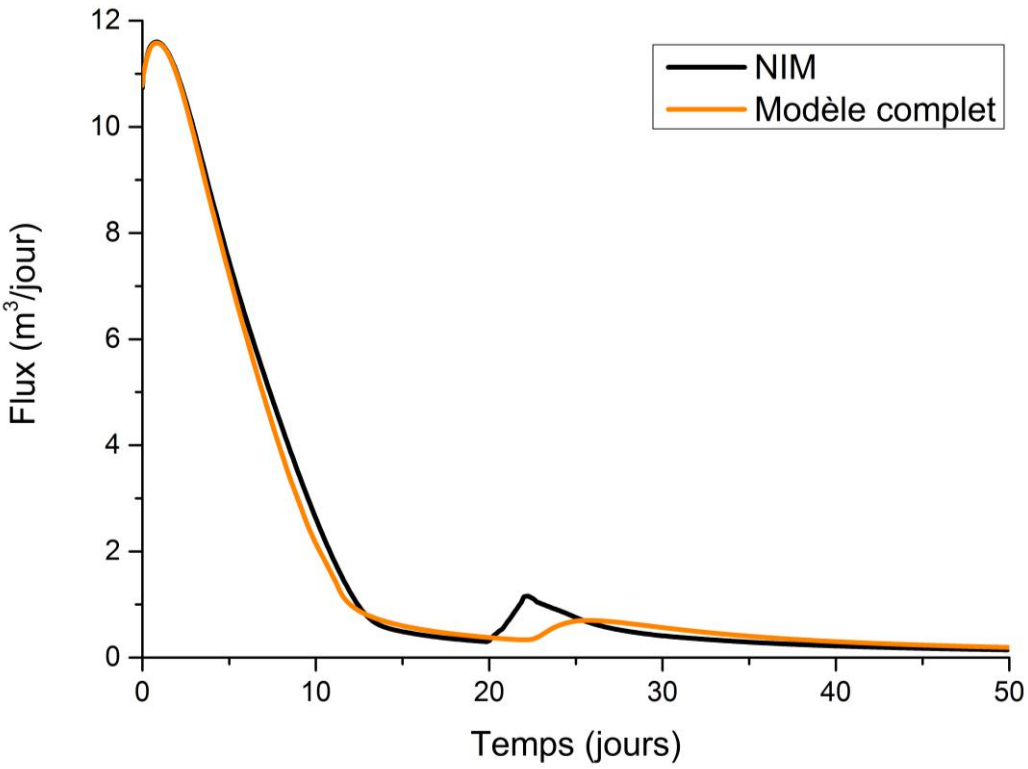


Figure 17 : Flux modélisés à la section 2 pour le cas test numéro 1, pour le modèle complet et pour NIM

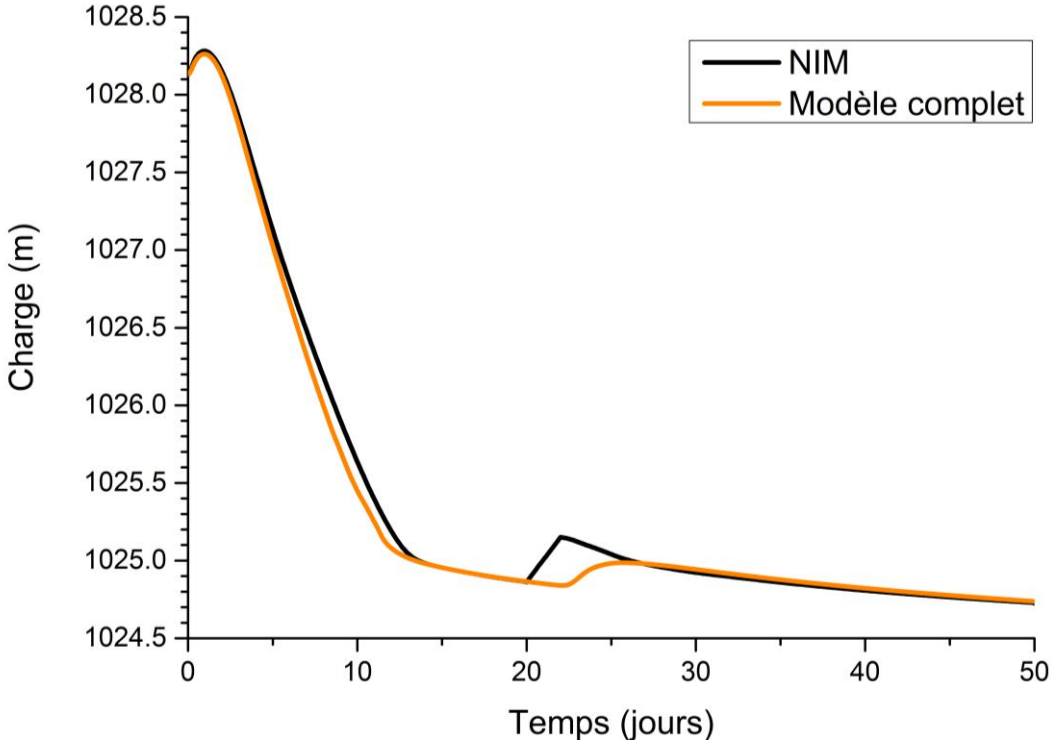


Figure 18 : Charges modélisées à la section 2 pour le cas test numéro 1, pour le modèle complet et pour NIM

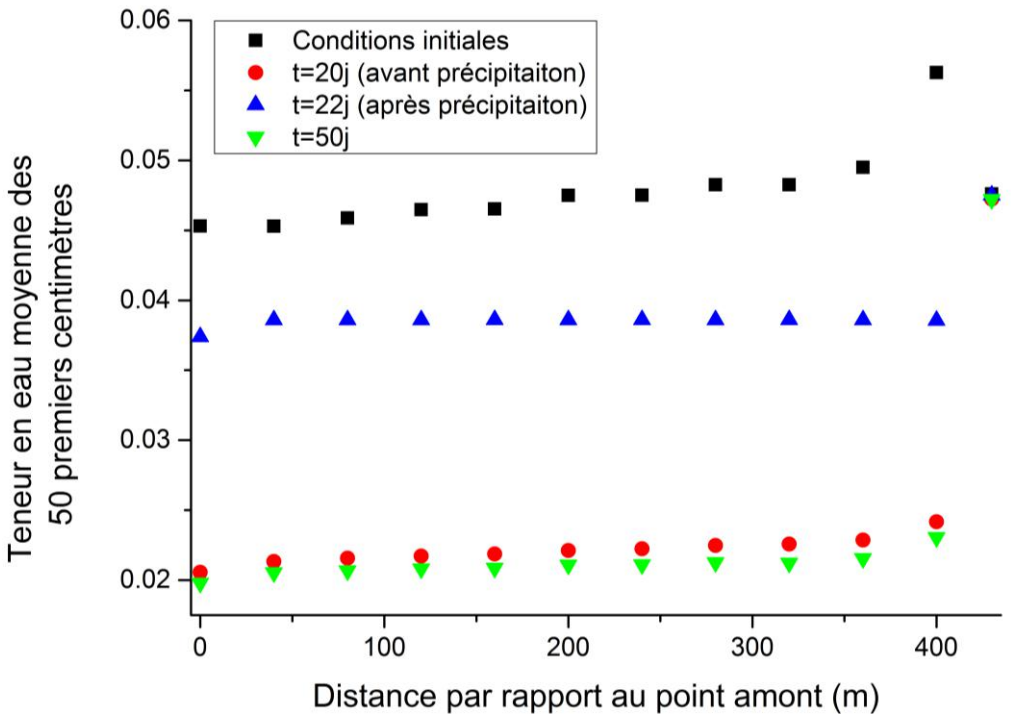


Figure 19 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par le modèle complet à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 1

Le profil de teneur en eau simulé par NIM présente des discontinuités spatiales (Figure 20). Ces discontinuités proviennent de l'état initial qui génère un profil de charge discontinu puisque parallèle à l'ensemble de la discrétisation de la topographie. Par ailleurs, la condition de Dirichlet à l'aval y maintient une teneur en eau environ égale à 0.05.

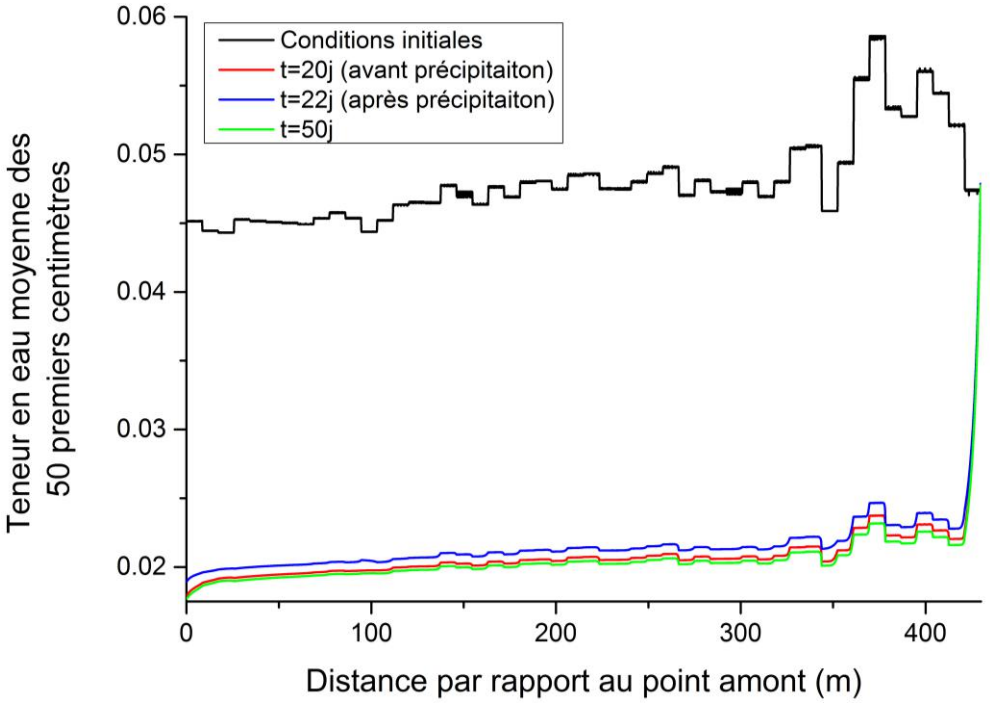


Figure 20 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par NIM à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 1

En dehors des évènements pluvieux, on constate que le profil de teneur en eau à la surface simulé par le modèle complet est très correctement reproduit par NIM. Ce résultat peut surprendre. Les 50 premiers centimètres du sol appartiennent dans ce cas test à la zone vadose. Or, l'hypothèse de charge constante sur la direction perpendiculaire au substratum faite dans NIM est avant tout valable dans la partie saturée de l'aquifère, et beaucoup moins dans sa partie non saturée. On pourrait donc s'attendre à de plus grandes différences entre modèles complet et réduit.

En revanche, les résultats s'altèrent en phase de précipitation. Lorsque la pluie intervient, le modèle complet réagit fortement. La teneur en eau moyenne dans les 50 premiers centimètres du sol y augmente d'environ 0.016. En comparaison, la réaction de NIM est moins intense : la teneur en eau augmente en moyenne de 0.0007, soit 22 fois moins environ. On observe toutefois qu'après une nouvelle période de drainage, à t=50 jours, les deux modèles reviennent à un fonctionnement global concordant.

La comparaison des temps de calcul entre les deux modèles donne NIM 20 fois plus rapide que son homologue complet aussi bien en termes de temps réel que de temps CPU.

2. Cas test 2 : grande épaisseur de l'aquifère et pente faible

Pour ce deuxième cas test, les pentes du Strengbach décrites en Figure 15 sont artificiellement divisées par 10, et l'épaisseur de l'aquifère est augmentée à 20 m de profondeur, avec une nappe à 10 m de profondeur à l'état initial. Ces conditions sont propices aux écoulements en zone vadose selon une direction perpendiculaire au substratum. Or, ces écoulements ne sont pas explicitement calculés par NIM. On ne voit ces composantes d'écoulement que sous la forme de variation temporelle de charge hydraulique (donc de stock d'eau) en un point. Ce cas test est donc défavorable *a priori* au modèle à dimension réduite.

Dans le détail, les paramètres du cas test 2 sont les suivants :

<u>Paramètres du sol</u>

- Sol homogène
- Epaisseur fictive de l'aquifère : 20 m
- Conductivité hydraulique à saturation : 10 m/j
- Paramètres de Van Genuchten : n=2, l=0.5, α=2
- Teneur résiduelle en eau : 0.01060
- Teneur en eau à saturation : 0.1

<u>Conditions initiales, forçage hydrométéorologique et conditions aux limites.</u>

- A l'instant initial, la surface libre de la nappe est à une profondeur uniforme de 10 m
- A l'aval (x=430m), une condition de Dirichlet impose une profondeur de nappe de 10 m.

- Une pluie d'intensité 7.5 mm/j s'abat uniformément sur le bassin de t=20 j à t=22 j

Maillage

Pour le modèle complet, les 50 premiers centimètres du sol sont particulièrement raffinés et les mailles deviennent plus grossières au fond de l'aquifère. 415857 triangles constituent le maillage correspondant. Pour NIM, le maillage utilisé est le même que dans le cas test 1, excepté le profil d'altitude. On rappelle que dans ce cas test numéro 2, les altitudes de la Figure 15 ont été divisées par 10 de façon à favoriser l'occurrence d'écoulements sur la direction perpendiculaire au substratum et ainsi mettre en difficulté NIM. Les paramètres de convergence et la gestion du pas de temps sont les mêmes que ceux du cas test précédent.

Résultats

En termes de débit et de charge, les résultats sont moins bons que ce que l'on a pu observer pour le cas test 1, mais restent très corrects. Après 50 jours de simulation, les écarts de flux et de charge entre les deux modèles restent inférieurs à 10% des variations totales de charges (de flux) enregistrées sur l'ensemble de la période de simulation. (Figure 21, Figure 22).

Alors que l'évènement pluvieux augmente mécaniquement le niveau de la nappe et le débit correspondant dans NIM, l'impact de la précipitation ne semble même pas discernable dans le modèle complet, contrairement, à ce qui s'est produit dans le cas test 1. Cela s'explique par la nature de ce cas test 2. A l'état initial, toute la partie supérieure de l'aquifère est dépourvue d'eau. En particulier, les pressions capillaires à la surface avoisinent les -10 m. Les conductivités hydrauliques correspondant à ces pressions sont de l'ordre de 3.10^{-6} m/jour. A 6 mètres de profondeur, soit une pression de -4 m environ, la conductivité hydraulique équivalente vaut environ 2.10^{-4} m/j. Autrement dit, sur les 6 premiers mètres à la surface du sol, les conductivités hydrauliques sont négligeables.

Lorsque l'évènement pluvieux intervient, l'eau précipitée est donc confrontée à une forte résistance à l'écoulement. Cette résistance allonge à l'extrême la réponse de la nappe à l'évènement pluvieux.

En plus de cette divergence au moment de l'évènement pluvieux, on constate que la chute de charge initiale observée dans le modèle complet n'est pas aussi bien retranscrite par NIM que dans le cas test 1. Cette observation s'explique par la grande épaisseur de la zone non saturée dans ce cas test 2. En effet, l'hypothèse de charge constante sur la direction perpendiculaire au substratum, constitutive de NIM, est valide dans la zone saturée, mais beaucoup moins dans la zone vadose. Le comportement général de l'écoulement reste relativement bien décrit toutefois.

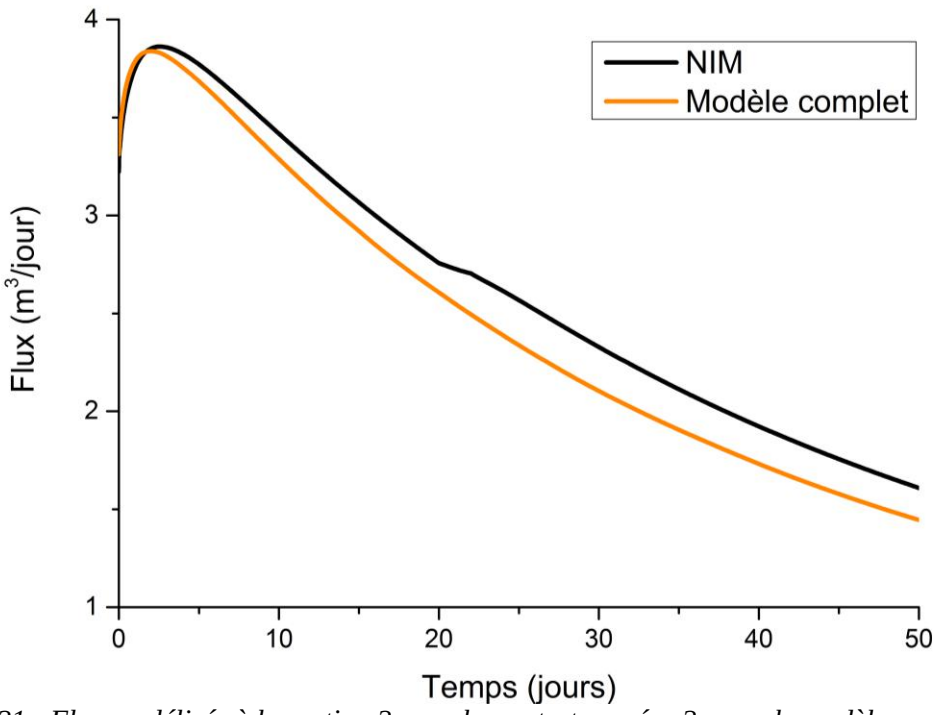


Figure 21 : Flux modélisés à la section 2 pour le cas test numéro 2, pour le modèle complet et le modèle à dimension réduite

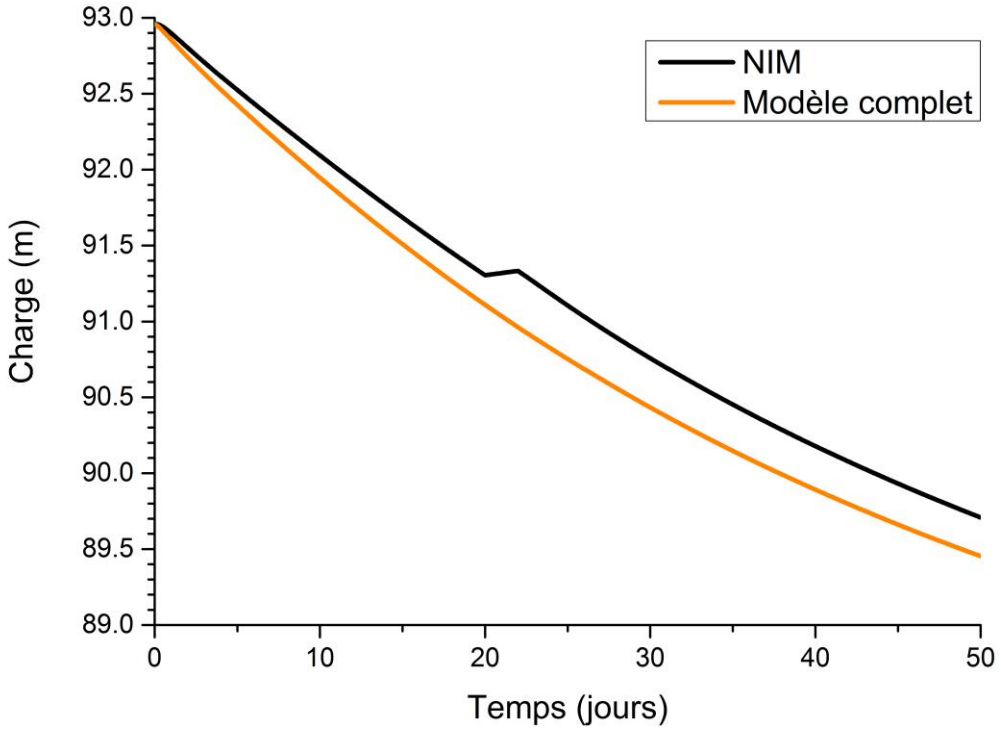


Figure 22 : Charges modélisées à la section 2 pour le cas test numéro 2, pour le modèle complet et le modèle à dimension réduite

En ce qui concerne les teneurs en eau dans les 50 premiers centimètres du sol, ce cas test met en exergue les différences significatives entre le modèle complet et NIM (Figure 23, Figure 24). Jusqu'à t=20 jours, les teneurs en eau de surface simulées par le modèle complet ne varient pas du tout. Ce phénomène est associé aux conductivités hydrauliques très faibles imposées à la surface par l'état initial. En revanche, pour NIM, les teneurs en eau de surface suivent les variations de nappe en raison des hypothèses constitutives du modèle.

Après deux jours de pluie sur un sol à conductivité initialement très faible, les teneurs en eau de surface du modèle complet atteignent un niveau environ égal au double de leur valeur initiale. A l'inverse, pour NIM, cet apport en eau ne fait que compenser le drainage naturel du système, si bien que le profil de teneurs en eau de surface après la précipitation est similaire à celui avant l'épisode pluvieux.

A t=50 jours, le modèle complet n'a toujours pas transmis l'intégralité de l'épisode pluvieux à la nappe phréatique. Cela se traduit par des teneurs en eau de surface à t=50 jours supérieures à celles décrivant l'état initial du système. NIM ne décrit le profil de teneurs en eau de surface qu'en fonction de l'évolution du niveau de nappe. A t=50 jours, les teneurs en eau de surface sont donc à leur plus bas niveau.

Dans ce cas test 2, choisi pour mettre NIM en difficulté, les différences de teneur en eau entre modèle complet et réduit atteignent jusqu'à 0.02 par endroits, alors que la teneur en eau résiduelle vaut 0.01060 et la teneur en eau à saturation est égale à 0.1.

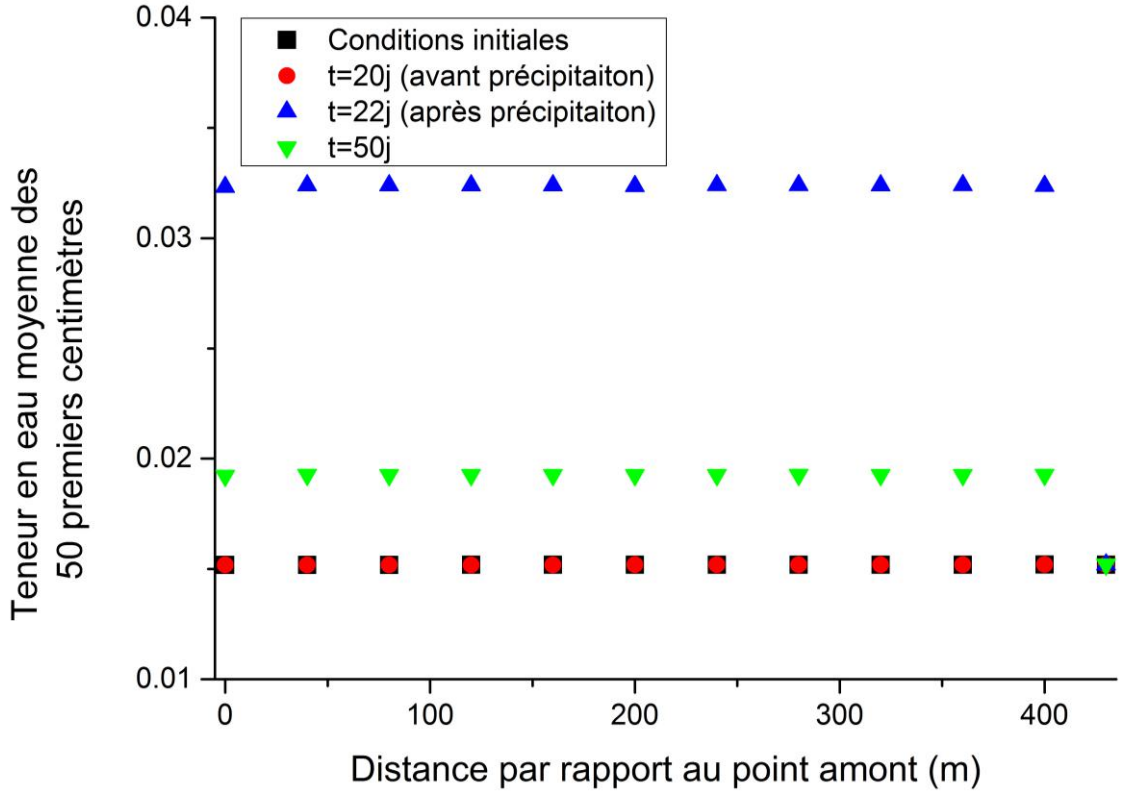


Figure 23 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par le modèle complet à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 2

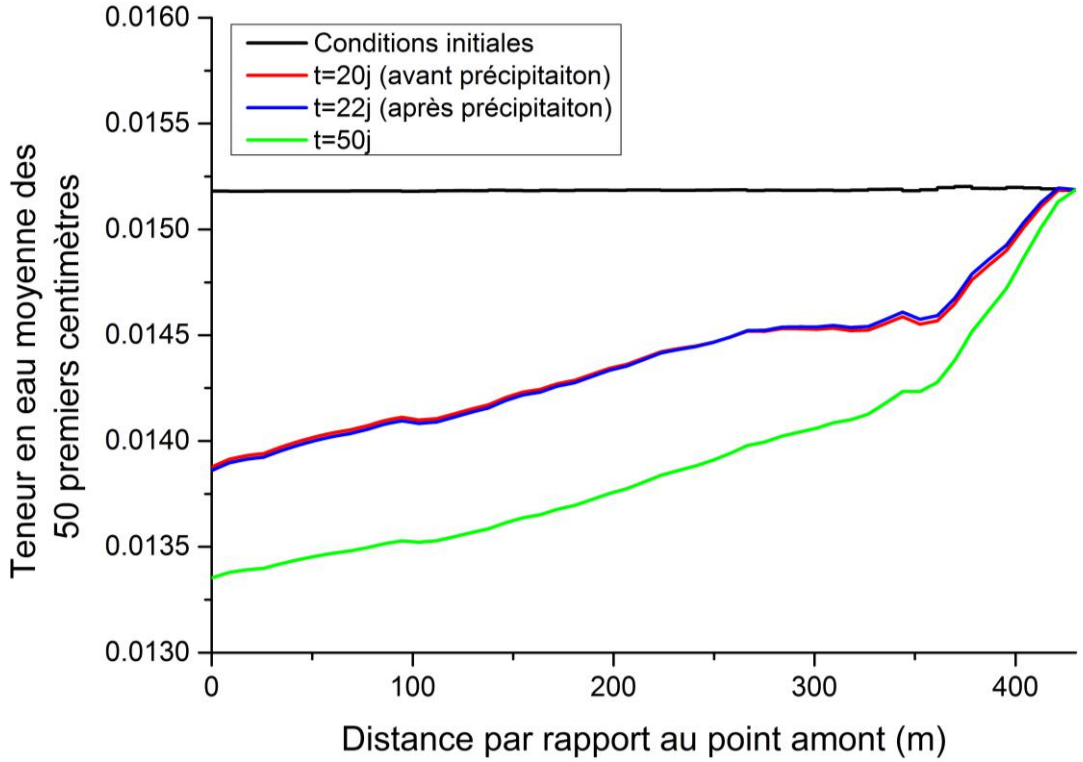


Figure 24 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par le modèle réduit à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 2

3. Cas test 3 : Choix d'un sol moins sensible à la sécheresse.

Dans les cas tests 1 et 2, les caractéristiques du sol produisent des conductivités hydrauliques extrêmement faibles dans le cas de pressions capillaires élevées (en valeur absolue). Il en résulte un temps de séjour extrêmement long de l'évènement pluvieux dans la zone vadose pour le cas test 2, que NIM est incapable de reproduire. Dans le cas test 1, les pressions capillaires sont limitées par la faible épaisseur de nappe, si bien que ce phénomène est atténué.

Devant cette observation, il est proposé de simuler une variation du cas test 2, dans laquelle la conductivité hydraulique varie moins violemment en fonction des variations de pression capillaire. Pour ce faire, le paramètre déterminant est α (Figure 25).

Ainsi en faisant passer α de 2 à 0.25, les conductivités hydrauliques aux alentours d'une pression de -10 m deviennent faibles mais non négligeables, aux alentours de 0.031 m/j soit $3.6.10^{-7}$ m/s (Figure 25). On est bien loin du profil quasi imperméable observé pour α=2 et décrit auparavant. On décide donc d'observer un cas test 3, similaire au cas test 2, à l'exception de la valeur de α, choisie à 0.25.

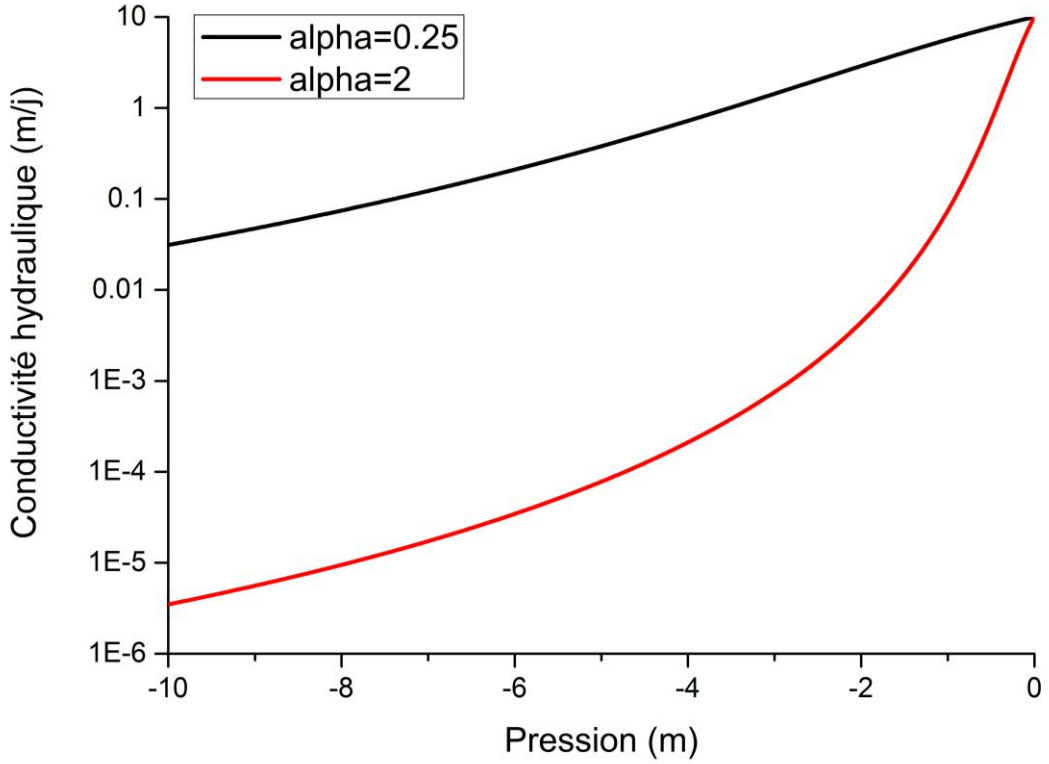


Figure 25 : Conductivité hydraulique en fonction de la pression en eau pour les paramètres de Van Genuchten suivants : Ks = 10 m/j, n=2; l=0.5, et alpha variable

<u>Résultats :</u>

Les débits et charges simulés par NIM et le modèle complet sont comparés en Figure 26 et Figure 27.

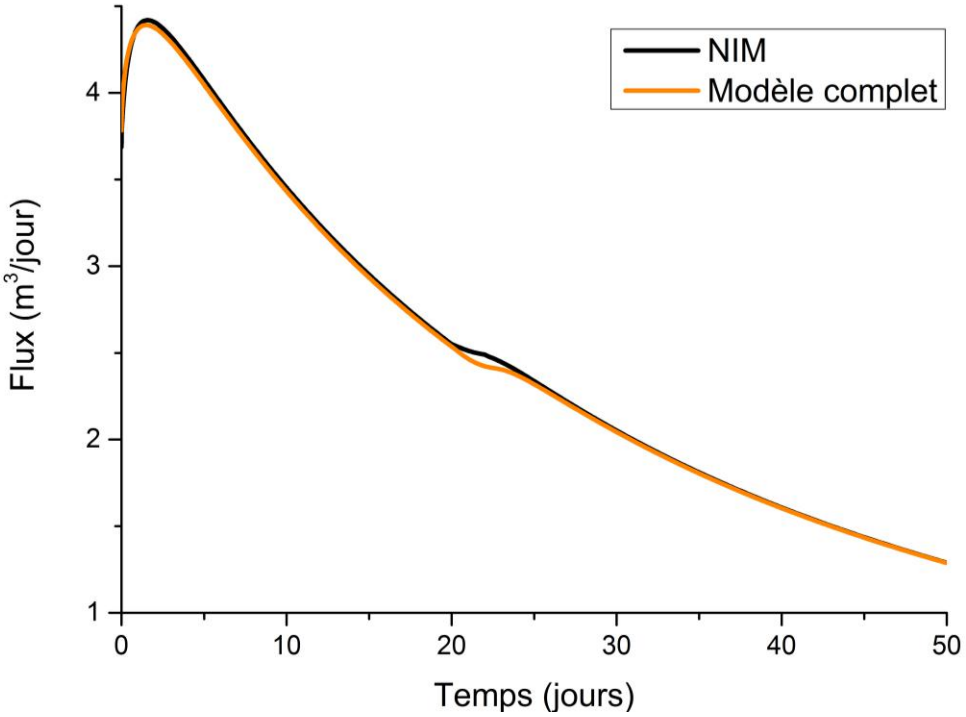


Figure 26 : Flux modélisés à la section 2 pour le cas test numéro 3, pour le modèle complet et le modèle à dimension réduite

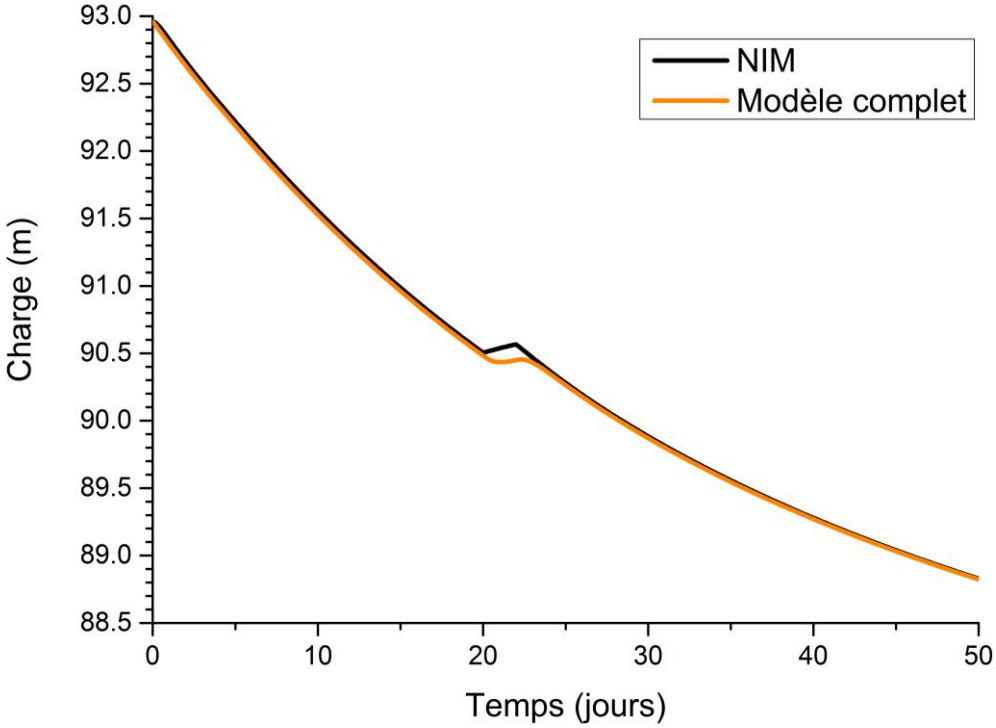


Figure 27 : Charges modélisées à la section 2 pour le cas test numéro 2, pour le modèle complet et le modèle à dimension réduite

Les profils de teneur en eau moyenne des 50 premiers centimètres du sol comparés en Figure 28 et Figure 29.

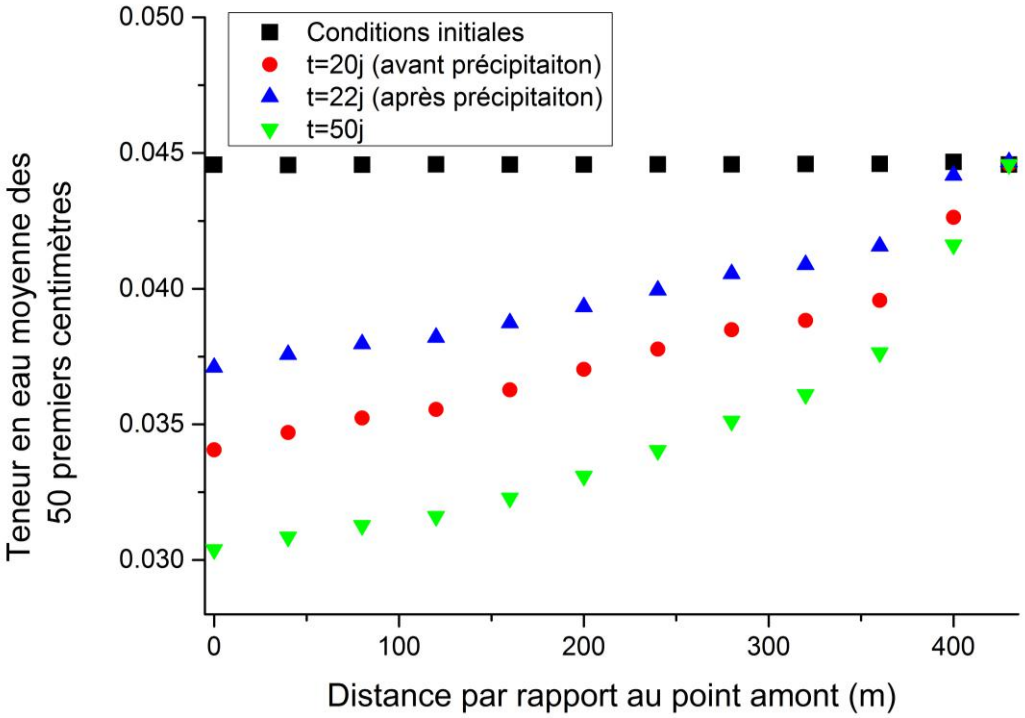


Figure 28 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par le modèle complet à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 3

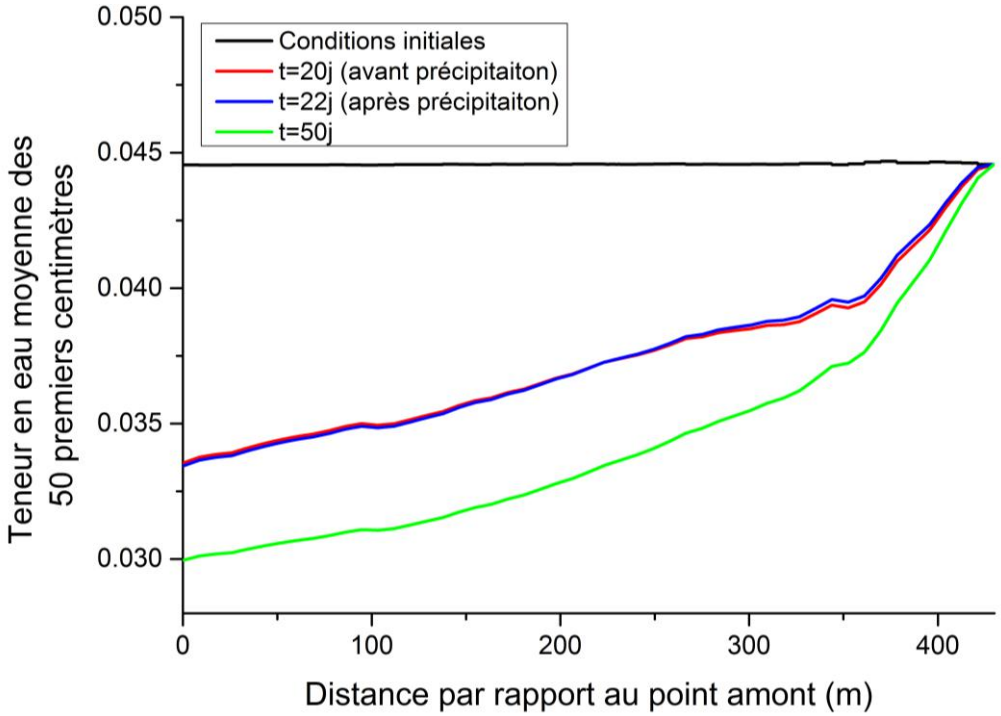


Figure 29 : Profils de teneur en eau moyenne sur les 50 premiers centimètres du sol, simulés par NIM à différents temps caractéristiques, pour le cas test numéro 3

En ce qui concerne les flux et charge, en dépit d'un très bon accord entre les modèles (meilleur encore que ce que l'on a pu observer dans le cas test 1), la même remarque que précédemment reste valable : NIM est plus réactif à l'intrant hydrométéorologique que le modèle complet.

Les écarts observés en teneur en eau entre NIM et le modèle complet sont minimes par rapport à ce qui a été obtenu dans le cas test 2. Seul l'occurrence de l'évènement pluvieux vient légèrement perturber l'accord entre les modèles complet et réduit. Cela tend à confirmer que les différences de grande ampleur entre les deux modèles n'ont lieu que dans le cas où les paramètres du sol et son niveau d'humidité à la surface sont tels que les conductivités hydrauliques y atteignent des valeurs négligeables.

4. Bilan et réflexion sur la prise en compte de l'évapotranspiration dans NIM

NIM a été comparé à un modèle complet de référence sur des cas tests impliquant une coupe verticale 2-D issue d'un bassin versant réel, étudié plus en détail dans le chapitre VII. Dans l'ensemble, les charges et flux simulés par NIM sont proches des résultats du modèle de référence. La qualité du modèle s'étiole toutefois lorsque la taille de la zone vadose augmente et les pentes diminuent. En effet, ces conditions vont à l'encontre de l'hypothèse d'un équilibre hydrostatique instantané faite dans NIM. En outre, la réponse aux évènements pluvieux est plus diffusive pour le modèle complet que pour NIM. On constate également que la qualité des simulations de NIM est sensible au coefficient de Van Genuchten α.

En ce qui concerne l'humidité de surface, la capacité de NIM à reproduire la teneur en eau de surface dépend de plusieurs facteurs :

- L'épaisseur de nappe. Une nappe épaisse ouvre la possibilité de voir la pression capillaire atteindre des valeurs négatives grandes en valeur absolue, ce qui correspond à un sol très sec. Ceci explique que le cas test 1 se conclue par de meilleurs résultats que le cas test 2.
- Les caractéristiques du sol. La conductivité hydraulique pour une pression capillaire donnée dépend de sa valeur à saturation et des paramètres de Van Genuchten n et α du sol. Ceci explique que le cas test 3 produise de meilleurs résultats que le cas test 2.
- Les conditions initiales. Un sol initialement très sec a tendance à retenir les précipitations dans la zone non saturée, ce qui ne peut être modélisé par NIM.

Ces considérations sur la « fragilité » relative des prévisions de NIM au regard de l'humidité de surface sont cruciales, car elles impliquent que les sorties de NIM ne puissent parfois pas permettre de conditionner de façon optimale l'évapotranspiration d'un bassin donné. En effet, l'évapotranspiration est fortement conditionnée par la teneur en eau de surface, quantité calculée de façon non optimale dans NIM. Ce faisant, la stratégie de calcul de l'évapotranspiration utilisant les teneurs en eau simulées par NIM comme élément de conditionnement d'un module d'évapotranspiration interne à NIM paraît peu judicieuse.

Il est plus pertinent de se baser sur un modèle de végétation déjà existant, et d'utiliser ses sorties comme une donnée d'entrée pour NIM (ce que l'on peut appeler un couplage externe). Dans le chapitre VII, le bassin versant du Strengbach (dont on a étudié une coupe 2-D dans ce chapitre) est davantage modélisé. Pour les modélisations de NIM, l'évapotranspiration réelle y est calculée de deux façons différentes. La première méthode consiste à supposer que l'évapotranspiration réelle est égale à la demande atmosphérique calculée par la formule de Penman (1948). Il n'y donc pas de limitation de l'évapotranspiration en fonction de la nature de la végétation et de l'humidité du sol. La formule de Penman correspond typiquement à l'évapotranspiration d'un lac. La deuxième méthode testée utilise la méthode de la Food and Agriculture Organization (FAO) (Allen et al., 1998). La méthode de la FAO simule l'hydrologie du sol par un système simple de réservoirs, l'un représentant la zone susceptible de voir de l'eau s'évaporer, l'autre représentant la zone racinaire. Seuls les flux verticaux sont traités par Allen et al., (1998), c'est-à-dire qu'aucun flux horizontal n'est possible dans ce modèle de végétation. Dans les deux cas, les calculs d'évapotranspiration sont réalisés en premier lieu, puis transférés à NIM.

En sus, une bibliographie a été réalisée et est présentée en annexe 1. Cette annexe traite des diverses alternatives à la disposition de NIM pour le couplage externe avec un modèle de végétation. Le fait est que tous les modèles de végétation impliquent un certain nombre d'approximations, et posent des problèmes d'applicabilité en raison des nombreuses informations relatives à la surface du sol requises pour les divers calculs. Cela n'a pas posé de problème sur le bassin versant du Strengbach car son couvert végétal est à la fois assez uniforme et peu variable dans le temps (il s'agit d'une forêt majoritairement constituée de conifères). Pour un autre bassin versant, il aurait sans doute été nécessaire d'accéder aux informations de surface spatialisées à l'aide d'outils de télédétection. L'annexe 1 approfondit ce sujet.

Bilan :

En dépit de quelques défauts, NIM produit des charges et flux proches de la référence dans l'ensemble, et ce, avec un facteur d'accélération de calcul de l'ordre de 20. Pour être optimal, le calcul de l'évapotranspiration dans NIM devrait se faire via un couplage externe avec un modèle de végétation. Le chapitre VII en propose un exemple, et une bibliographie relative à la détermination de l'évapotranspiration à partir de données de télédétection est proposée en annexe 1. Maintenant que l'aptitude du compartiment souterrain de NIM a été évaluée, le prochain chapitre s'attaque à la validation de l'approche employée dans NIM pour simuler les écoulements en chenaux 1-D.

IV. Tests sur le modèle de rivière 1D

Le formalisme adopté dans cette thèse pour la résolution des écoulements en réseau drainant est très proche de celui de Pan (2015). La différence majeure entre les deux approches réside dans la méthode de résolution des non-linéarités (Méthode de Picard pour Pan, méthode de Newton-Raphson pour cette étude). Un travail conséquent de structuration et d'optimisation du code a également été établi. En pratique, cela s'est traduit par une réécriture complète du code existant. Le but de cette partie est de procéder à une évaluation rigoureuse de l'algorithme de résolution de l'écoulement 1-D de surface. Le compartiment 1-D de NIM a donc été soumis aux mêmes tests que l'algorithme original décrit par Pan (2015).

1. Comparaison à des données expérimentales dans un canal non ramifié

Rares sont les systèmes expérimentaux permettant de valider la modélisation des écoulements 1-D. A l'instar de Pan (2015), on soumet donc NIM à l'épreuve du cas test expérimental d' Iwagaki (1955). L'expérience testée met en jeu un canal bétonné de pente non-uniforme initialement sec et soumis à des conditions météorologiques également non-uniformes pendant 30 secondes. Le profil en long et l'intrant hydrométéorologique relatifs au cas tests sont décrits en Figure 30.

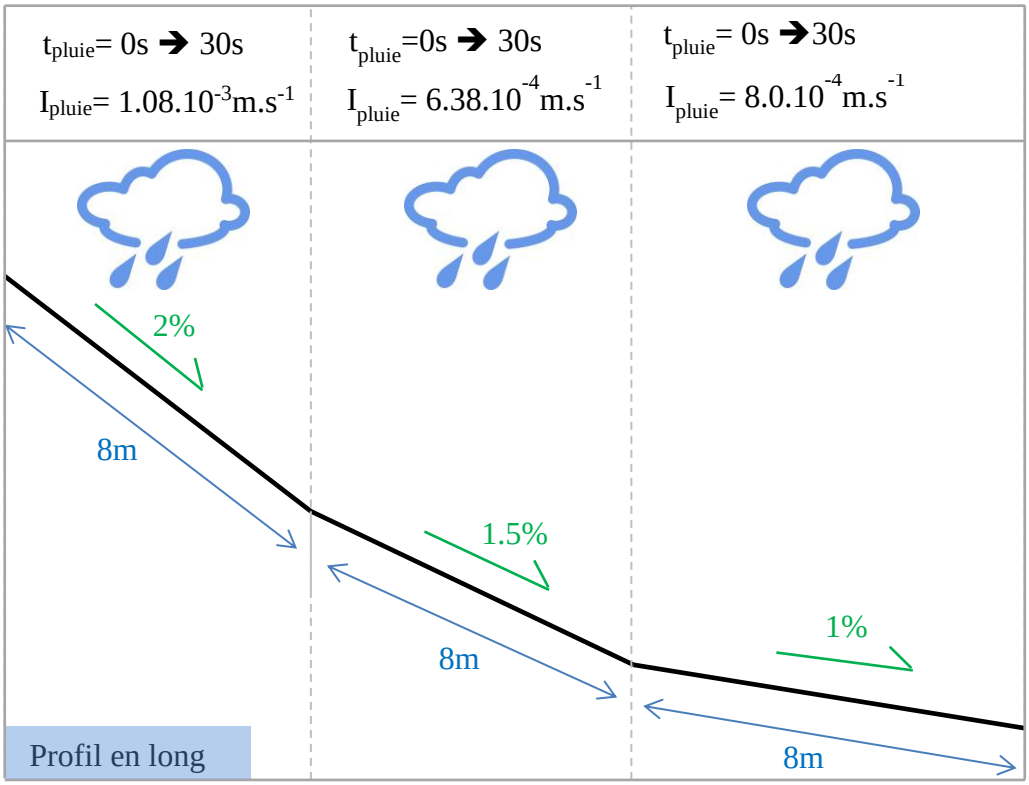


Figure 30 : Profil en long, et forçage hydrométéorologique du cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. t_{pluie} est l'intervalle de temps sujet à précipitation, et I_{pluie} est l'intensité de la précipitation.

Le coefficient de rugosité de Manning est égal à 0.009 $m^{1/3}s^{-1}$ et la section du canal est rectangulaire uniforme.

Cet essai a été instrumenté par des mesures de débit à l'exutoire et de hauteurs de lame d'eau en fonction du temps. Les débits mesurés sont rapportés à une section rectangulaire d'épaisseur unitaire. En plus de ces résultats expérimentaux, les simulations numériques produites par Pan (2015) et Santillana et Dawson (2010) sur ce cas test sont également présentées de façon à évaluer au mieux les capacités du nouveau modèle de ruissellement 1-D. Pour les simulations issues de NIM, le canal est modélisé par 241 nœuds de calcul et 240 mailles, conformément à la discrétisation proposée par Pan (2015). L'hydrogramme résultant à l'exutoire du canal est présenté en Figure 31. Les distributions de hauteur d'eau aux temps t=10 s, t=20 s, et t=30 s sont respectivement présentées en Figure 32, Figure 33, et Figure 34**.**

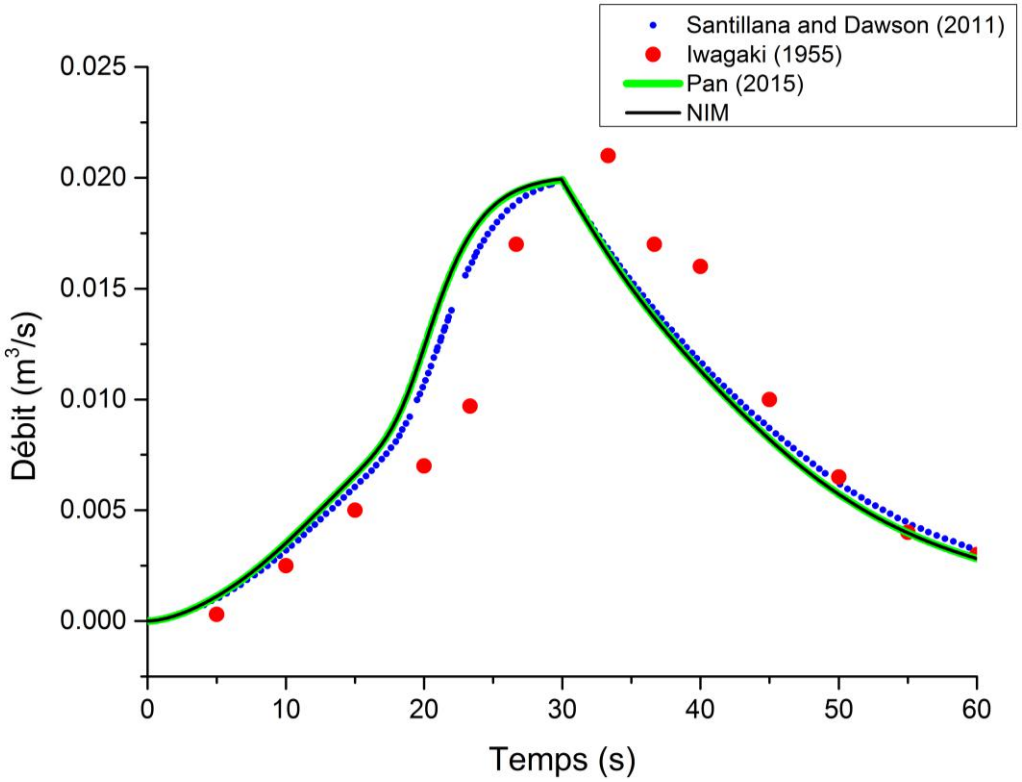


Figure 31 : Hydrogrogramme au point aval pour le cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. Résultats expérimentaux et simulations.

1.1 Analyse des résultats par rapport aux résultats expérimentaux

L'hydrogramme résultant de NIM est en tout point identique à celui de Pan (2015), et très proche de celui de Santillana et Dawson (2010). Le temps nécessaire pour atteindre le pic de débit est plus court que ce que l'on observe en réalité. Toutefois, le volume total quittant le système (i.e., l'aire sous la courbe, Figure 31) est sensiblement respecté.

Les profils de hauteur générés par NIM sont presque identiques à ceux produits par Pan (2015), et relativement similaires aux résultats de Santillana et Dawson (2010) . Les points de rupture de pente sont clairement marqués par des variations brusques de l'allure du profil de hauteur d'eau. Toutefois, comme l'avait déjà fait remarquer Pan (2015), des différences non négligeables subsistent entre observations (Iwagaki, 1955) et simulations. Ces différences attestent des limites de l'approche employée. En effet, représenter les processus de surface par une onde diffusive néglige l'impact des termes inertiels sur l'écoulement. Dans cet exemple d'un canal bétonné et pour les pentes dont il est question, les effets inertiels ne sont pas complètement négligeables. De façon générale, Kazezyılmaz-Alhan (2011) indique que la représentation des équations de Saint-Venant par une onde diffusive est préférable pour les pentes plus faibles, de 0.0001 à 0.001 m/m. Pour une pente supérieure à 0.002m/m, l'approximation des équations de Saint-Venant par un formalisme différent, représentant les écoulements par une onde cinématique, est généralement préférable (Henderson, 1966, in Kazezyılmaz-Alhan (2011)). Dans ce cas test, avec une pente maximale à 2%, on se trouve donc en dehors de l'intervalle d'utilisation optimale de l'équation d'onde diffusive. Les écarts expérimentation-simulation restent toutefois modérés, surtout lorsque l'on considère la faible rugosité du canal (coefficient de Manning égal à $0.009 m^{1/3}s^{-1}$) et l'intensité du forçage hydrométéorologiques imposé au système.

1.2 Comparaison entre le modèle original de Pan (2015) et NIM

L'unique différence observable entre Pan (2015) et NIM est la hauteur d'eau simulée à l'extrême amont du système (Figure 32, Figure 33, Figure 34, en x=0 m). Alors que les résultats décrits dans la thèse de Pan(2015) font état d'une hauteur d'eau toujours strictement nulle au point à l'extrême amont, NIM calcule des hauteurs d'eau très faibles mais non négligeables en ce point. Or, les résultats expérimentaux d'Iwagaki (1955) présentent une hauteur d'eau rigoureusement nulle à l'extrême amont, donnant a priori raison à Pan (2015).

Pour NIM, l'erreur observée en x=0 m est due à l'emploi d'un schéma amont pour le calcul de la conductivité hydraulique. La conductivité hydraulique de toute maille est directement proportionnelle à la hauteur d'eau de son point amont élevée à la puissance 3/2. Du fait de ce choix de modélisation, dans la maille la plus à l'amont, la conductivité hydraulique est intrinsèquement liée à la hauteur d'eau du point à l'extrême amont. Ainsi, l'évacuation de l'intrant hydrométéorologique dans cette maille ne peut avoir lieu qu'au prix d'une élévation de la hauteur d'eau au point amont. Pan (2015) utilise également un schéma amont. Dès lors, le raisonnement ci-dessus devrait pareillement s'appliquer à ses résultats. L'analyse des fichiers d'entrée utilisés par le chercheur a en fait révélé que celui-ci avait fixé la hauteur d'eau du point amont à zéro via une condition de Dirichlet pour toute la durée de la simulation. Des tests non présentés ici ont permis d'atteindre les mêmes résultats que Pan (2015) en x=0 m via cette hypothèse de condition de Dirichlet.

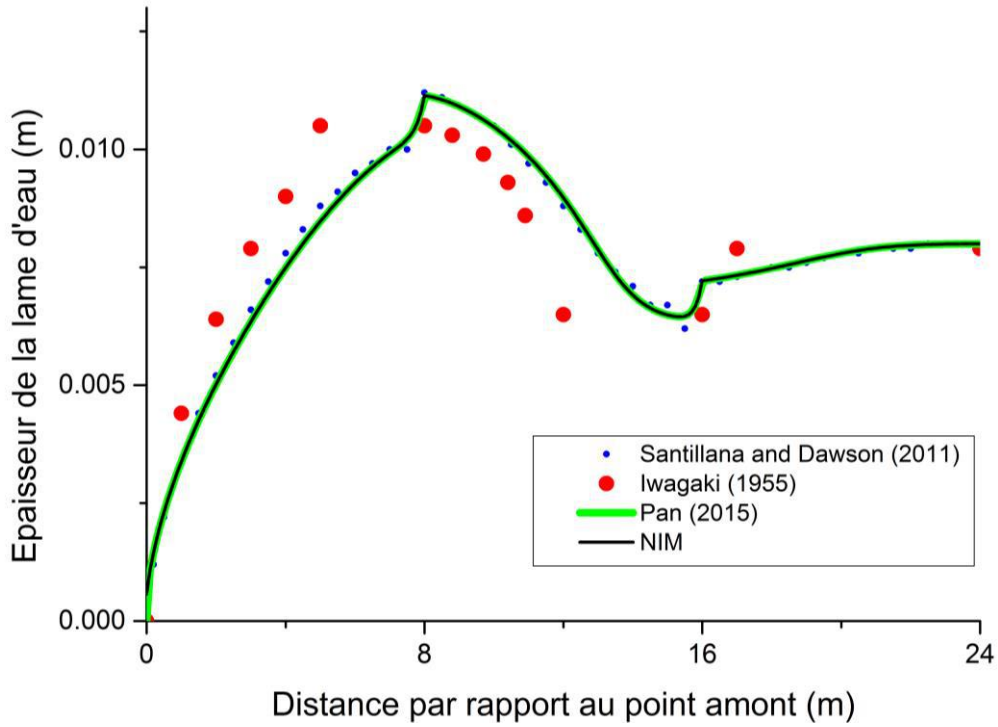


Figure 32 : Distribution des hauteurs d'eau à t=10 s pour le cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. Résultats expérimentaux et simulations.

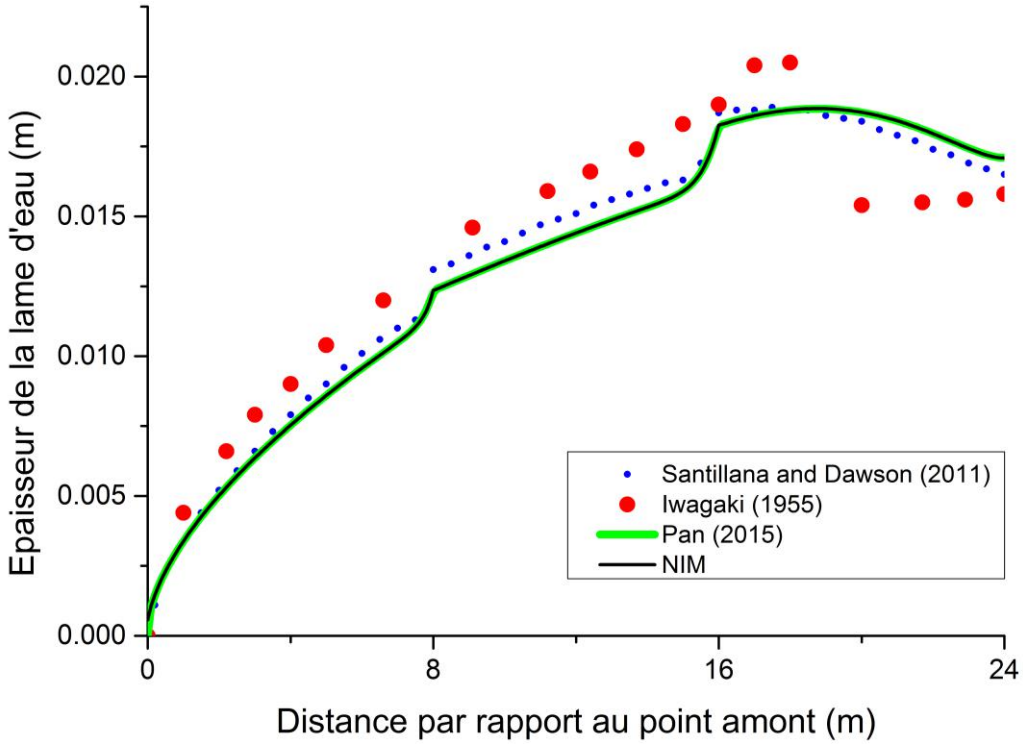


Figure 33 : Distribution des hauteurs d'eau à t=20 s pour le cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. Résultats expérimentaux et simulations.

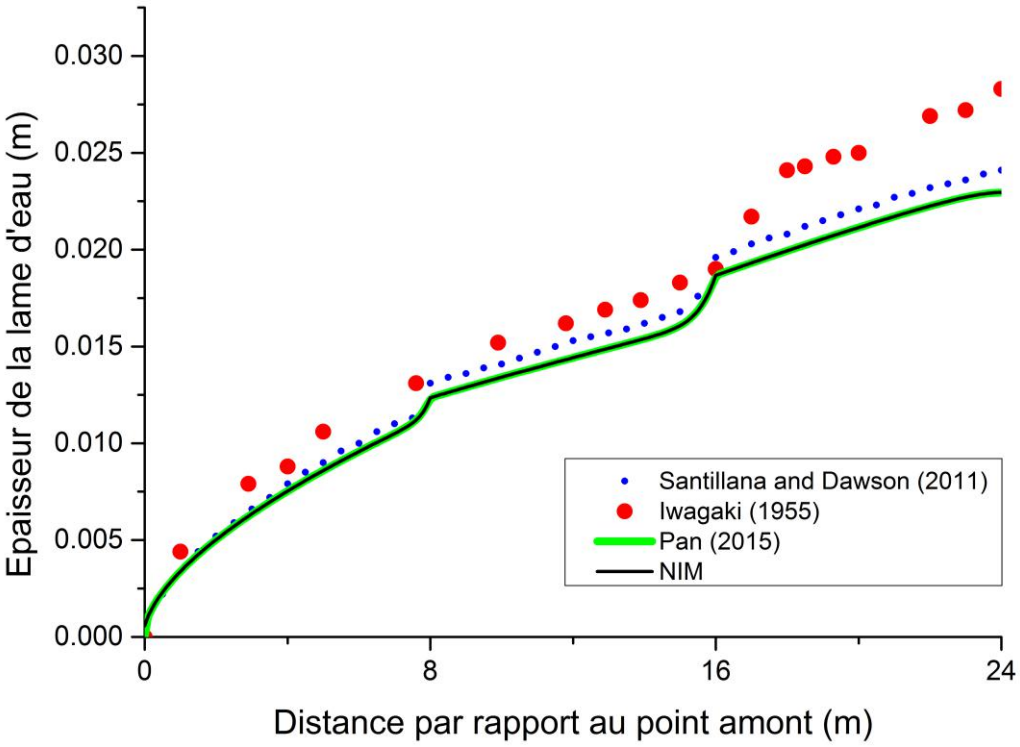


Figure 34 : Distribution des hauteurs d'eau à t=10 s pour le cas test d'Iwagaki utilisé pour procéder à la validation du modèle de rivière 1-D. Résultats expérimentaux et simulations.

En termes de temps de calcul, NIM se révèle plus performant que le modèle proposé par Pan. Le détail des performances sur ce cas test est présenté en Figure 35. Il est à préciser que les paramètres de convergence choisis par Pan(2015) ont été repris à l'identique pour que la comparaison soit équitable. La simulation produite dans le cadre de cette thèse est en moyenne 6.3 fois plus rapide que celle de Pan (2015) si l'on se réfère au temps effectif, et 10.5 fois plus rapide si l'on se réfère au temps CPU.

- Le temps CPU est égal à la somme du temps de travail de chacun des processeurs de l'ordinateur pendant la simulation. En revanche, le temps CPU ne prend pas en compte certaines tâches d'affichage, qui sont, elles, effectuées par la carte graphique (GPU). Il s'agit donc d'une mesure de l'énergie utilisée par l'ordinateur pour la partie essentielle du code : le calcul.
- La mesure du temps effectif permet quant à elle une évaluation pragmatique du coût temporel de la simulation. Dans le cas où deux processeurs travaillent simultanément sur le calcul, le temps correspondant n'est compté qu'une fois. Le temps nécessaire à des actions non indispensables, telles que l'affichage des résultats intermédiaires à l'écran, est pris en compte.

Les coefficients d'accélération obtenus sont le résultat de plusieurs éléments. Le passage à une résolution par la méthode de Newton-Raphson et au solveur UMFPACK y ont contribué, de même qu'une optimisation générale du code.

Bilan

Les résultats obtenus sont en accord avec les simulations d'autres chercheurs et restent relativement proches des résultats expérimentaux considérant les conditions de rugosité, de pente, et de précipitation imposées. Par ailleurs, le modèle s'avère bien plus rapide que le code original de Pan (2015).

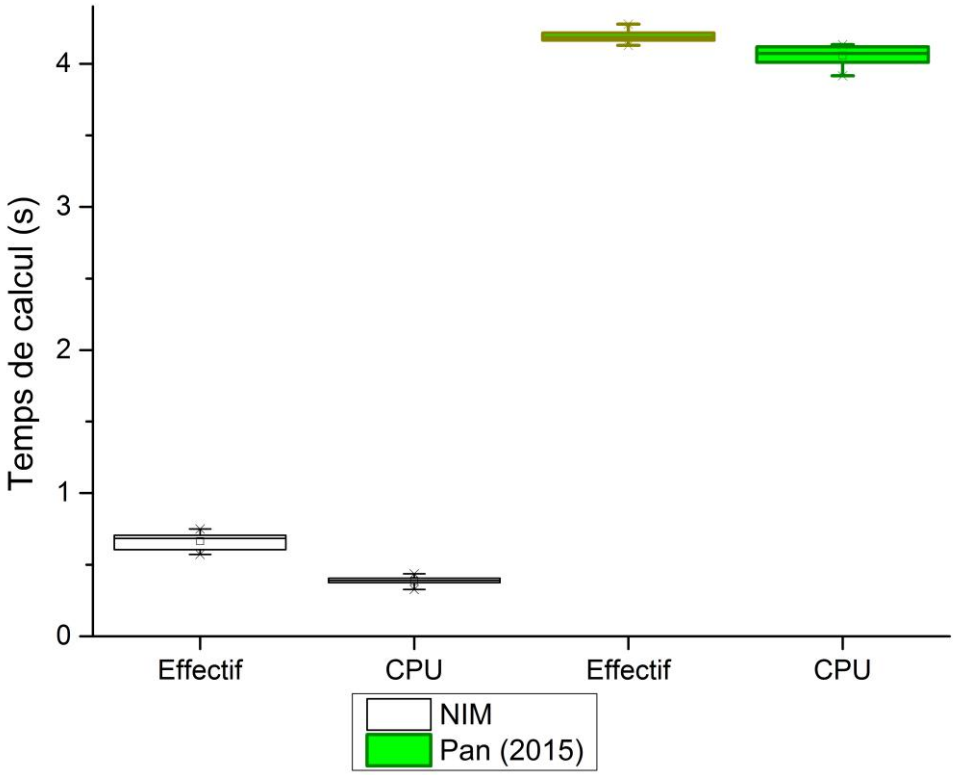


Figure 35 : Comparaison des temps de calculs (temps réel et temps CPU) pour le modèle de Pan (2015) et NIM, sur le cas test d'Iwagaki (1955). Chaque modèle a été exécuté 10 fois dans le but de prendre en compte la variabilité du temps de calcul due au fonctionnement interne de l'ordinateur.

2. Cas tests en réseau ramifié

Les rivières et leurs affluents se présentent sous la forme de réseaux ramifiés. Par conséquent, la validation du modèle de rivière 1-D ne peut se contenter du cas test d'Iwagaki, constitué d'un unique canal linéaire. Confronté à ce problème, Pan (2015) a fait observer que la littérature scientifique ne comporte aucun cas test « réel » en réseau ramifié qui permettrait d'évaluer la qualité de ses simulations. En conséquence, une série de cas tests synthétiques en réseaux ramifiés a été proposé et a permis de vérifier que les hydrogrammes et profils en eau issus de sa simulation étaient cohérents du point de vue de la physique. Dans la mesure où aucun autre cas test en réseau ramifié n'est disponible dans la littérature à connaissance d'auteur, le travail de Pan est utilisé pour procéder à la validation du modèle numérique.

2.1 Convergence simple

Le premier cas test considéré est celui d'un réseau ramifié en Y initialement sec, représentant la convergence de deux affluents. La géométrie du problème est représentée en Figure 36. Le coefficient de Manning, uniforme, vaut 0.009 $m^{1/3}s^{-1}$. La section du canal est trapézoïdale d'angle 45° et la largeur au fond du canal vaut 1 m. La pente vaut 1% sur l'axe 1-2-3 et 2% sur l'axe 4-2. Les segments 1-2,2-4, et 2-3 ont une longueur de 50 m. Pendant 60 s, une pluie (flux vertical entrant) d'intensité $1.0.10^{-2}$ $m.s^{-1}$ s'abat sur les 25 mètres les plus à l'amont des segments 1-2 et 2-4. Le système se draine naturellement ensuite pendant 60 s.Par ailleurs, une condition de Dirichlet impose une hauteur d'eau nulle aux nœuds 1 et 4.

Les débits simulés par les deux modèles au point 3 sont comparés en Figure 37, et les profils en eau à différents temps en Figure 38. On observe que les débits et hauteurs simulés par les deux approches sont rigoureusement identiques. On pouvait s'attendre à ce résultat, dans la mesure où le modèle conceptuel des deux méthodes est identique. Seule la technique de résolution de la non-linéarité diffère.

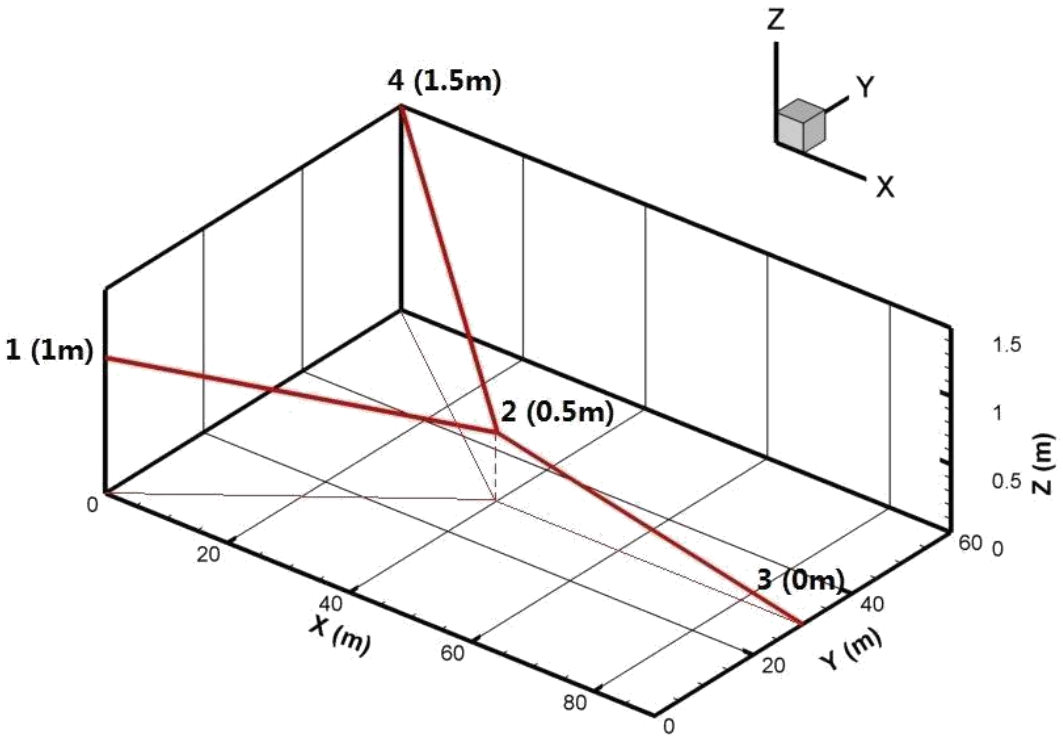


Figure 36 : Géométrie du cas test de convergence simple pour la validation du modèle 1D de surface. De Pan (2015)

Pour ce cas test, les facteurs d'accélération sont de 5.2 pour le temps réel et de 8.2 pour le temps CPU, comme en atteste la Figure 39. Les paramètres de convergence et la gestion du pas de temps ont été choisis à l'identique pour l'un et l'autre des modèles.

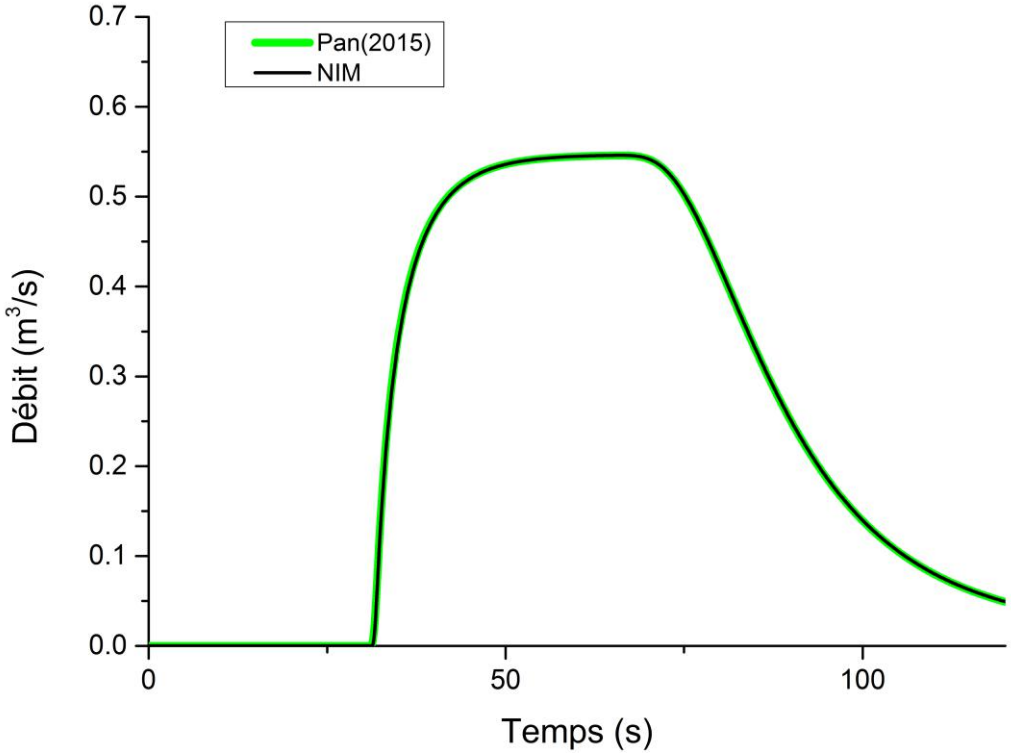


Figure 37 : Hydrogrammes à l'exutoire (point 3) dans le cas test de la convergence simple, simulés par le modèle de Pan (2015) et NIM.

2.2 Réseau ramifié complexe

Fort de l'identité parfaite entre Pan (2015) et NIM pour le cas test de la convergence simple, le test le plus complexe proposé par Pan (2015) est abordé. Il s'agit d'un réseau ramifié à multiples intersections soumis à une précipitation uniforme de 1.7×10-4 ms^{-1} pendant une heure. La géométrie du réseau est décrite en Figure 40. La largeur au fond du canal est uniforme et vaut 1 m, les berges font un angle de 80° avec le sol. Le coefficient de Manning est uniformément égal à 0.0102 $sm^{-1/3}$ et la hauteur d'eau à t=0 est uniformément nulle. La résolution des mailles de calcul est de 5 m ; le nombre total de nœuds de calcul est 415. Une condition de Dirichlet impose une hauteur d'eau nulle aux nœuds 1,7, et 9 (Figure 40).

Les débits simulés par les deux modèles au point 6 sont comparés en Figure 41. Les profils en eau à différents temps sur le tronçon 1-2-3-4-5-6 sont exposés en Figure 42 pour le modèle de Pan (2015) et en Figure 43 pour NIM. A nouveau, la correspondance entre les deux modèles est parfaite à la fois en termes de débit et en termes de hauteurs d'eau. Toutefois, en ce qui concerne le temps de calcul, NIM s'avère nettement plus performant. En utilisant les mêmes paramètres de convergence et en adoptant la même stratégie d'évolution du pas de temps, NIM se montre 20 fois plus rapide que le modèle initial de Pan (2015) pour le temps effectif et 25 fois plus rapide sur le temps CPU. (Figure 44). Il est intéressant d'observer que pour ce cas test à la complexité accrue, le facteur d'accélération produit par NIM est supérieur à celui produit pour les deux cas tests précédents, plus simples. Cette différence est attribuable

au nombre d'itérations particulièrement élevé nécessaire au modèle de Pan pour résoudre le cas test en réseau ramifié.

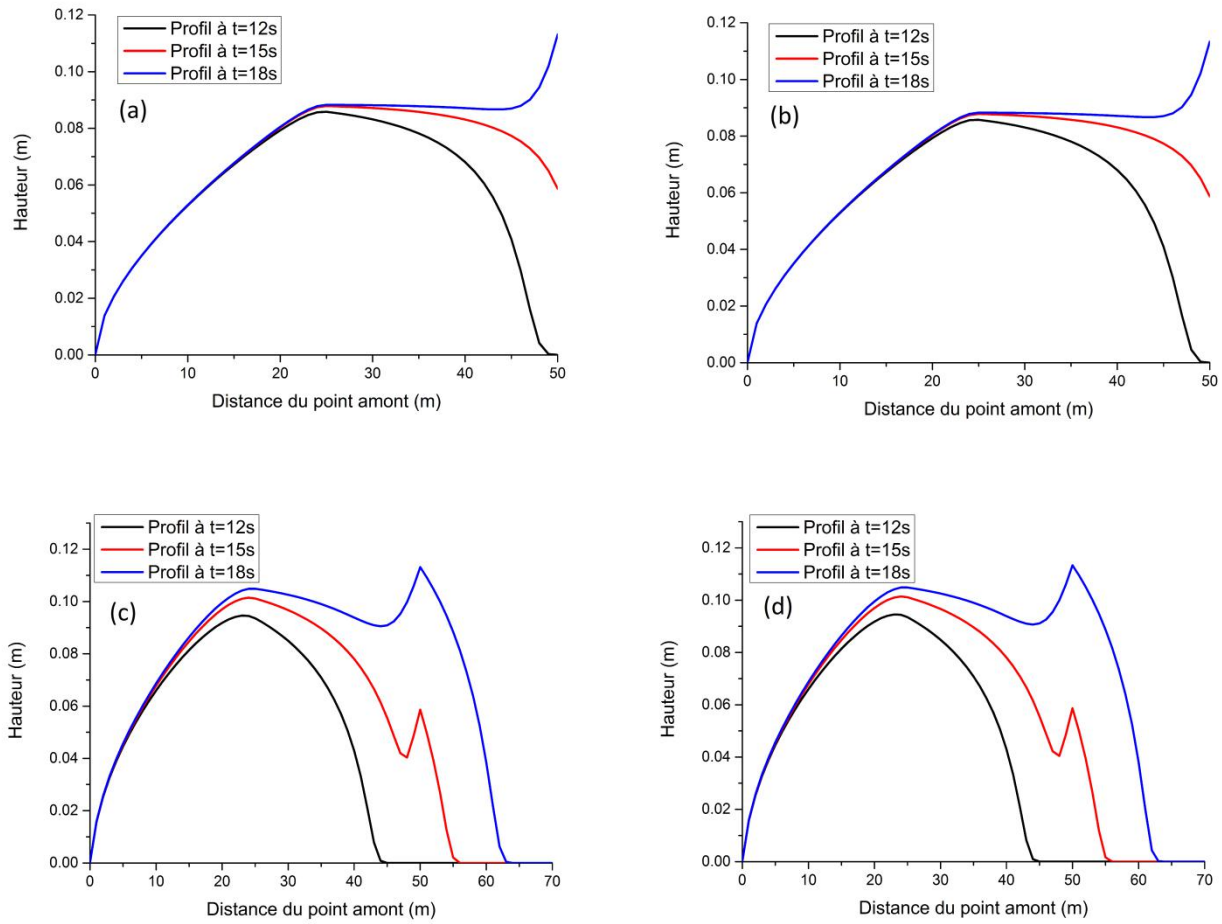


Figure 38 : Profils de hauteurs d'eau dans le cas test de la convergence simple, simulés par le modèle de Pan (2015) et NIM. (a) canal 4-2 simulé par NIM / (b) canal 4-2 simulé par Pan (2015) / (c) canal 1-2-3 simulé par NIM / (d) canal 1-2-3 simulé par Pan (2015)

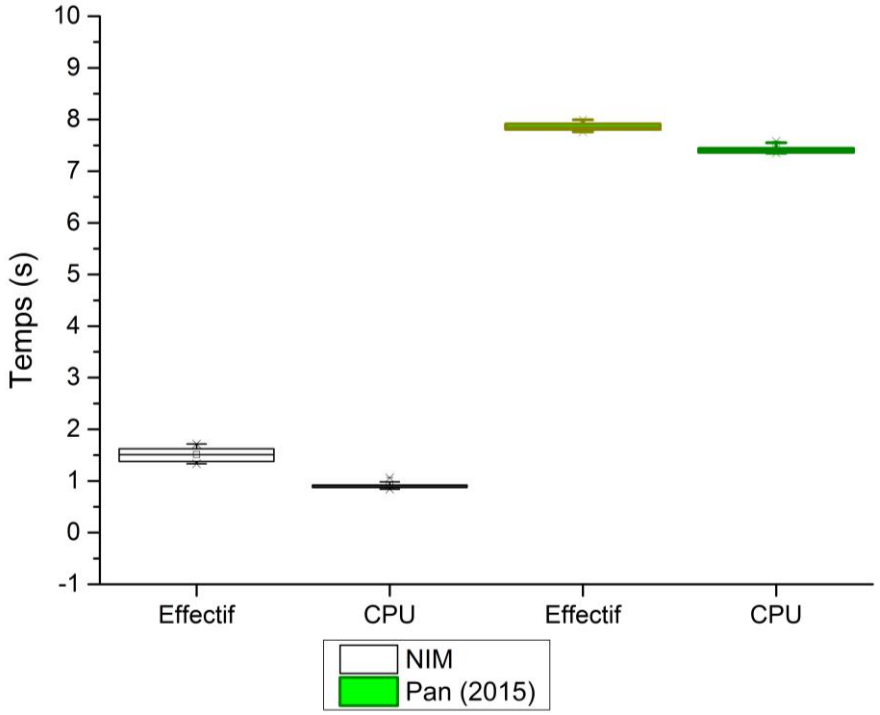


Figure 39 : Comparaison des temps de calculs (temps réel et temps CPU) pour le modèle de Pan (2015) et NIM, sur le cas test de convergence simple. Chaque modèle a été exécuté 10 fois dans le but de prendre en compte la variabilité du temps de calcul due au fonctionnement interne de l'ordinateur.

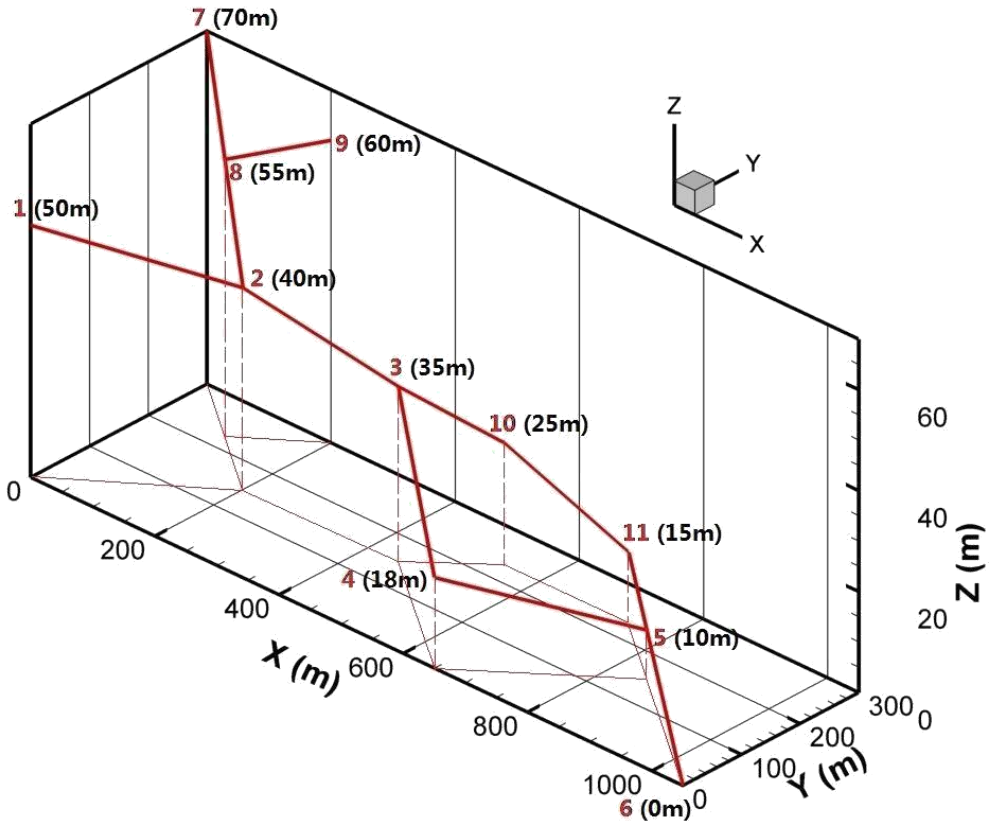


Figure 40 : Géométrie du cas test de réseau ramifié complexe pour la validation du modèle 1D de surface. De Pan (2015)

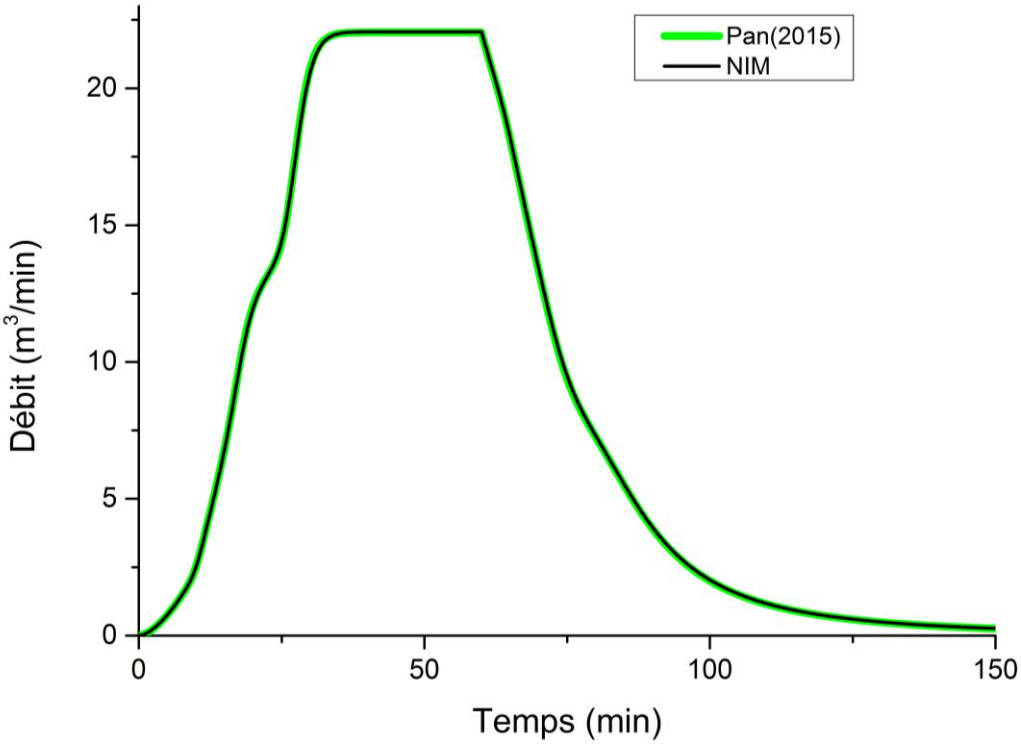


Figure 41 : Hydrogrammes à l'exutoire (point 6) dans le cas test du réseau ramifié, simulés par le modèle de Pan (2015) et NIM.

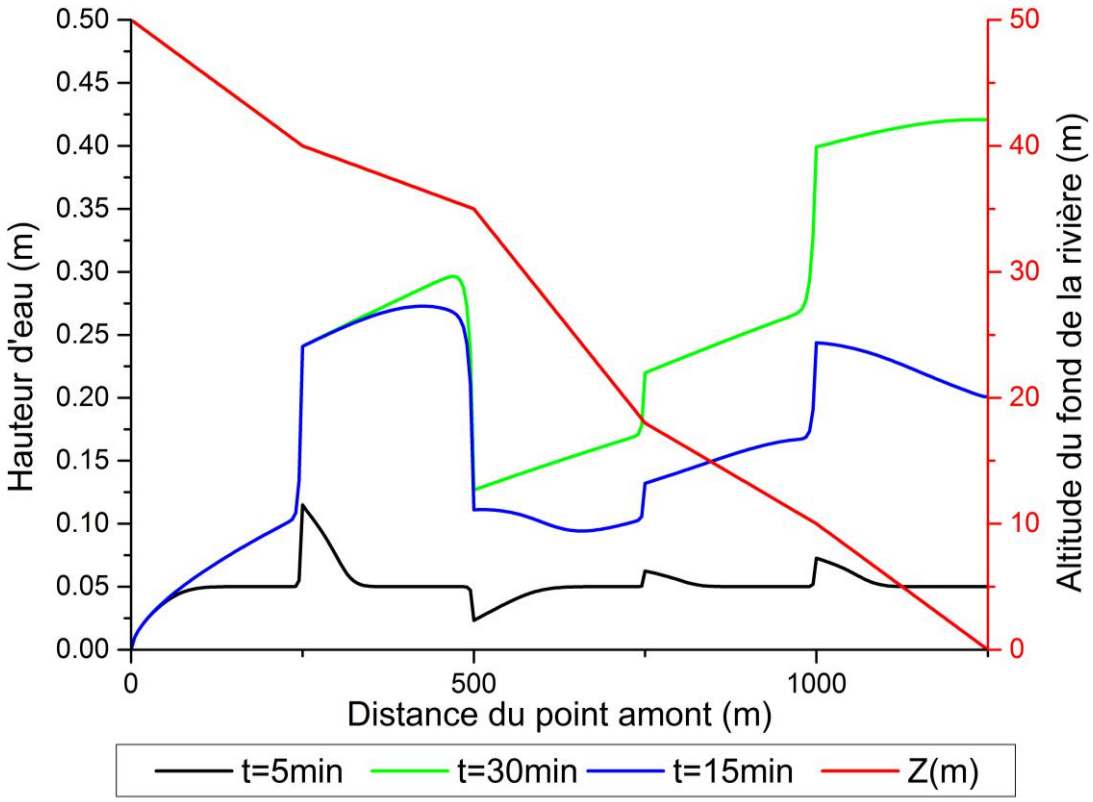


Figure 42 : Profils de hauteur d'eau à différents temps sur le tronçon 1-2-3-4-5-6 pour le cas test du réseau ramifié complexe, simulés par le modèle de Pan (2015)

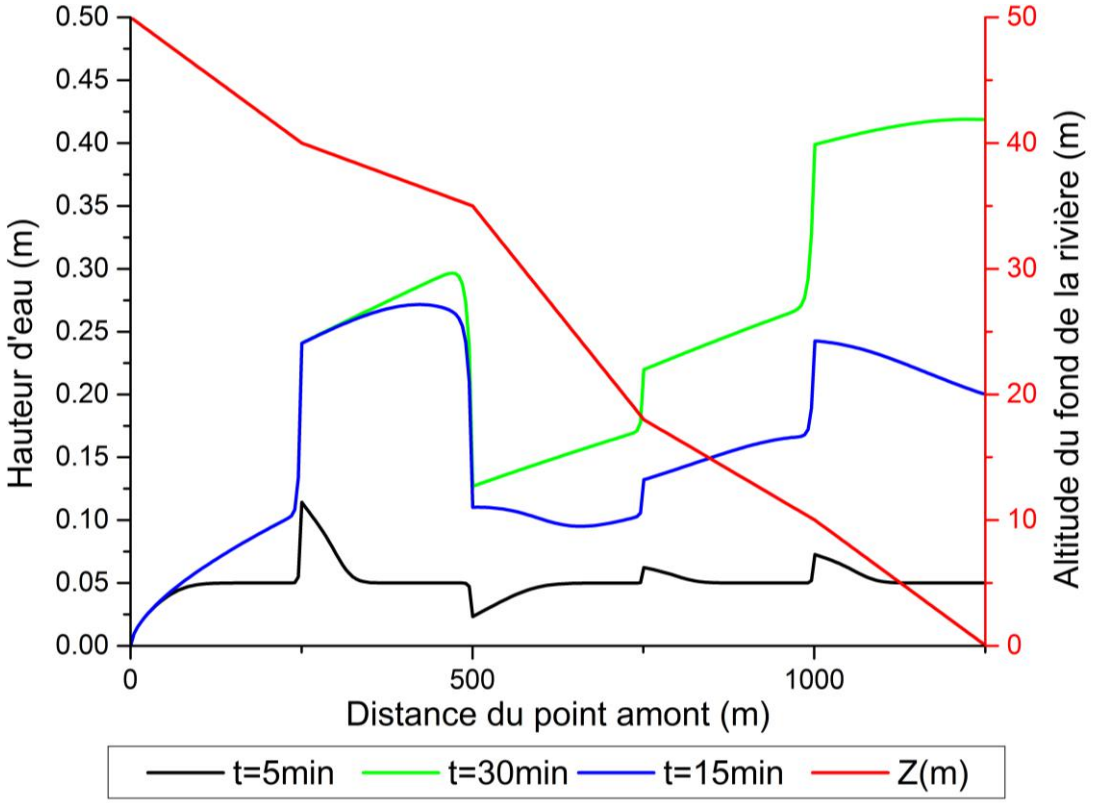


Figure 43 : Profils de hauteur d'eau à différents temps sur le tronçon 1-2-3-4-5-6 pour le cas test du réseau ramifié complexe, simulés par NIM

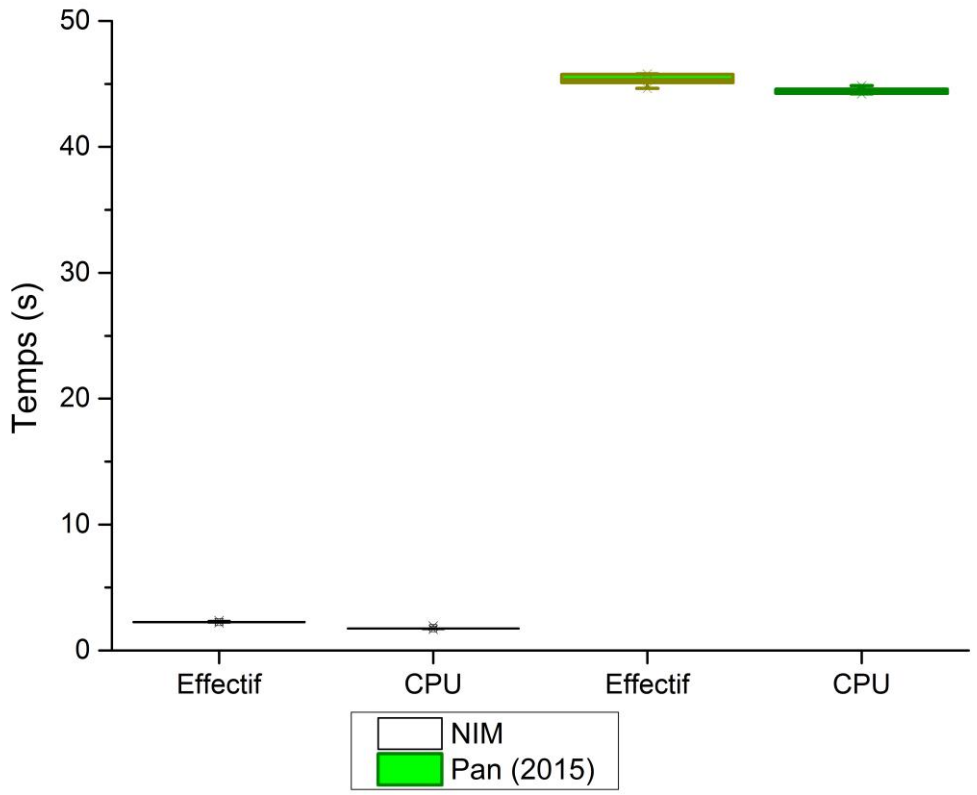


Figure 44 : Comparaison des temps de calculs (temps réel et temps CPU) pour le modèle de Pan (2015) et NIM, sur le cas test de réseau ramifié complexe. Chaque modèle a été exécuté 10 fois dans le but de prendre en compte la variabilité du temps de calcul due au fonctionnement interne de l'ordinateur.

Bilan

Le modèle de ruissellement 1D inclus dans NIM a été soumis aux même cas tests que le modèle préexistant de Pan (2015). Le modèle produit des résultats strictement identiques à ceux de Pan (2015). Les limites du modèle conceptuel d'onde diffusive mises en évidence par Pan, notamment engendrées par l'élimination des effets inertiels dans l'écoulement, sont à nouveau observées en soumettant le modèle à l'épreuve du cas test d'Iwagaki.

Les cas tests en réseaux ramifiés proposés par Pan constituent une base intéressante pour la validation de NIM sur une approche 1-D du routage par les rivières. Sur ces réseaux, NIM s'avère beaucoup plus rapide que le modèle de Pan (entre 5 et 25 fois plus rapide selon le cas test et la définition du temps de calcul adoptés). Ces facteurs d'accélération sont dus à une optimisation générale du code et à l'adoption de la méthode de Newton-Raphson, convergeant quadratiquement, pour la résolution de la non-linéarité. En comparaison, Pan faisait usage de la méthode de Picard, qui ne converge que linéairement, ce qui induit un plus grand nombre d'itérations que la méthode de Newton-Raphson.

Dans la mesure où l'optique de cette thèse est en partie d'appliquer le modèle préexistant à des cas tests réels (et donc complexes par essence), ces facteurs d'accélération sont de grande

utilité. Pour de simples cas tests 1-D, le temps de calcul reste raisonnable même dans la version du modèle qui avait été proposée par Pan (2015), mais il faut bien garder à l'esprit que la raison d'être du modèle de ruissellement 1-D est son intégration dans un système plus complexe le couplant notamment avec des processus souterrains.

Or, le couplage entre le compartiment souterrain et l'écoulement de surface dans NIM et Pan (2015) a été effectué de façon implicite, c'est-à-dire que les équations relatives à l'écoulement souterrain et celles relatives à l'écoulement de surface sont résolues simultanément. Ainsi, si le modèle 1-D est assujetti à de nombreuses itérations pour atteindre la convergence (c'est ce qui a été observé pour le réseau ramifié complexe simulé avec le modèle de Pan (2015)), c'est tout le système d'équations qui doit supporter ces itérations jusqu'à ce que la convergence du sous-modèle de ruissellement 1-D soit atteinte. Un tel scénario induirait une perte considérable en termes de temps de calcul lors de l'utilisation du modèle dans sa version couplée surface-souterrain. On précise toutefois ici que certains modèles hydrologiques couplent les compartiments souterrains et de surface de façon séquentielle façon à pouvoir différencier les itérations de surface de celles de subsurface (on peut citer l'exemple de Catchment Hydrology (CATHY) (Camporese et al., 2010)). Ce choix n'a pas été retenu dans le cadre de ce travail.

A ce stade du manuscrit, deux des trois compartiments de NIM (souterrain à dimension réduite et ruissellement en chenaux 1-D) ont été testés et validés indépendamment. La partie suivante s'attèle à la validation de NIM dans sa forme couplée à trois compartiments, incluant notamment le module de ruissellement de surface 2-D.

V. Tests synthétiques sur le modèle de ruissellement de surface 2D couplé aux autres compartiments.

Le but de cette partie est de valider le modèle de ruissellement de surface 2-D développé, notamment en ce qui concerne son couplage avec les autres compartiments de NIM initialement développés par Pan (2015) (Ces compartiments préexistants sont le compartiment souterrain à dimension réduite d'une part, le compartiment ruissellement en réseaux 1-D, routage par les rivières, canaux, fossés, etc., d'autre part).

Dans le cadre d'un exercice de benchmark comparatif, Maxwell et al. (2014) ont soumis un total de 7 modèles hydrologiques très connus couplant les processus souterrains et de ruissellement de surface 2-D à une série de 5 cas tests. Les modèles testés étaient les suivants :

- CATHY (Bixio et al., 2002)), (Camporese et al., 2010)
- ParFlow (Maxwell et al., 2009)
- Hydrogeosphere (HGS) (Aquanty Inc., 2013)
- OpenGeoSys (OGS) (Delfs et al., 2012)
- PAWS (Shen and Phanikumar, 2010)
- tRIBS+VEGGIE((Ivanov et al., 2004), (Ivanov et al., 2008))
- PIHM ((Kumar et al., 2009) , (Qu and Duffy, 2007))

Dans le but de tester la qualité du modèle NIM, on commence par le soumettre à l'ensemble des cas tests proposés dans Maxwell et al. (2014). Pour chaque cas test, les résultats de NIM sont comparés avec ceux de Maxwell et al. (2014), pour chacun des modèles décrits ci-avant. De la sorte, on parvient concrètement à situer la qualité de NIM au regard d'autres approches. Les cas tests de Maxwell et al. (2014) ont toutefois l'inconvénient de ne jamais faire intervenir simultanément les trois couplages inter-compartimentaux (souterrain/ruissellement 2-D, ruissellement 2-D/ruissellement 1-D, et ruissellement 1-D/souterrain). On adjoint donc à cette batterie de tests un sixième exercice, faisant intervenir simultanément les trois compartiments du modèle développé.

Une comparaison des temps de calcul nécessaires aurait par ailleurs été souhaitable, mais cet élément n'étant pas relaté par Maxwell et al. (2014), le coûts de NIM en termes de temps CPU ne peuvent pas être objectivement commentés. Les auteurs ne donnent pas non plus d'information relative aux critères de convergence et aux pas de temps employés. Par conséquent, pour les simulations des cas tests de Maxwell et al. par NIM, on se contente de choisir des paramètres de convergence qui assurent un bilan de masse correct. A mettre également au registre des « lacunes » associées aux cas tests de Maxwell et al. (2014), l'homogénéité systématique du milieu souterrain choisi pour ces simulations. On adjoint donc à l'étude un septième et dernier test synthétique, présentant une géométrie relativement complexe et un milieu souterrain hétérogène aléatoire corrélé dont la distribution spatiale des

conductivités hydrauliques obéit à un variogramme de type sphérique avec une longueur de corrélation de 60 m horizontalement et 15 m verticalement. Pour ce dernier test, une comparaison est exécutée entre NIM et CATHY, qui fait office ici de modèle complet de référence. La comparaison inclut notamment une discussion des temps de calculs, en dépit du caractère ardu de cet exercice, notamment lié à l'extrême différence de conception entre ces deux modèles.

La présentation ci-dessous est donc scindée en 7 sous-sections, traitant successivement de chaque cas test, avant de conclure.

1. Cas test du livre ouvert incliné

La première phase de test utilise une géométrie en livre ouvert imperméable, incliné et symétrique par rapport à sa tranche. Le but est de tester uniquement les compartiments de ruissellement de surface du modèle (ruissellement 2-D couplé à un écoulement en canal 1-D). Le livre étant symétrique par rapport à sa tranche, on ne représente que l'un des deux versants (Figure 30). Le ruissellement est généré par un évènement pluvieux homogène de 90 minutes et d'intensité $3 \cdot 10^{-6}$ m/s, suivi de 90 minutes de récession. Le coefficient de rugosité de Manning vaut 0.015 s.m$^{-1/3}$ pour le versant et 0.15 s.m$^{-1/3}$ pour la rivière.

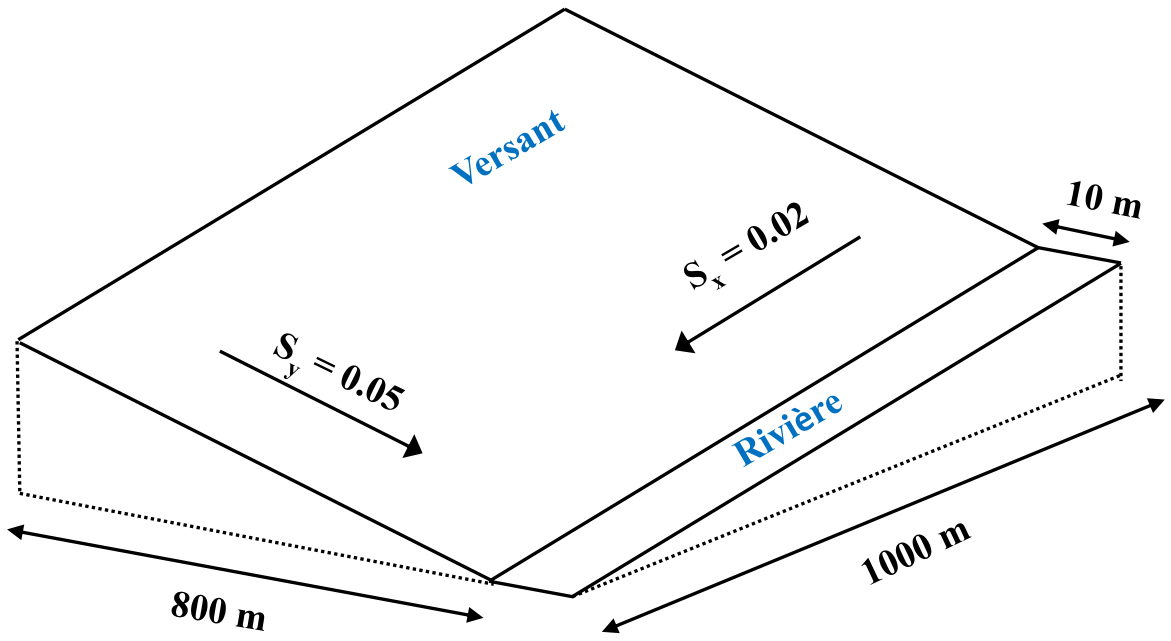


Figure 45 : Géométrie du cas test en livre ouvert incliné. S_x et S_y sont les pentes dans leurs directions respectives

Ce cas test très classique a été simulé de nombreuses fois (Di Giammarco et al., 1996; Maxwell et al., 2014; Panday and Huyakorn, 2004; VanderKwaak, 1999).

Maxwell et al. emploient un maillage constitué de carrés de 20 m de côté pour la couche de ruissellement 2D de surface, et des liens élémentaires de 20 m de long pour le modèle d'écoulement en canaux. Dans la mesure où le modèle de ruissellement 2-D développé dans NIM utilise un maillage triangulaire, les mailles carrées utilisées par Maxwell et al. ont été coupées en 4 triangles par leurs diagonales. Il en résulte un maillage 2-D de 8000 mailles triangulaires et un maillage 1-D de 50 mailles de 20 m de long.

Le débit à l'exutoire simulé est représenté en Figure 46. Aussi bien dans la phase de montée que dans la phase de récession (issues du rythme de l'évènement pluvieux), NIM fait partie des modèles les plus lents en termes de réactivité à l'évènement pluvieux, sans jamais pour autant s'éloigner complètement de la majorité des autres modèles. Les modèles dont la dynamique diffère le plus de NIM sont HGS, OGS, et tRIBS+VEGGIE.

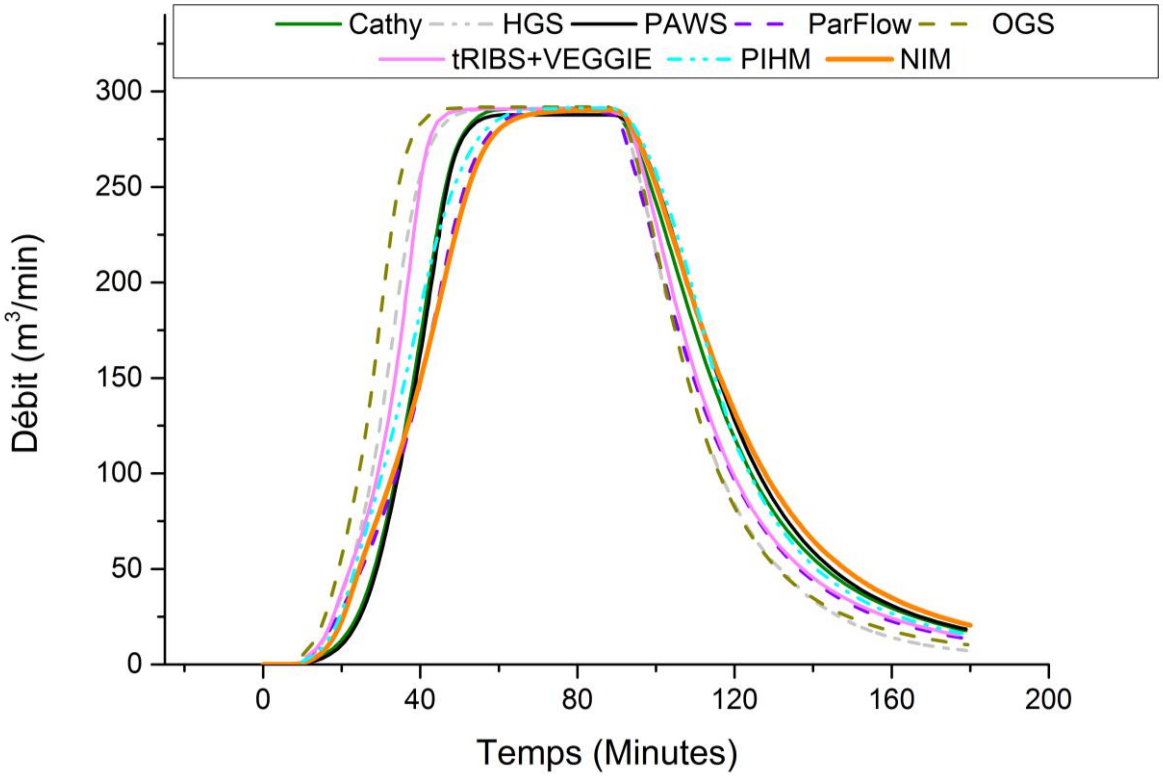


Figure 46 : Inter-comparaison du débit à l'exutoire simulé par le modèle développé et par les modèles de références de Maxwell et al. (2014) pour le cas test du livre ouvert incliné

On peut supposer que cette lenteur relative de NIM est le résultat du traitement numérique de l'exutoire. Les deux stratégies les plus courantes pour la prise en compte de l'exutoire sont les suivantes :

- Considérer que la lame d'eau de surface est parallèle au sol proche de l'exutoire (on parlera de méthode zero-depth gradient boundary, notée ZDG). Cette formulation est valable si l'on se trouve à l'exutoire suffisamment loin de toute perturbation.

- Considérer que la lame d'eau de surface atteint la hauteur critique à l'exutoire, ce qui revient à supposer que l'eau entre en chute libre au niveau de l'exutoire. On parlera de méthode critical depth, notée CD.

Maxwell et al.(2014) ne précisent pas si la condition limite est traitée avec la méthode ZDG ou CD. La méthode ZDG produit sur ce cas test des montées et descentes en débit plus lentes que CD (Panday and Huyakorn, 2004). Dans NIM, on a implémenté la méthode ZDG. Des simulations non présentées ici attestent d'un très bon accord de NIM avec les modèles utilisant ZDG testés par Panday and Huyakorn (2004) sur ce cas test. Au vu de ces observations, il est donc plausible que sur ce cas test, HGS, OGS, et tRIBS+VEGGIE aient utilisé CD et que les autres modèles testés par Maxwell et al. (2014) aient employé ZDG. Ceci corroborerait un désaccord plus grand entre les dynamiques de NIM et les trois modèles HGS, OGS, et tRIBS+VEGGIE. Quoi qu'il en soit, l'accord général entre le groupe de modèles simulés par Maxwell et al. (2014) et NIM reste très correct pour cette simulation.

2. Cas test du ruissellement par excès de saturation (dunien)

Ce cas test fait intervenir un versant, représenté en Figure 47, auquel s'adjoint une nappe d'accompagnement dont le substratum se situe à 5 m de profondeur sous la surface du sol. Le coefficient de rugosité de Manning vaut $3.3.10^{-4}$ $m^{-1/3}$.min. La conductivité hydraulique à saturation du sol vaut $6.94.10^{-4}$ $m.min^{-1}$. La couche superficielle régissant les échanges entre le milieu souterrain et le modèle de ruissellement de surface est supposée de même conductivité hydraulique à saturation. L'emmagasinement spécifique vaut 5.10^{-4} m^{-1}. En ce qui concerne l'état initial, on teste deux configurations : une profondeur de nappe initiale uniforme égale à 0.5 m dans un premier cas, égale à 1 m dans un second cas. La teneur en eau résiduelle vaut 0.08, la porosité vaut 0.4, α=1.0 m^{-1}, n=2.0, et l'emmagasinement spécifique vaut 5.10^{-4} m^{-1}.

Cette géométrie test fut introduite par (Gottardi and Venutelli, 1993), ensuite reprise par Sulis et al. (2010) puis Maxwell et al. (2014). L'idée est de tester le couplage entre le modèle souterrain et le modèle de ruissellement 2-D dans le cas d'un ruissellement dunien, c'est-à-dire par saturation progressive du milieu souterrain, jusqu'à exfiltration. Pour ce faire, une pluie d'intensité $3.3.10^{-4}$ $m.min^{-1}$ est imposée pendant 200 min, après quoi on laisse le milieu se vidanger pendant 100 min. Le coefficient d'échange $K_{interface}/l_e$ (Figure 13) entre la couche de ruissellement 2-D et le modèle souterrain à dimension réduite est suffisamment grand comparé à l'intensité pluvieuse pour assurer que toute l'eau précipitée s'infiltre tant que la saturation de toute l'épaisseur locale du milieu souterrain n'est pas atteinte (le ruissellement est dunien). Par conséquent, les options de couplage $NIM_{(M1)}$ et $NIM_{(M2)}$ produisent des résultats similaires.

La question de la longueur de couplage l_e (régissant par un flux du premier ordre les échanges entre le modèle de ruissellement et le modèle souterrain à dimension réduite) se pose. Certains des modèles utilisés dans Maxwell et al. (2014) utilisent, tout comme NIM, une stratégie de couplage basée sur un flux d'échange du premier ordre. Toutefois, Maxwell et al. (2014) ne fournissent pas d'informations au sujet des longueurs de couplage utilisées. Dans le

cas d'un modèle d'écoulement souterrain 3-D, certains auteurs évoquent la possibilité de choisir une longueur de couplage égale à la demi-profondeur de la maille du compartiment souterrain à l'interface avec la surface. (HydroGeoLogic Inc., 2006; Panday and Huyakorn, 2004). En accord avec ces références, la longueur de couplage est donc choisie égale à la demi-profondeur des mailles utilisées par Maxwell et al. (2014), soit 0.1 m. Soulignons toutefois, dans la mesure où NIM n'est pas maillé sur la direction perpendiculaire au substratum, que le choix d'une longueur de couplage d'une demi profondeur de maille n'est qu'une stratégie de mimétisme des conditions utilisées par Maxwell et al.(2014). Rien n'atteste que Maxwell et al. (2014) aient choisi l_e égale à la demi-profondeur d'une maile. D'ailleurs, d'autres auteurs déconseillent l'emploi de cette stratégie de sélection de la longueur de couplage. Ebel et al. (2009) parlent de la nécessité de trouver un « sweet spot », permettant d'atteindre des résultats cohérents en un temps CPU abordable.

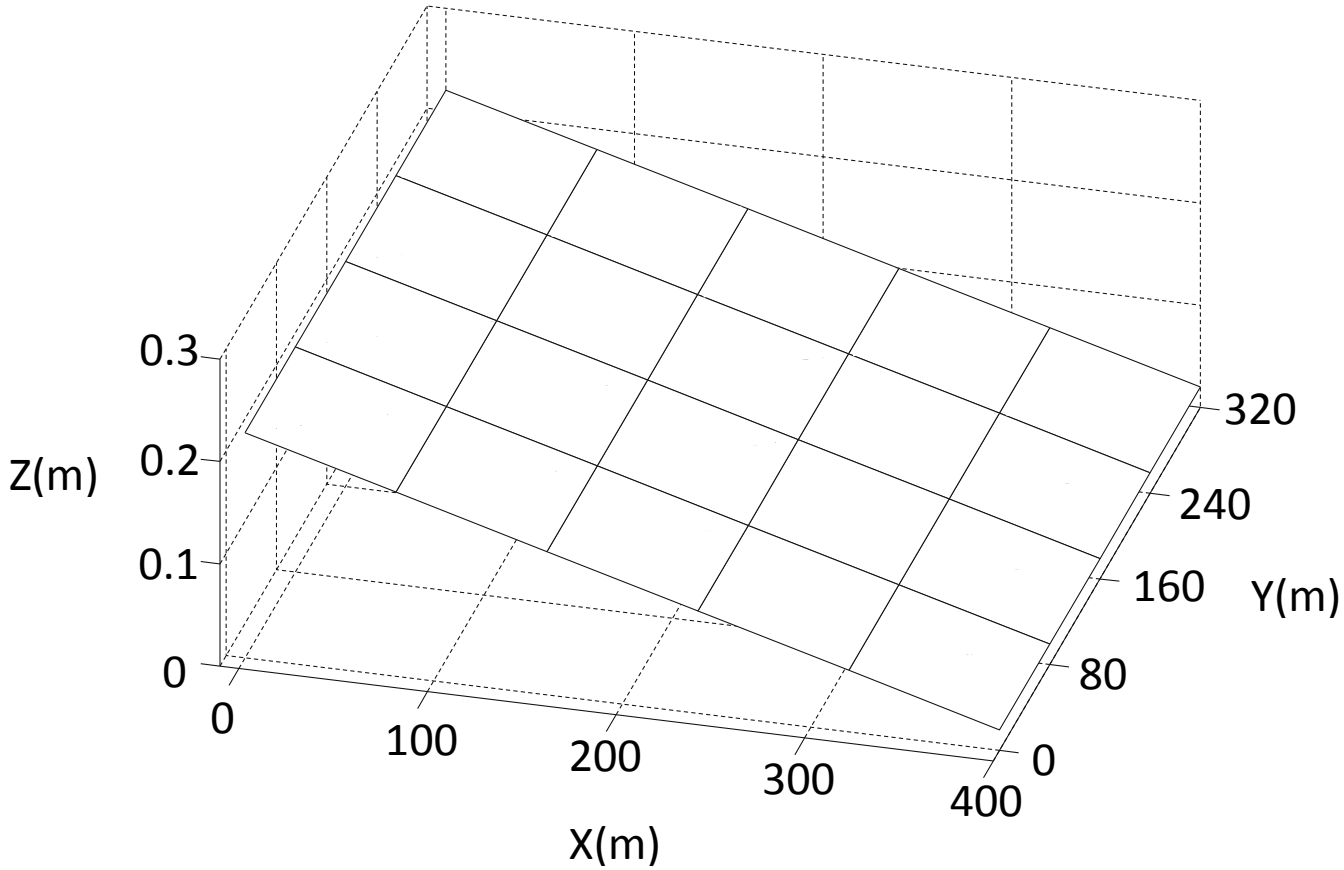


Figure 47 : Géométrie du cas test de ruissellement par excès de saturation, pour le cas test de ruissellement hortonien, pour le cas test de la dalle, et pour le cas test de « return flow ». De Sulis et al. (2010)

Maxwell et al. emploient un maillage constitué de carrés de 80 m de côté et de 0.2 m de profondeur. Dans la mesure où le modèle de ruissellement 2-D développé dans NIM utilise un maillage triangulaire 2-D, les mailles carrées utilisées par Maxwell et al. ont été coupées en 4 triangles par leurs diagonales. Il en résulte un maillage 2-D de 80 mailles triangulaires.

L'hydrogramme résultant simulé par NIM en x=400 m (i.e., l'exutoire) est comparé aux références issues de Maxwell et al. (2014) en Figure 48 pour une profondeur de nappe initiale de 0.5 m et en Figure 49 pour une profondeur de nappe initiale de 1m. Dans chacune des deux situations testées, l'hydrogramme simulé s'intègre très bien dans la gamme de valeurs des simulations obtenues par Maxwell et al. (2014). Dans les tous premiers instants de la génération de l'écoulement, on constate néanmoins que NIM est en retard par rapport à la plupart de ses homologues de la littérature (t=20 minutes en Figure 48, t=120 min en Figure 49). Ce retard est ensuite rapidement rattrapé engendrer des débits s'inscrivant pleinement dans la gamme de débits simulée par Maxwell et al.(2014) (t=80 minutes en Figure 48, t=180 min en Figure 49).

Ce phénomène n'a pas été observé dans les premiers temps du cas test du livre ouvert (Figure 46) ; on peut donc en déduire que le retard observé aux temps courts pour NIM est une répercussion des hypothèses simplificatrices constitutives du modèle souterrain. Toutefois, il est à noter que cette observation ne s'applique pas à la période de récession, pendant laquelle la cohérence entre modèle développé et références est excellente. Le couplage réalisé semble donc globalement efficace, à l'exception des premiers instants du ruissellement dunien : la mise en saturation complète du compartiment souterrain à proximité de l'exutoire est un peu plus lente pour NIM que pour les modèles de référence. Cette observation est certainement le résultat de la tendance de NIM à sous-estimer les pressions de proche surface et par voie de conséquence les conductivités hydrauliques associées. Ce faisant, bien que l'infiltration ait lieu de manière instantanée dans NIM, le déplacement de l'eau infiltrée vers la partie basse du bassin s'y fait plus lentement que pour les modèles complets.

3. Cas test du ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration (hortonien)

Ce cas test fait intervenir le même versant que le cas test précédent (Figure 47). Les paramètres du milieu souterrain sont inchangés, à l'exception de la profondeur initiale de la nappe (fixée à 1 m) et de la conductivité hydraulique à saturation. Deux valeurs de la conductivité hydraulique à saturation sont testées : $6.94.10^{-5}$ m/min et $6.94.10^{-6}$ m/min. L'intensité de pluie est inchangée à $3.3.10^{-4}$ m/min pendant 200 minutes suivies de 100 minutes de récession. Le coefficient de Manning est inchangé à $3.3.10^{-4}$ $m^{-1/3}$.min. $K_{interface}$ est choisi égal à la conductivité hydraulique à saturation du sol.

Dans cette configuration, la capacité du sol à absorber la pluie incidente est bien moindre comparée au cas test précédent. Il en résulte un ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol, aussi appelé ruissellement hortonien. Ce ruissellement est la conséquence d'une saturation très rapide des premiers centimètres du compartiment souterrain par l'évènement pluvieux. Comme cela a été expliqué dans la partie III, NIM n'est pas capable de

représenter cette saturation des premiers centimètres du sol relative à un écoulement hortonien. Or, cette saturation rapide de surface engendre une infiltration observée plus grande dans les premiers instants de l'écoulement qu'à long terme. Représenter le ruissellement hortonien dans le cadre des hypothèses de NIM s'avère donc un défi certain.

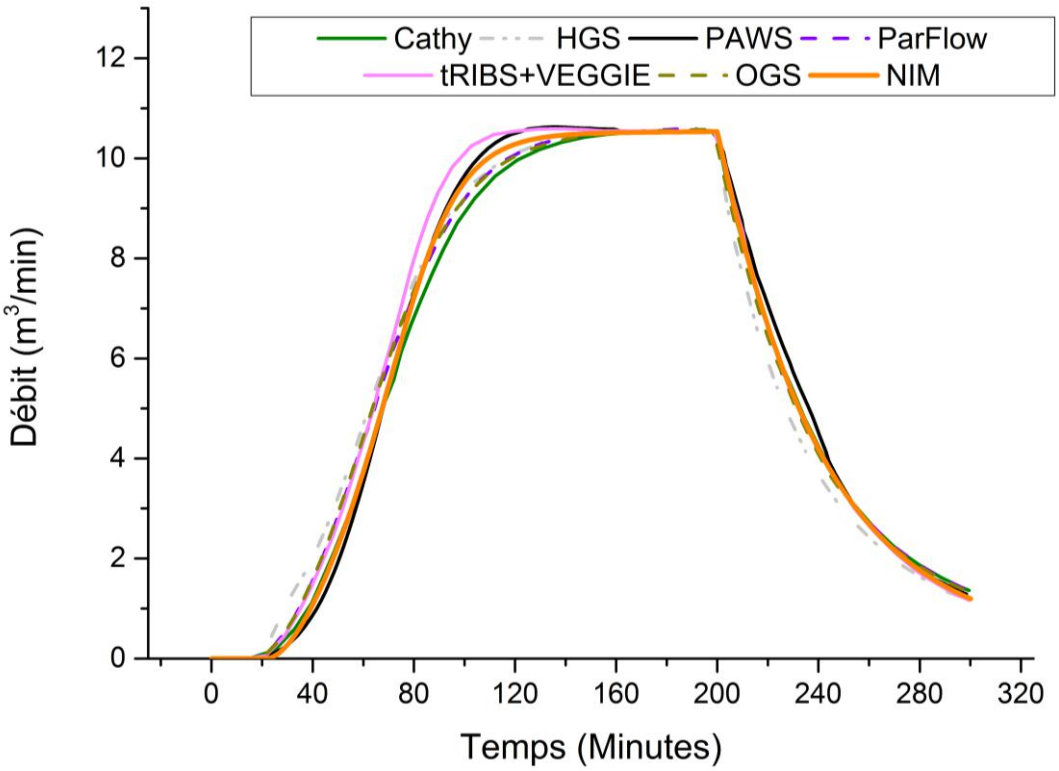


Figure 48 : Inter-comparaison du débit simulé en x=400 m (i.e l'exutoire) par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014) pour le cas test du ruissellement par excès de saturation. Profondeur de nappe initiale : 0.5 m

L'enjeu du cas test est de vérifier à quel point les trois options de couplage proposées dans NIM permettent malgré tout de prendre en compte un ruissellement hortonien par dépassement des capacités d'infiltration. On procède donc à la simulation de l'écoulement en testant les trois configurations possibles pour la définition de l'échange : $NIM_{(M1)}$, $NIM_{(M2)}$, et $NIM_{(M2H)}$. Dans $NIM_{(M2H)}$, il s'agit de se référer à des valeurs issues de la littérature de façon à choisir les coefficients appropriés. A titre indicatif, le Tableau 1 (page 65) fournit une gamme de valeurs pour f_0, f_c, et C_h, mais qui ne renseignent pas pour autant les valeurs prises par les deux types de sols choisis dans le cas test. En pratique, on détermine la nature probable de ces

sols à partir de leur conductivité hydraulique à saturation, de façon à pouvoir identifier les coefficients correspondants dans le Tableau 1.

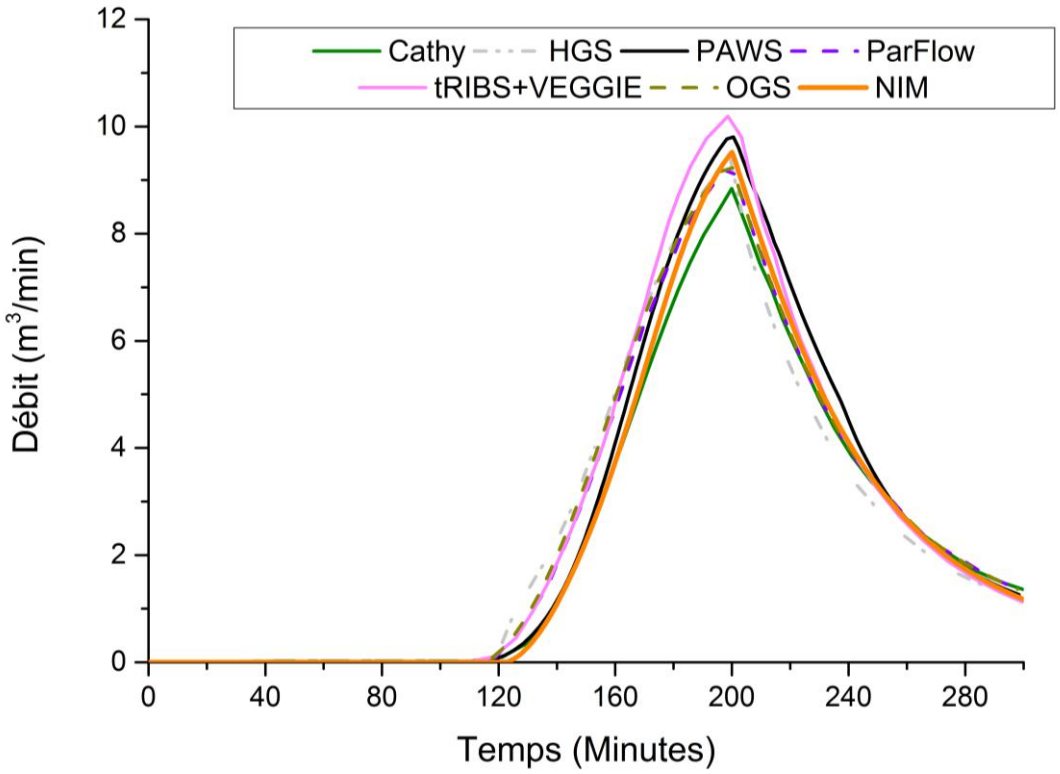


Figure 49 : Inter-comparaison du débit simulé en x=400 m (i.e l'exutoire) par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014) pour le cas test du ruissellement par excès de saturation. Profondeur de nappe initiale : 1 m

Un sol avec une conductivité de $1.16.10^{-6}$ m/s peut correspondre :

- si l'on se réfère à Bear (Bear, 1988) à de l'argile stratifié, de la tourbe, du sable très fin, ou encore du limon ;
- si l'on se réfère à (Clapp and Hornberger, 1978), à de l'argile ou de l'argile limoneuse ;
- si l'on se réfère à NRCS (2017) , à de l'argile sableuse ou très sableuse.

Une conductivité de $1.16.10^{-7}$ m/s peut correspondre :

- si l'on se réfère à NRCS (2017), à des horizons plus imperméables encore que l'argile (fragipan, ortstein).
- si l'on se réfère à (Bear, 1988) à de l'argile stratifié, du sable très fin, ou encore du limon (de même que pour le sol précédent) ;
- $1.16.10^{-7}$ m/s est une conductivité inférieure au minimum de la gamme de valeurs de conductivités hydrauliques à saturation définies par Clapp and Hornberger (1978).

Dans la mesure où l'une et l'autre des conductivités ont été généralement identifiées comme propres à des sols argileux ou plus imperméables encore, les deux sols seront assimilés à de l'argile nue très finement sableuse. De cette façon, on peut utiliser les données du Tableau 1 pour renseigner le modèle hydrologique. Le coefficient C_h est donc pris égal à 2.0 dans les équations (3.110) et (3.111). Le coefficient f_0/f_c dans les équations (3.110) et (3.111) est calibré dans l'intervalle [8.4 ,105], car cette gamme de valeurs correspond à un sol argileux très finement sableux d'après le Tableau 1. L'adéquation optimale avec les modèles de référence est obtenue pour f_0/f_c = 25 avec une conductivité hydraulique à saturation de $1.16.10^{-7}$ m/s, et pour f_0/f_c = 8.4 avec une conductivité hydraulique à saturation de $1.16.10^{-6}$ m/s.

3.1 Résultats pour Ks=1.16.10^{-7} m/s

L'hydrogramme résultant en x = 400 m (i.e, l'exutoire) est représenté en Figure 50 pour $NIM_{(M1)}$, en Figure 51 pour $NIlM_{(M2)}$, et en Figure 52 pour $NIM_{(M2H)}$. On représente aussi les simulations de référence de Maxwell et al. (2014) de façon à évaluer la qualité du modèle NIM. Les résultats que l'on observe sont en adéquation avec la théorie abordée au chapitre II, relative aux options de couplage $NIM_{(M1)}$, $NIM_{(M2)}$; et $NIM_{(M2H)}$:

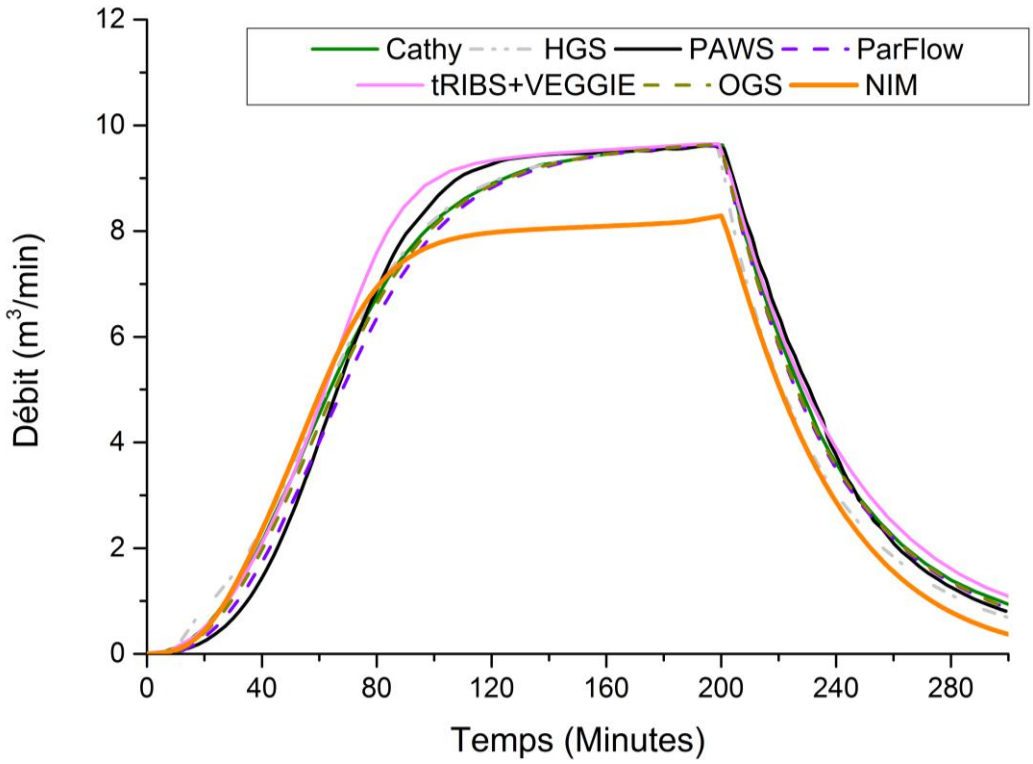


Figure 50 : Inter-comparaison du débit simulé en x = 400 m par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement hortonien, en utilisant la stratégie de couplage M1. Conductivité hydraulique à saturation : 1.16.10^{-7} m/s.

- $NIM_{(M1)}$ correspond aux simulations de références en début d'évènement mais finit par produire un excès d'infiltration, ce qui conduit à une sous-estimation du débit ruisselé à plus long terme (Figure 50).
- $NIM_{(M2)}$ sous-estime l'infiltration en début d'évènement, ce qui produit des débits ruisselés trop importants, mais tend vers les simulations de référence au fur et à mesure que la durée de l'évènement pluvieux augmente (Figure 51).
- $NIM_{(M2H)}$ corrige la tendance de $NIM_{(M2)}$ à sous-estimer l'infiltration dans les premiers instants de l'évènement pluvieux, et s'inscrit ainsi parfaitement dans la gamme de débits simulés par les modèles de référence. Il est particulièrement encourageant d'observer que les valeurs issues de la littérature pour le modèle de Horton aient permis de renseigner ce modèle avec succès (Figure 52).

On remarquera également que les trois stratégies de couplage réussissent à modéliser la période de récession correctement.

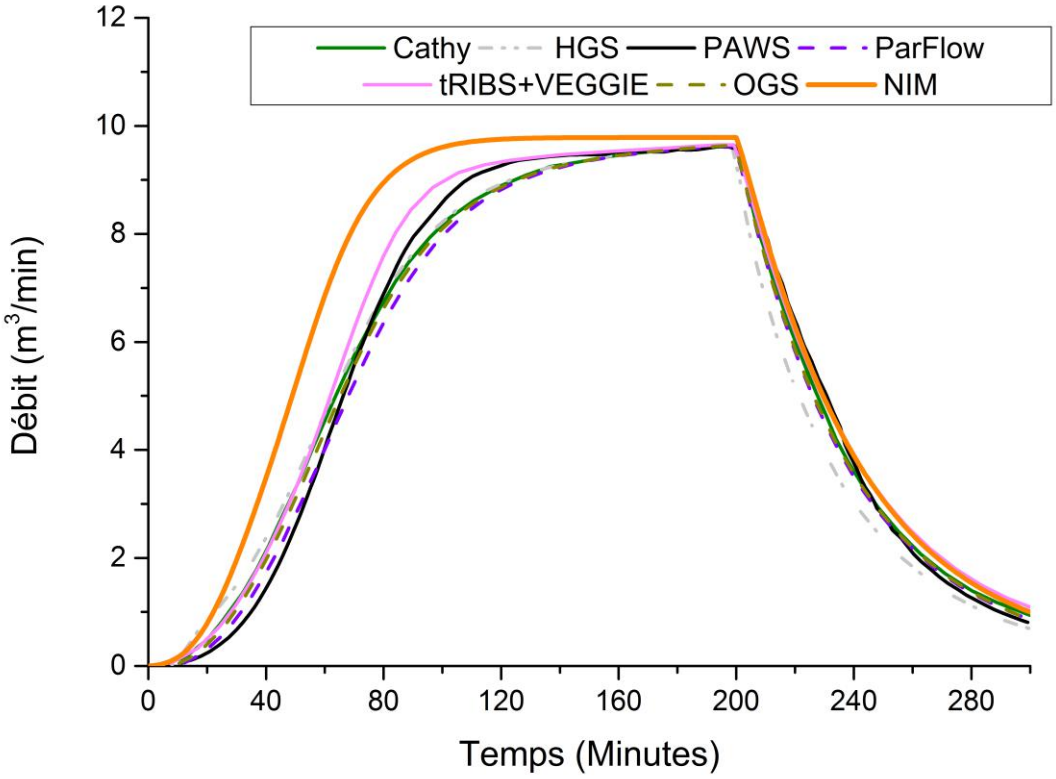


Figure 51 : Inter-comparaison du débit simulé en x = 400 m par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration, en utilisant la stratégie de couplage M2. Conductivité hydraulique à saturation $1.16.10^{-7}$ m/s.

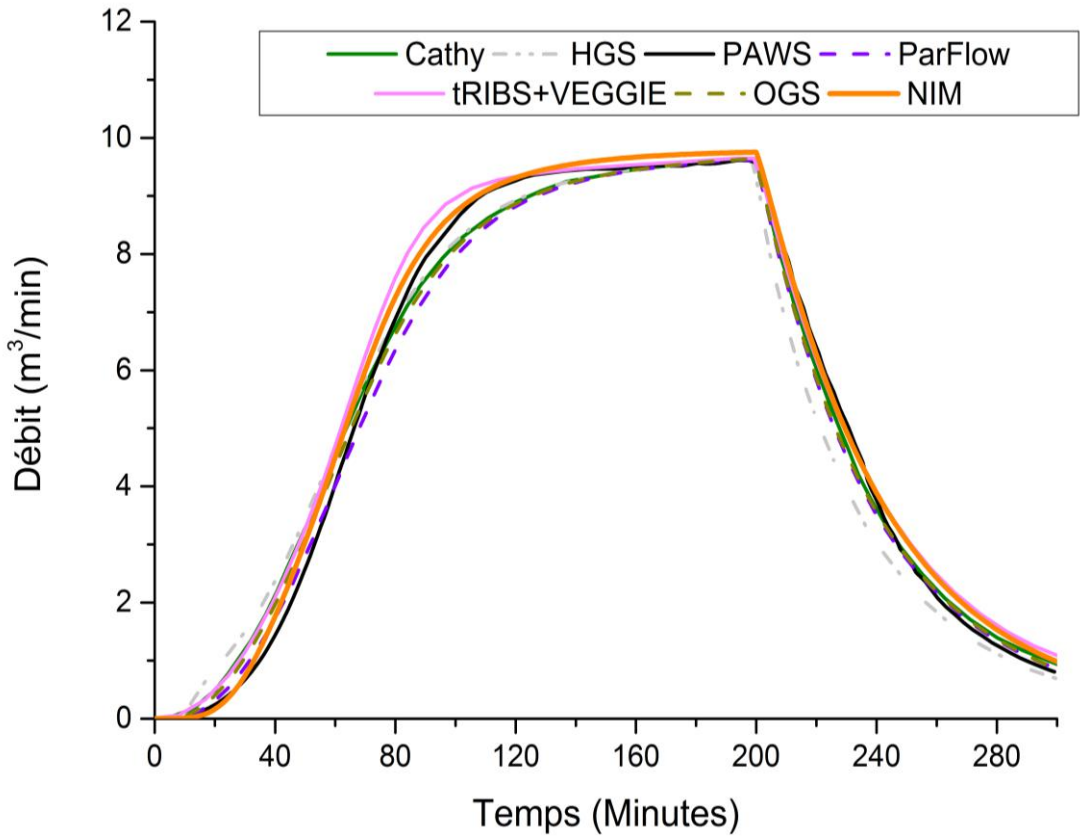


Figure 52 : Inter-comparaison du débit simulé en x = 400 m par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration, en utilisant la stratégie de couplage M2H. Conductivité hydraulique à saturation : 1.16.10^{-7} m/s.

3.2 Résultats pour Ks=1.16.10^{-6} m/s

L'hydrogramme résultant en x=400 m est représenté en Figure 11 pour NIM$_{(M1)}$, en Figure 12 pour NIM$_{(M2)}$, et en Figure 55 pour NIM$_{(M2H)}$. Pour NIM$_{(M2H)}$, dans la mesure où la calibration des coefficients C_h et f_0/f_c dans l'intervalle relatif à de l'argile très finement sableuse ne permet pas d'obtenir une correspondance parfaite avec les simulations de référence, une calibration plus permissive est effectuée. La Figure 56 représente les résultats de NIM$_{(M2H)}$ avec C_h=1 h^{-1} et f_0/f_c =5, des valeurs qui restent dans le même ordre de grandeur que celui des valeurs de références prescrites par l'American Society of Civil Engineers (ASCE) (1996).

Les résultats sont ici encore plus marqués que pour le cas précédent :

- NIM$_{(M1)}$ (Figure 53) génère un tel volume infiltré que le débit résultant à l'exutoire est strictement le même que dans le cas du ruissellement par excès de saturation (Figure 49). Le caractère hortonien de l'écoulement n'est donc pas du tout retranscrit.
- NIM$_{(M2)}$ (Figure 54) est dans l'excès inverse : le débit infiltré est limité à outrance, si bien que le débit ruisselé est grandement supérieur aux références. L'écart observé tend à s'amenuiser en milieu de simulation. Toutefois, le passage du ruissellement hortonien à un ruissellement partiellement dunien à t=160 min produit une rupture de pente, qui aggrave l'écart observé entre le modèle développé et les modèles de référence.

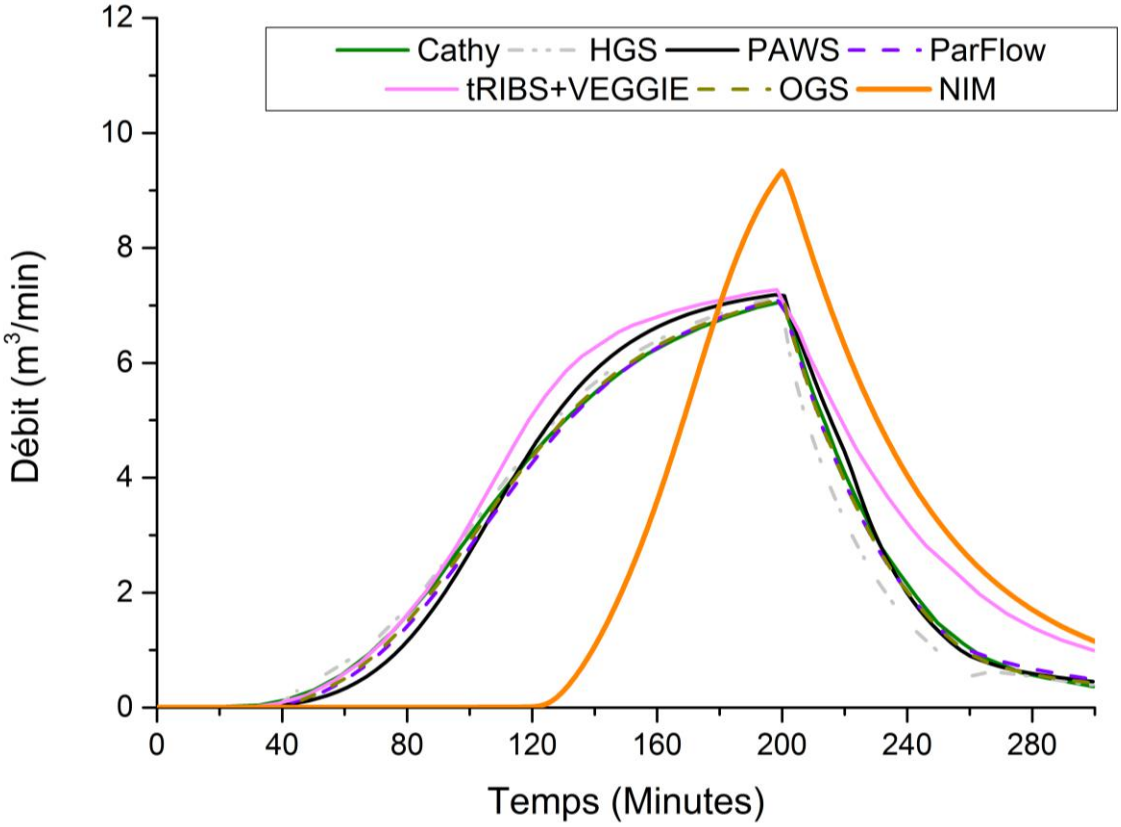


Figure 53 : Inter- comparaison du débit simulé en x = 400 m par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration, en utilisant la stratégie de couplage M1. Conductivité hydraulique à saturation : 1.16.10^{-6} m/s.

- NIM$_{(M2H)}$ (Figure 55) retranscrit bien la dynamique générale de l'écoulement. Toutefois, le débit ruisselé est significativement supérieur à celui simulé par les références entre t=120 min et t=200 min. Cela laisse penser que la quantité d'eau infiltrée en fonction du temps diminue trop rapidement, autrement dir, le coefficient C_h est trop élevé.

Si l'on ne tient pas compte des valeurs issues de la littérature, on parvient à trouver une combinaison de paramètres pour NIM$_{(M2H)}$ qui produit un hydrogramme de sortie en adéquation avec les modèles de référence. (Figure 56). Ces paramètres sont du même ordre de grandeur que ceux suggérés dans le Tableau 1.

En conclusion, dans le cas où le ruissellement est majoritairement hortonien plutôt que dunien, il vaudra donc mieux recourir à l'option de couplage NIM$_{(M2H)}$, en se basant sur des valeurs issues de la littérature pour les paramètres de Horton, mais en n'hésitant pas à prendre une certaine liberté vis-à-vis de ces paramètres de référence.

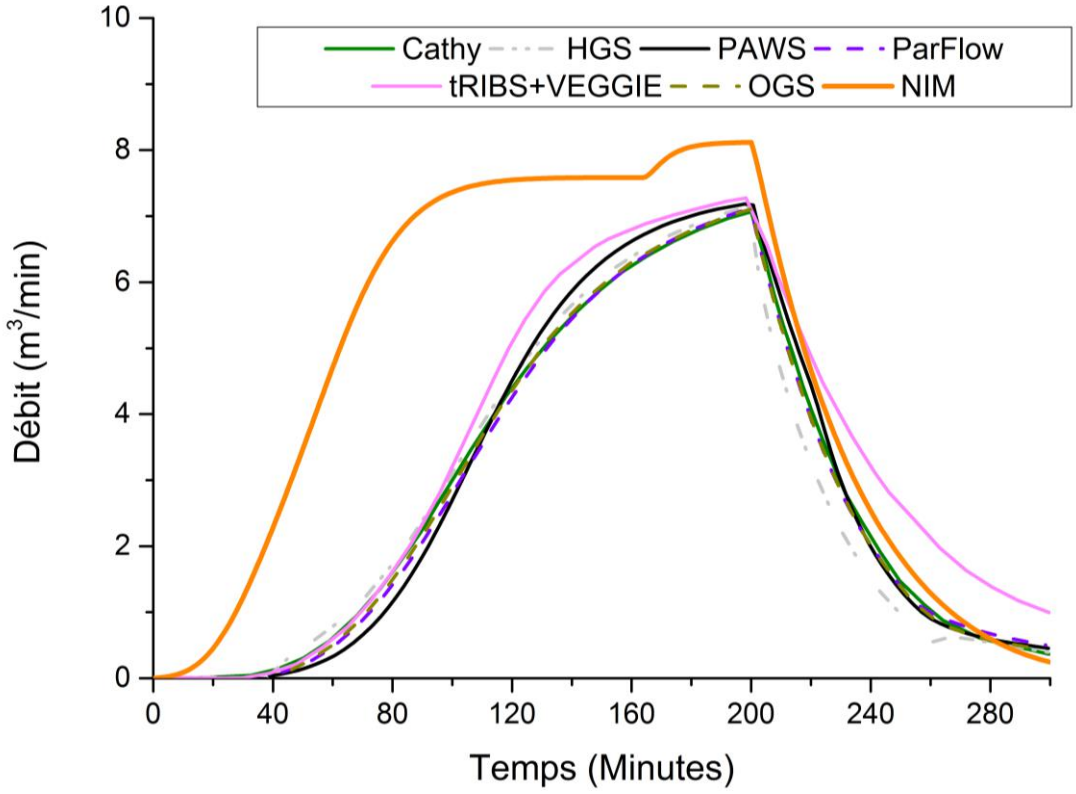


Figure 54 : : Inter-comparaison du débit simulé en x = 400 m par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration, en utilisant la stratégie de couplage M2. Conductivité hydraulique à saturation : 1.16.10^{-6} m/s.

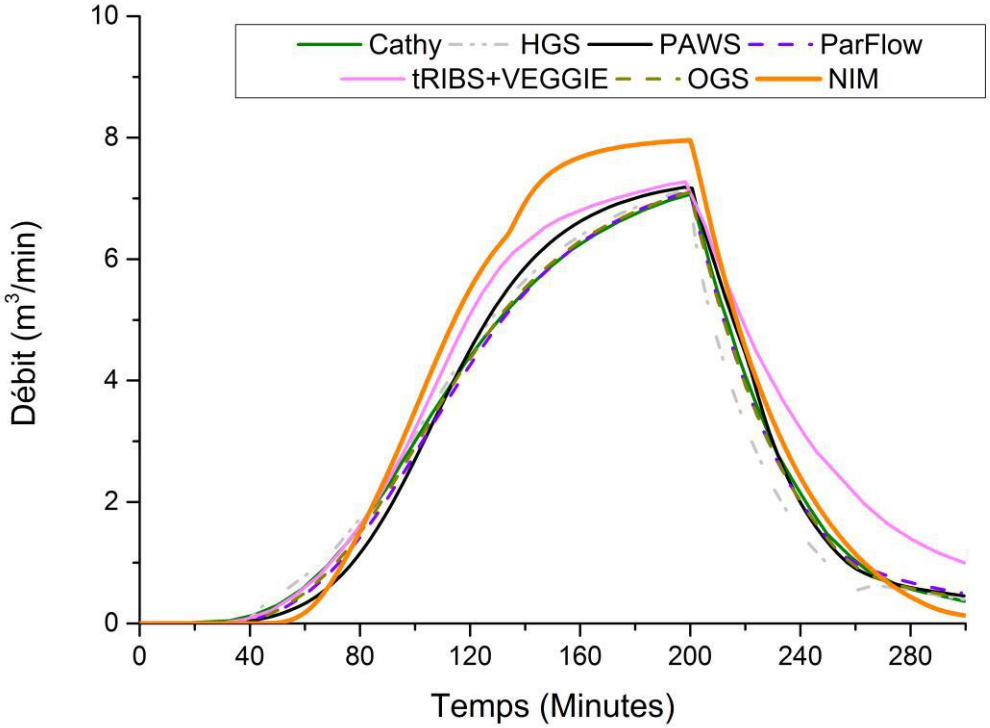


Figure 55 : Inter- comparaison du débit simulé en x = 400 m par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration, en utilisant la stratégie de couplage M2H. Conductivité hydraulique à saturation : 1.16.10^{-6} m/s. Le quotient f_0/f_c *a été calé en respectant l'intervalle de valeurs relatif à une argile très finement sableuse.*

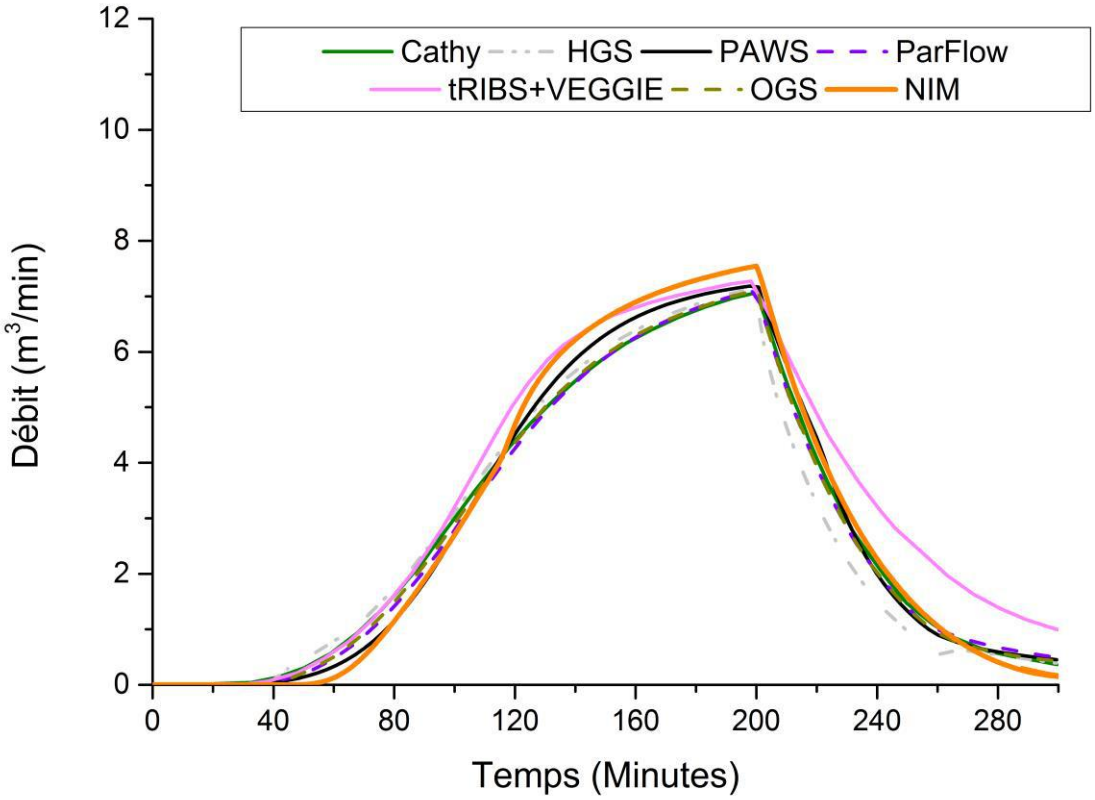


Figure 56 : : Inter- comparaison du débit simulé en x = 400 m par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test du ruissellement par excès d'infiltration, en utilisant la stratégie de couplage M2H. Conductivité hydraulique à saturation : 1.16.10^{-6} m/s. Le rapport f_0/f_c *a été calé au voisinage des valeurs de référence de la littérature.*

4. Cas test de la dalle

Le cas test de la dalle fait intervenir le même versant que dans les deux cas tests précédents (Figure 47). La nappe est initialement à une profondeur de 1 m. Le coefficient de Manning et les paramètres de Van Genuchten du sol sont inchangés. La conductivité hydraulique à saturation vaut 1.16.10^{-5} m/s, sauf dans les 5 premiers centimètres du sol entre x=150 m et x=250 m, où la conductivité à saturation est fixée 1.16.10^{-7} m/s (Figure 57), géométrie supposée représenter une « dalle » semi-perméable à la surface du sol, modifiant infiltration et écoulements sous-jacents. L'évènement pluvieux simulé est le même que dans les deux cas tests précédents. Cette configuration est propice à la coexistence de ruissellement dunien et hortonien. L'enjeu du cas test est donc de déterminer si le modèle développé est capable de modéliser les situations de ruissellement hybride, où les phénomènes hortoniens et duniens cohabitent.

La longueur de couplage est fixée à 5 centimètres puisqu'il s'agit de l'épaisseur de la dalle de faible perméabilité. On rappelle ici que la pratique consistant à utiliser la demi-épaisseur d'une maille pour la longueur de couplage l_e n'a pas lieu de s'appliquer à NIM *a priori*, par conséquent le choix plus physique d'une couche d'interface égale à l'épaisseur de la dalle superficielle fait davantage sens. Les mailles carrées de côté 1 m utilisées par Maxwell et

al. (2014) sont coupées en 4 par leurs diagonales de façon à produire un maillage triangulaire pour NIM. Puisque le problème est invariant dans la direction y (Figure 30), on réduit le versant à une largeur de 1 m selon la direction y. Il en résulte un maillage de 1600 éléments triangulaires.

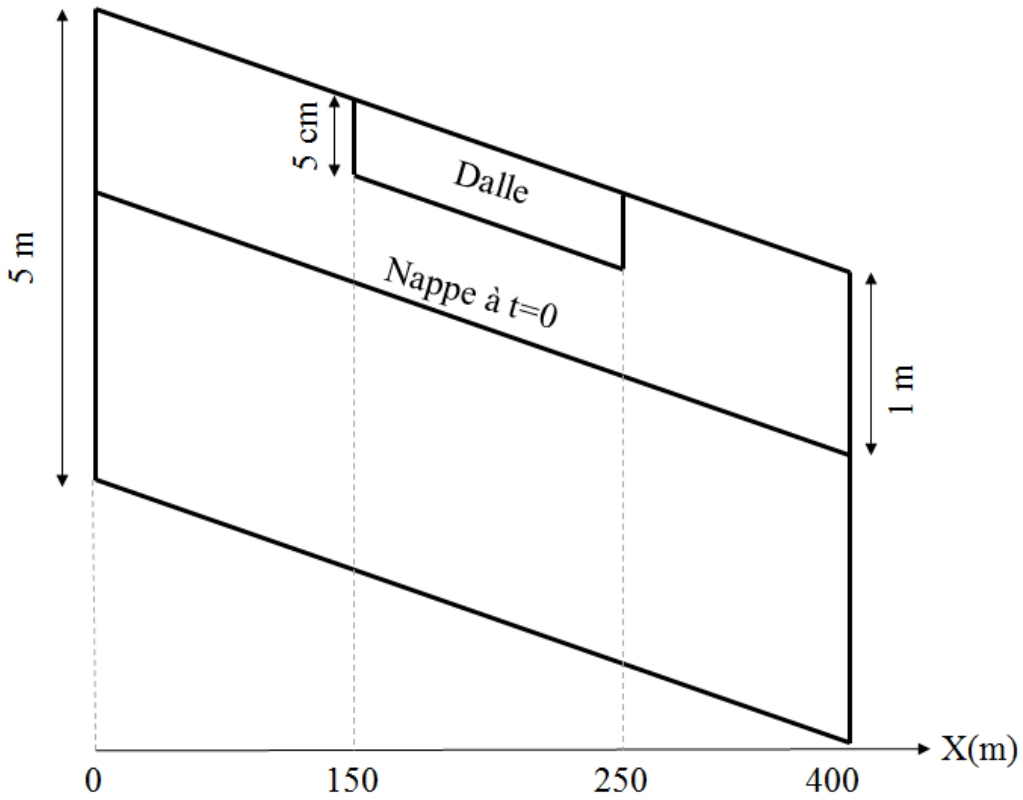


Figure 57 : Représentation schématique de la géométrie du cas test de la dalle.

On soumet les trois stratégies de couplage $NIM_{(M1)}$, $NIM_{(M2)}$, et $NIM_{(M2H)}$, à l'exercice de ce cas test. Pour $NIM_{(M2H)}$, les paramètres de Horton sont choisis pour honorer les conditions suivantes :

- Pour la dalle peu perméable, par souci de cohérence avec le travail réalisé dans le cas test précédent, on utilise les même paramètres f_0, f_c, et C_h, que dans le cas test du ruissellement hortonien avec Ks=1.16.10^{-7} m/s.
- Pour le reste du domaine, f_0/f_c est fixé à 1, ce qui revient à utiliser la stratégie de couplage $NIM_{(M2)}$. Le coefficient d'échange entre la couche de surface et le milieu souterrain y est suffisamment grand pour que toute l'eau précipitée s'infiltre, il n'y a donc aucun besoin d'augmenter artificiellement la capacité d'infiltration du sol à l'aide de la formule de Horton.

L'hydrogramme résultant simulé par NIM en x=400 m est comparé aux références issues de Maxwell et al. (2014) en Figure 58, pour $NIM_{(M2H)}$. Les hydrogrammes résultants produits par $NIM_{(M1)}$, $NIM_{(M2)}$, et $NIM_{(M2H)}$, sont comparés en Figure 59.

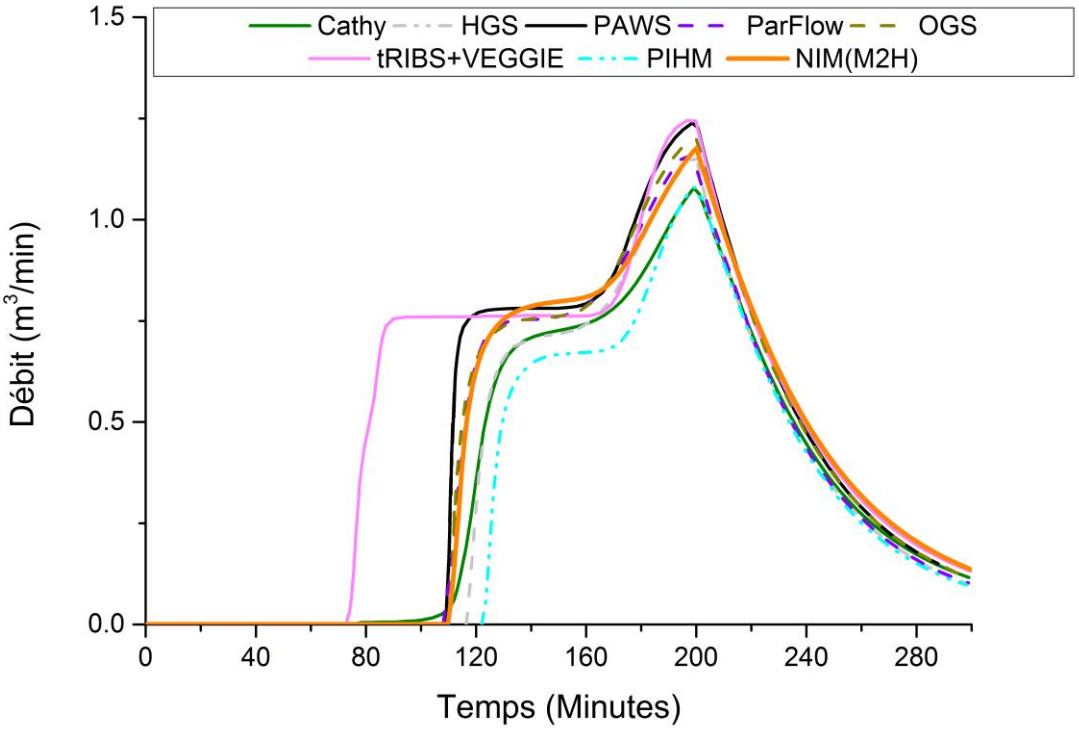


Figure 58 : Inter- comparaison du débit simulé en x = 400 m par le modèle développé et par les références de Maxwell et al. (2014), pour le cas test de la dalle, en utilisant la stratégie de couplage M2H.

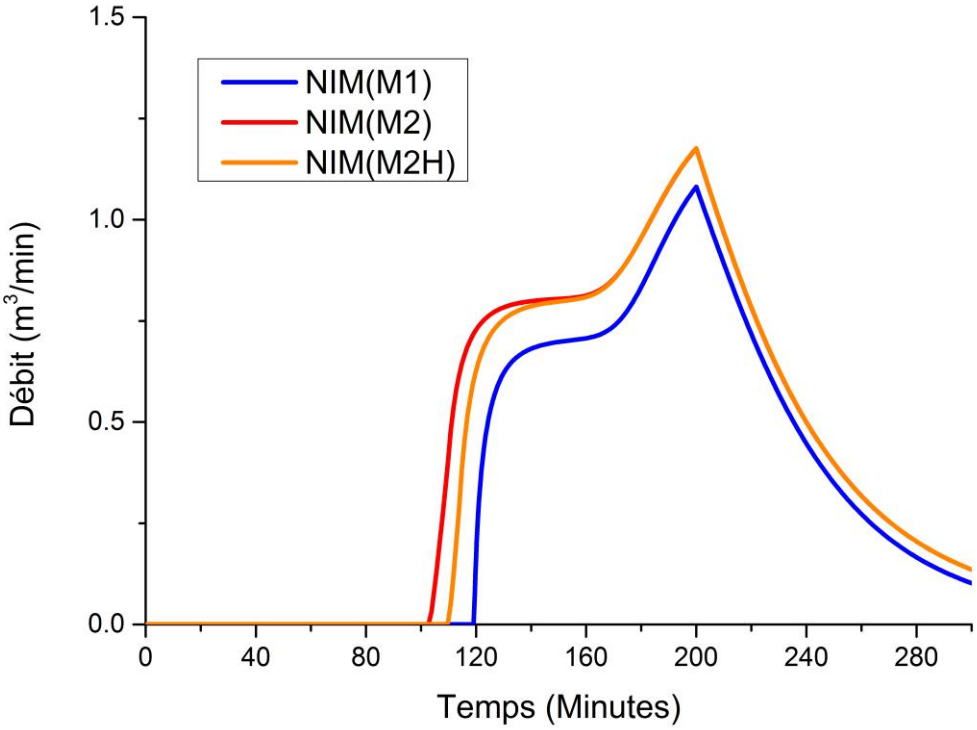


Figure 59 : Inter-comparaison entre les débits simulés à l'exutoire par trois stratégies de couplage intégrées au modèle développé, pour le cas test de la dalle.

On observe que $NIM_{(M2H)}$ s'inscrit tout à fait dans la gamme de débits simulés par les références de la littérature. Un premier pic de débit, dû au ruissellement hortonien sur la dalle peu perméable, intervient autour de t=100 minutes. Vers t=200 minutes, le comportement de l'hydrogramme rejoint ce qui avait été observé dans le cas dunien où la dalle imperméable n'est pas présente (voir Figure 49). $NIM_{(M1)}$ et $NIM_{(M2)}$ produisent des résultats très peu différents de $NIM_{(M2H)}$ (Figure 59), et les hydrogrammes correspondants s'inscriraient eux aussi dans la gamme de débits des simulations de références représentées en Figure 58. Cela suggère que dans le cas où le ruissellement n'est pas exclusivement dominé par des processus hortoniens, le choix de la technique de couplage est de moindre importance.

5. Cas test de « return flow »

Le cas test de « return flow », introduit par Sulis et al. (2010), puis utilisé par Maxwell et al. (2014) dans le cadre de leur exercice d'inter-comparaison de modèles, reprend la même géométrie que dans les cas tests précédents (Figure 47). La conductivité hydraulique à saturation du sol est fixée à $6.94.10^{-2}$ m/min. La nappe phréatique est initialement à une profondeur de 0.5 m. Le coefficient de rugosité de Manning et les paramètres de Van Genuchten sont les mêmes que pour les cas tests précédents. La couche superficielle régissant les échanges entre le milieu souterrain et le modèle de ruissellement de surface est supposée de même conductivité hydraulique à saturation que le sol. On applique un évènement pluvieux d'intensité $1.0.10^{-4}$ m/min pendant 200 minutes puis une évaporation de $5.4.10^{-6}$ m/min pendant 200 min. La longueur de couplage est rendue égale à 2.5 cm, soit la moitié de la profondeur des éléments utilisés par Maxwell et al. (2014). Le coefficient d'échange à l'interface surface/souterrain est suffisamment élevé pour proscrire l'éventualité de ruissellement hortonien. Les stratégies de couplage $NIM_{(M1)}$, $NIM_{(M2)}$, et $NIM_{(M2H)}$ renvoient donc toutes trois les mêmes résultats. Une formulation alternative de ce test, également testée, en multiplie la pente par 100 (soit une pente de 5%). Le but du cas test est de vérifier la capacité des modèles à prédire l'évolution spatiale du point d'intersection entre la nappe phréatique et la surface du sol en fonction du temps.

Les mailles carrées employées par Maxwell et al. (2014) de 5 m de côté sont coupées en 4 par leurs diagonales dans le cadre des simulations avec NIM. Le problème étant 1-D car uniforme dans la direction *y*, on ne maille le versant que sur une largeur de 5m dans la direction *y*. Il en résulte un maillage de 320 éléments triangulaires.

L'évolution spatiale du point d'intersection entre la nappe phréatique et la surface du sol en fonction du temps est représentée en Figure 60 pour une pente de 0.05%, et en Figure 61 pour une pente de 5%. Les simulations de référence de Maxwell et al. (2014) sont également représentées de façon à apprécier la qualité du modèle NIM. La première observation à faire concerne les modèles de référence : ceux-ci sont généralement en assez large désaccord les uns avec les autres, surtout lors de la période de récession. Maxwell et al. (2014) attribuent les différences observées à la forte non-linéarité du problème. Le modèle tRIBS+VEGGIE produit

des résultats radicalement différents de ceux des autres références. Maxwell et al. (2014) conjecturent que ce comportement est dû au traitement de la zone non saturée dans tRIBS+VEGGIE. Les deux options offertes dans CATHY pour la simulation des écoulements (en canaux 1-D – « rill », ou en ruissellement de surface 2-D – « sheet ») forment un intervalle qui englobe la majeure partie des autres simulations dans le cas de la pente à 0.05% (Figure 60). Cette affirmation est moins vraie dans le cas d'une pente à 5% (Maxwell et al., 2014).

Dans le cas de la pente à 5% (Figure 61), NIM s'inscrit au centre de la gamme de valeurs simulées par les références. On constate toutefois qu'à partir de t=260 min, NIM simule une nappe phréatique en dessous de la surface du sol en tout point (i.e., x=400 m), là où la récession simulée par la plupart des modèles de référence est moins prononcée. L'accord entre NIM et les références reste toutefois très correct dans l'ensemble. Une explication possible au phénomène observé est à chercher dans la gestion de l'évaporation dans NIM : de même que la précipitation, l'évaporation n'est prise en compte que par une modification directe du niveau de la nappe phréatique. Dans les modèles complets, l'existence explicite d'une zone non saturée distincte de la zone saturée (NIM agrège les deux compartiments par intégration) tend à tamponner davantage les variations de nappe.

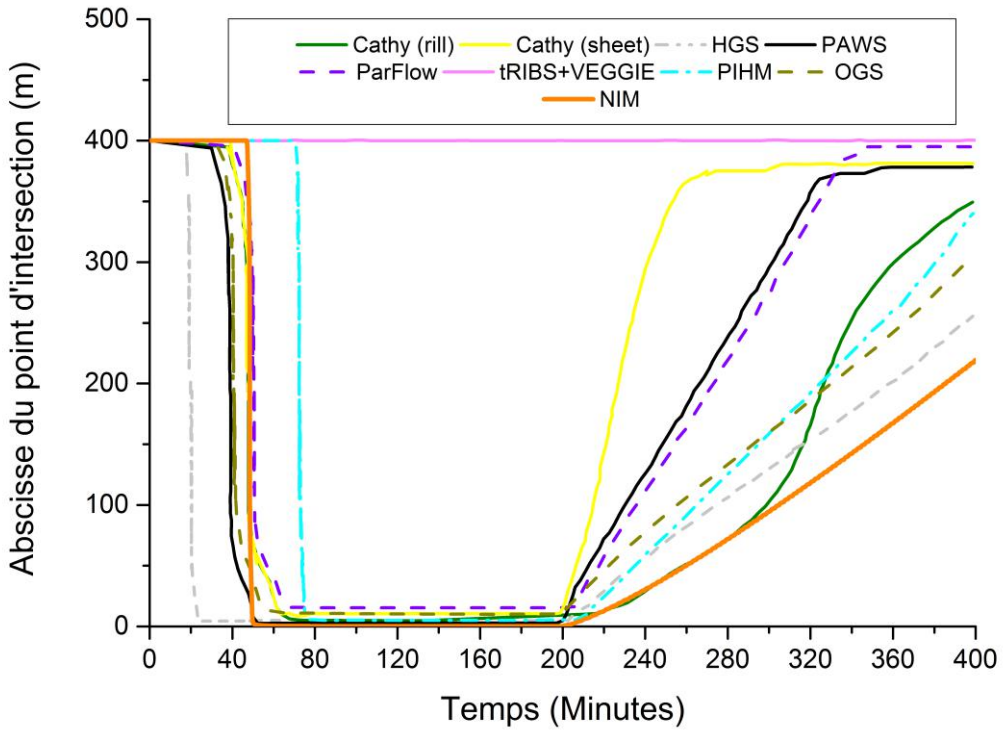


Figure 60 : Cas test de « return flow ». Abscisse X du point d'intersection entre la nappe phréatique et la surface du sol, en fonction du temps. Inter-comparaison entre le modèle développé et les références de Maxwell et al. (2014). Pente : 0.05%

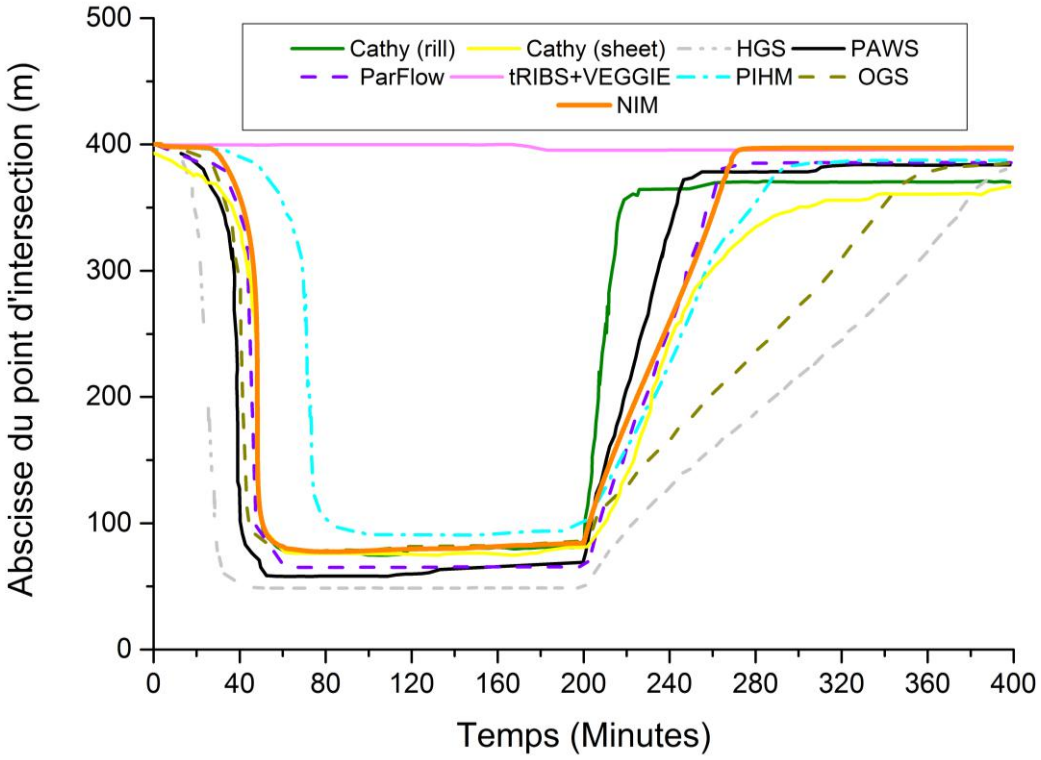


Figure 61 : Cas test de « return flow ». Abscisse X du point d'intersection entre la nappe phréatique et la surface du sol, en fonction du temps. Inter-comparaison entre le modèle développé et les références de Maxwell et al.(2014). Pente : 5%

Dans le cas de la pente à 0.05%, la qualité de NIM est légèrement inférieure. Le comportement en récession suit celui de la version « rill » de CATHY, mais s'en détache à partir de t=300 min (temps qui correspond à la rupture de pente brutale observée pour CATHY « rill »). Ainsi, en fin de simulation, NIM affiche la récession la plus lente, tout en restant proche du large intervalle de valeurs simulées par les multiples références. Là encore, les hypothèses simplificatrices de NIM pourraient être à l'origine des différences observées. Puisque la pente est très faible, l'hypothèse d'un écoulement parallèle au substratum faite dans NIM perd en crédibilité. Il a été vu en partie III que le modèle souterrain à dimension réduite développé dans NIM est moins précis sur les pentes faibles que sur les pentes élevées. Cette observation pourrait expliquer la qualité légèrement moindre du modèle sur ce cas de pente faible.

6. Cas test du livre ouvert incliné avec milieu souterrain

Le cas test du livre ouvert incliné avec milieu souterrain a été initialement introduit par Panday and Huyakorn (2004), puis plus rigoureusement étudié par Liggett et al. (2012). On reprend la géométrie en livre ouvert incliné de la Figure 45 et on y adjoint un milieu souterrain dont le substratum, d'altitude uniforme, se trouve 20 m sous l'exutoire du bassin versant (Figure 62). Ce cas test a l'intérêt de faire intervenir simultanément les trois compartiments de NIM (ruissellement 2-D, ruissellement 1-D, et milieu souterrain).

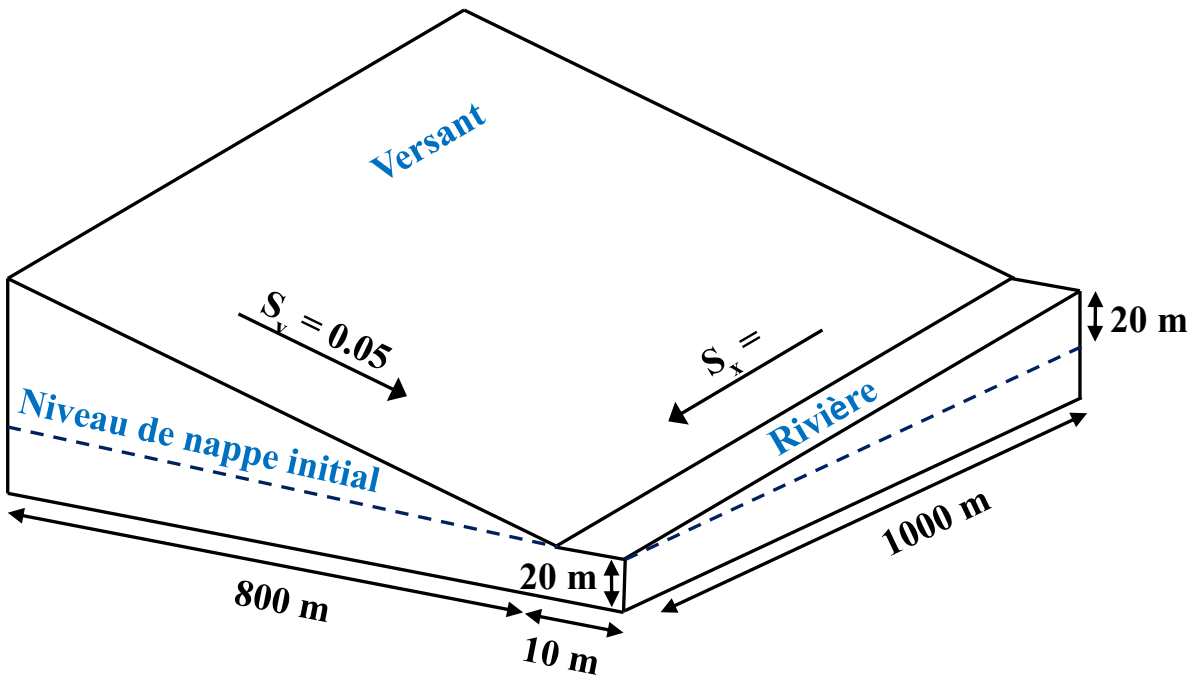


Figure 62 : Géométrie du cas test en livre ouvert incliné avec milieu souterrain. S_x et S_y sont les pentes dans leurs directions respectives

La conductivité hydraulique à saturation du milieu souterrain vaut 5.10^{-5} m/s horizontalement et 5.10^{-6} m/s verticalement. La porosité vaut 0.1, la teneur en eau résiduelle vaut 0.016, α=2.25 m^{-1}, n=1.89. Le coefficient de Manning vaut 0.015 $m^{-1/3}$.s sur le versant et 0.15 $m^{-1/3}$.s dans la rivière. Les limites latérales du milieu souterrain sont imperméables, de telle sorte que le seul point de sortie d'eau possible soit l'exutoire de la rivière. Une pluie d'intensité 3×10^{-6} m s^{-1} est imposée sur le bassin versant pendant 35 jours en continu, puis on laisse la récession du système se développer pendant 15 jours.

Ligget et al.(2012) procèdent à des simulations sur ce cas test avec le modèle HGS. HGS est capable de modéliser les échanges surface/souterrain de deux façons différentes :

- Formalisme 1 : à l'aide d'un coefficient d'échange du premier ordre (comparable à NIM). Ce formalisme fait intervenir une couche d'interface entre les compartiments souterrain et de surface, de conductivité $K_{interface}$ et d'épaisseur l_e.
- Formalisme 2 : En assurant la continuité des pressions à l'interface entre le milieu souterrain et la couche de ruissellement.

Le formalisme 2 est la manière la plus physique de procéder au couplage (Kollet and Maxwell, 2006). Toutefois, lorsque le formalisme 1 est employée, plus l_e tend vers 0, plus les résultats obtenus se rapprochent de ceux simulés avec le formalisme 2, mais au coût d'un temps de calcul plus élevé. (Ligget et al., 2012).

On choisit de comparer les résultats de NIM (basé sur un échange calculé par un coefficient du premier ordre) avec le formalisme 2 de HGS, celui-ci faisant office de référence du point de vue de la physique. La longueur de couplage est choisie égale à 20 cm. Ce choix a

été retenu de façon à s'approcher le plus possible des résultats du formalisme 2 de HGS, tout en limitant le temps de calcul et les oscillations éventuelles. Le domaine 2-D est discrétisé en coupant les mailles carrées de côté 50 m du maillage HGS en 4 triangles par leur diagonale ; soit un maillage de 1280 triangles. Le domaine 1-D est discrétisé en 20 éléments linéaires de 50 m de long. L'intensité de pluie étant inférieure à la conductivité hydraulique à saturation du sol, le ruissellement est dunien *a priori*, sauf à imposer une longueur de couplage exagérément grande, ce qui réduirait mathématiquement le terme d'infiltration dans l'équation (3.102). Les stratégies de couplage $NIM_{(M1)}$, $NIM_{(M2)}$, et $NIM_{(M2H)}$ renvoient donc les mêmes résultats.

L'hydrogramme résultant à l'exutoire de la rivière est représenté en Figure 63. On représente également les résultats obtenus par Ligget et al. (2012) avec HGS, à titre de comparaison. On constate une bonne adéquation générale entre les deux modèles. Toutefois, dans la période de montée en débit, le comportement de NIM est moins complexe que celui de HGS. L'hydrogramme produit par HGS affiche une montée en débit en deux temps, d'abord lente jusqu'à t=6 jours, puis très rapide ensuite, pour atteindre finalement un régime permanent plus rapidement que NIM. On peut supposer que ces divergences sont la conséquence des hypothèses simplificatrices du modèle souterrain de NIM. Les différences de comportement des deux hydrographes restent toutefois acceptables. En effet, elles restent dans l'ordre de grandeur des différences observées dans l'exercice d'inter-comparaison de modèles hydrologiques produit par Maxwell et al. (2014).

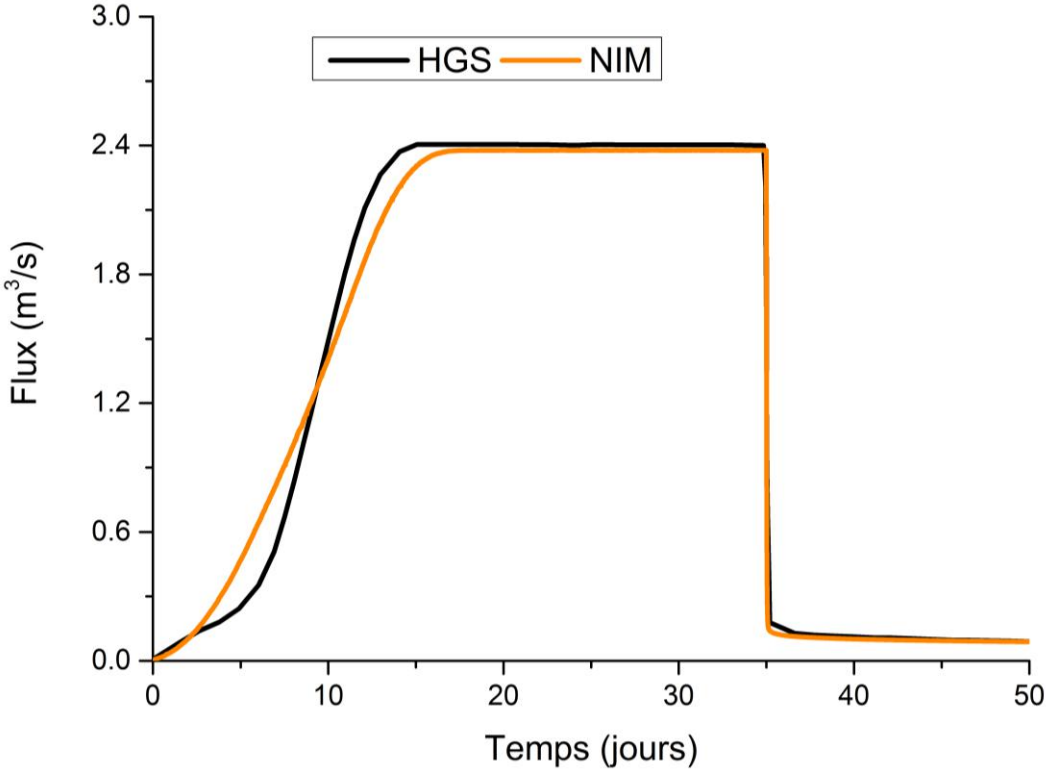


Figure 63 : Inter- comparaison du débit simulé à l'exutoire par le modèle développé et par Hydrogeosphere (Ligget et al., 2014) pour le cas test du livre ouvert avec milieu souterrain

7. Cas test convergent hétérogène

On introduit un dernier cas test synthétique, dont le but est double. D'une part, il s'agit de jauger les capacités de NIM (avec module de ruissellement de surface 2-D) à reproduire les résultats d'un modèle complet dans des conditions très hétérogènes avec une géométrie 3-D plus complexe qu'un simple livre ouvert. D'autre part, il s'agit de quantifier le gain en termes de temps de calcul apporté par l'approche à dimension réduite de NIM. Une comparaison des temps de calculs a déjà été esquissée dans la partie III pour le compartiment souterrain de NIM dans le cadre d'une coupe 2-D hétérogène. Dans cette sous-partie, en revanche, on étudie un bassin entier (pas une simple coupe 2-D), et dans le cadre d'un couplage surface/souterrain. L'exercice s'avère donc plus complet que celui effectué en partie III et constitue un bon ajout aux exercices de tests, pour l'évaluation de NIM.

La géométrie étudiée est celle d'un bassin convergent dont la géométrie est détaillée en Figure 64. Le système souterrain est caractérisé par une distribution spatialement corrélée de la conductivité hydraulique à saturation. Ce champ aléatoire s'étale sur trois ordres de grandeur, de 10^{-3} à 10^{-6} m/s, et un obéit à un variogramme (covariance) sphérique anisotrope de longueur de corrélation 60 m dans le plan horizontal et 15 m selon une direction verticale. (Figure 64)

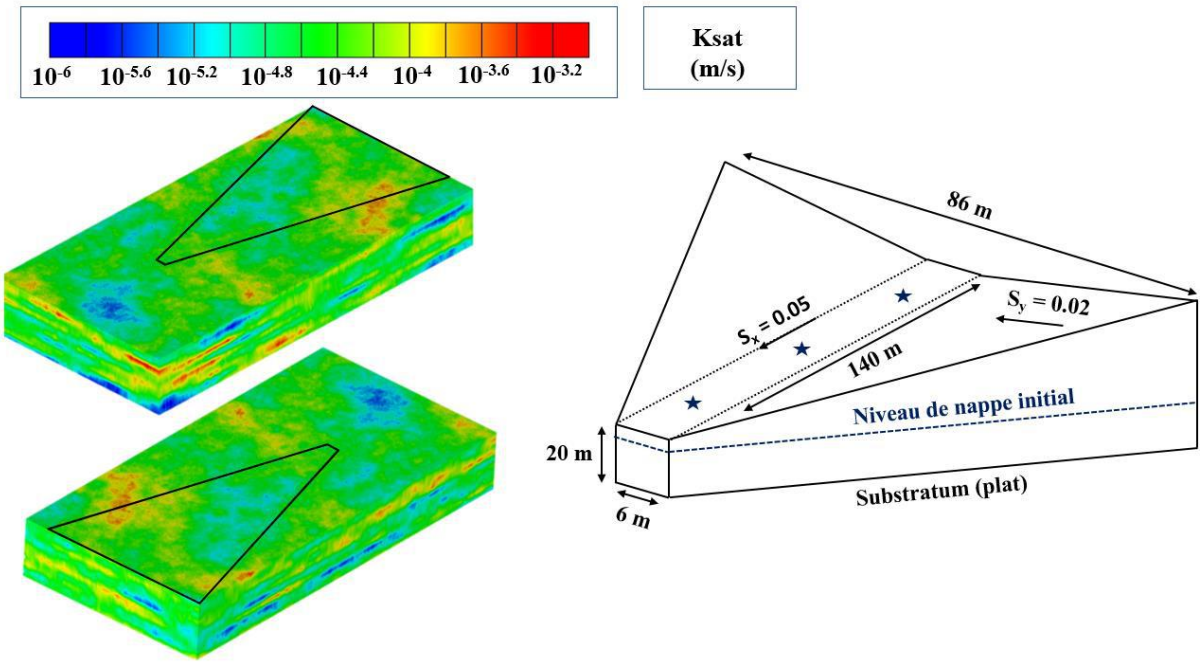


Figure 64 : Configuration géométrique du cas test convergent hétérogène (droite), et le champ de conductivité hydraulique à saturation associé (gauche). La délinéation des contours du domaine projetée sur le champ de conductivité est indiquée en noir. Sx et Sy désignent les pentes dans les directions x et y. Les étoiles indiquent les points auxquels le niveau de nappe est comparé entre NIM et CATHY.

Le milieu souterrain est rendu imperméable sur toutes ses limites latérales et son substratum ; faisant que la seule sortie en eau possible de ce compartiment ne peut être que de

l'exfiltration vers la couche 2-D de surface, notamment dans la partie basse du bassin en zone de convergence des écoulements. La porosité et la teneur en eau résiduelles sont uniformes respectivement égales à 0.15 et 0.08. Les coefficients de Van Genuchten α et n sont uniformes respectivement égaux à 1 m^{-1} et 2. Le coefficient d'emmagasinement est uniforme égal à 5.10^{-4} m^{-1}. Le coefficient de rugosité de Manning est fixé à 0.15 $s.m^{-1/3}$. La valeur de $K_{interface}$ est hétérogène, égale à la conductivité à saturation de la couche la plus en surface du compartiment souterrain. La longueur de couplage l_e est choisie égale à 0.0175 m dans NIM, cette valeur permettant à la fois d'optimiser la vitesse de calcul et la correspondance des résultats entre NIM et le modèle 3-D de référence (on rappelle ici que plus la longueur de couplage est faible, plus l'approche utilisant un coefficient du premier ordre se rapproche d'un couplage assurant la continuité des pressions à l'interface surface-souterrain). Ce bassin est soumis à une intensité de pluie de 2.10^{-7} m/s, soit 17.3 mm/jour, pendant 40 jours, suivis d'une période de récession de 20 jours. L'intensité de pluie est loin d'être négligeable mais reste suffisamment faible au regard du champ de conductivité pour s'assurer que le ruissellement est dunien. Les stratégies de couplage $NIM_{(M1)}$ et $NIM_{(M2)}$ produisent donc toutes deux des résultats satisfaisants.

Le modèle 3-D de référence choisi est CATHY. La comparaison des temps de calcul entre CATHY et NIM s'avère un exercice ardu, d'autant que les études d'inter-comparaison de modèles hydrologiques intégrés ne mentionnent pas les temps de calcul (Kollet et al., 2017; Maxwell et al., 2014) . L'efficience d'une simulation dépend de multiples aspects, notamment : le couplage surface/souterrain, le schéma de discrétisation, l'intégration en temps, le solveur utilisé, la stratégie de gestion du pas de temps. Ces éléments ne sont généralement pas similaires d'un modèle à l'autre. Les différences principales entre NIM et CATHY sont les suivantes :

- Concernant le couplage surface/souterrain, il faut considérer l'idée selon laquelle le ruissellement de surface nécessite l'utilisation de petits pas de temps par rapport au compartiment souterrain du fait des grandes vitesses d'écoulement qu'on y observe. Or, le couplage surface/souterrain de CATHY est codé de manière itérative, ce qui permet au compartiment de surface de CATHY d'accomplir de nombreux pas de temps alors même que le compartiment souterrain n'exécute qu'un unique et long pas de temps. A l'inverse, le couplage dans NIM est de type « fully implicit », c'est-à-dire que la résolution de l'écoulement de surface et de l'écoulement souterrain est réalisée simultanément. Cette différence de couplage tend à favoriser CATHY, dans la mesure où les pas de temps du compartiment souterrain de CATHY ne sont pas contraint par les pas de temps du module de ruissellement de surface 2-D.
- La méthode de linéarisation des équations en jeu est l'algorithme de Newton-Raphson pour NIM, et l'algorithme de Picard pour CATHY.
- Pour ce qui est de la méthode numérique, NIM emploie des éléments finis de Crouzeix-Raviart, alors que CATHY utilise des éléments finis de Galerkin standards.

Pour la simulation du test convergent hétérogène, le maillage de ruissellement de surface de CATHY est composé de carrés de 2 m de côté. Ces carrés sont coupés en deux de façon à

générer le maillage triangulaire de NIM utilisé à la fois pour la résolution de l'écoulement de surface et de l'écoulement souterrain. L'hétérogénéité verticale dans CATHY est construite à partir de 45 couches d'épaisseur variable (d'une épaisseur de 1 cm au sommet jusqu'à plusieurs mètres sur la couche la plus profonde). Pour chaque couche, on a identifié la valeur correspondante du champ stochastique de conductivité hydraulique (Figure 64). Ces 45 couches d'hétérogénéité sont transcrites en une intégration sur 45 rectangles par la méthode des rectangles pour ce qui est de l'hétérogénéité verticale de NIM.

La Figure 65 compare, pour NIM et CATHY en fonction du temps : le débit à l'exutoire, le niveau de nappe en trois points (indiqués en Figure 64), ainsi que le cumul du débit infiltré et exfiltré. La Figure 66 compare l'extension des zones de surface en eau simulées par NIM et CATHY en deux temps, à t=17 jours et t=34 jours.

Pour ce qui est du débit, les deux modèles sont en bon accord. Les comportements de NIM et de CATHY sont similaires dans la période de récession, bien que la montée en débit montre de légères discordances. Ces discordances incluent d'une part le temps nécessaire à la génération de ruissellement de surface 2-D, et le temps d'atteinte du régime permanent d'autre part. Egalement, la réponse temporelle des niveaux de nappe atteste des dynamiques d'écoulement plus rapides de NIM. En réponse à l'évènement pluvieux, les montées en charge simulées dans NIM sont plus précoces que dans CATHY. Toutefois, bien que la montée en charge commence plus tôt pour NIM, elle atteint le régime permanent plus tard que dans CATHY.

Ces désaccords sont la conséquence des hypothèses constitutives de NIM. Dans NIM, le compartiment souterrain ne voit pas le stockage en eau qui s'effectue dans les couches superficielles du sol pendant le processus d'infiltration. La pluie dans NIM impacte donc directement les niveaux de nappe. A contrario, dans CATHY, de l'eau reste stockée dans la zone non saturée le temps du processus d'infiltration. Dans les faits : 1- l'exfiltration a lieu plus tôt dans NIM que dans CATHY, 2- le stockage dans la zone non-saturée de CATHY produit une montée en charge plus tardive mais plus raide que NIM.

Les cumuls d'exfiltration et d'infiltration simulés par CATHY et NIM sont très semblables, bien que NIM ait tendance à surestimer quelque peu ces flux (Figure 65). Comme expliqué ci-avant, NIM est enclin à produire des flux d'exfiltration supérieurs, puisque l'eau précipitée atteint la nappe phréatique directement sans délai d'infiltration.

Les étendues de zones en eau (zones où un écoulement de surface 2-D a lieu) simulées par les deux modèles à t=17 jours (régime transitoire) et t=34 jours (régime permanent) sont assez comparables, quoique celles simulées par NIM soient légèrement plus petites (Figure 66). Dans la mesure où la précipitation atteint plus vite la nappe dans NIM, il semble que l'eau du compartiment souterrain ait tendance à se stocker plus intensément en direction de l'exutoire, générant des surfaces en eau plus faibles. Ces surfaces en eau étant réduites dans NIM, une plus grande partie du bassin y est susceptible d'infiltrer l'eau précipitée. Ce phénomène est

probablement à l'origine de l'observation, en Figure 65, que le cumul d'infiltration simulé par NIM est supérieur à celui simulé par CATHY.

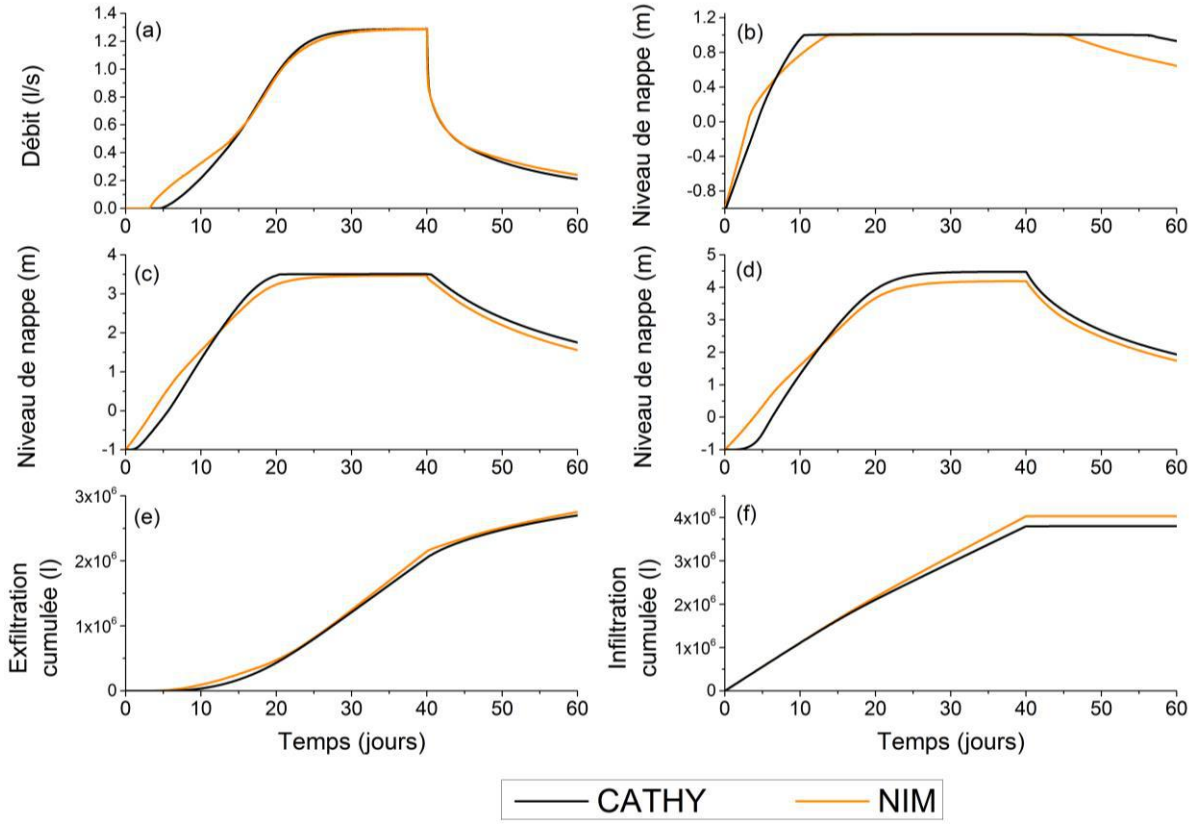


Figure 65 : Evolution en fonction du temps, pour le cas test convergent hétérogène : du flux à l'exutoire (a), du niveau de nappe à l'amont (b), en milieu de pente (c), et à l'aval (d) du bassin, de l'exfiltration cumulée (e), et de l'infiltration cumulée (f)

Quoi qu'il en soit, les désaccords observés entre CATHY et NIM sont égaux ou inférieurs aux différences observées dans l'exercice d'inter-comparaison de modèles intégrés par Maxwell et al. (2014).

<u>Comparaison des temps de calcul :</u>

- Tant que le ruissellement de surface n'a pas lieu, le gain en temps de calcul est très important – on observe un facteur 70 entre le temps CPU requis par CATHY et celui requis par NIM
- A partir de la genèse du ruissellement de surface 2-D, le taux d'accélération diminue à 6, notamment du fait du schéma de couplage extrêmement efficient de CATHY, qui fait d'ailleurs figure d'exception à ce sujet dans le domaine. (A titre d'exemple, de tous les modèles testés par Maxwell et al. (2014), seul CATHY gère le couplage de façon séquentielle)

En conclusion, sur une géométrie fortement hétérogène, NIM s'avère capable de reproduire assez bien à la fois le débit à l'exutoire, les charges, les quantités exfiltrées/infiltrées, et les zones en eau ; tout en permettant un gain de temps CPU significatif.

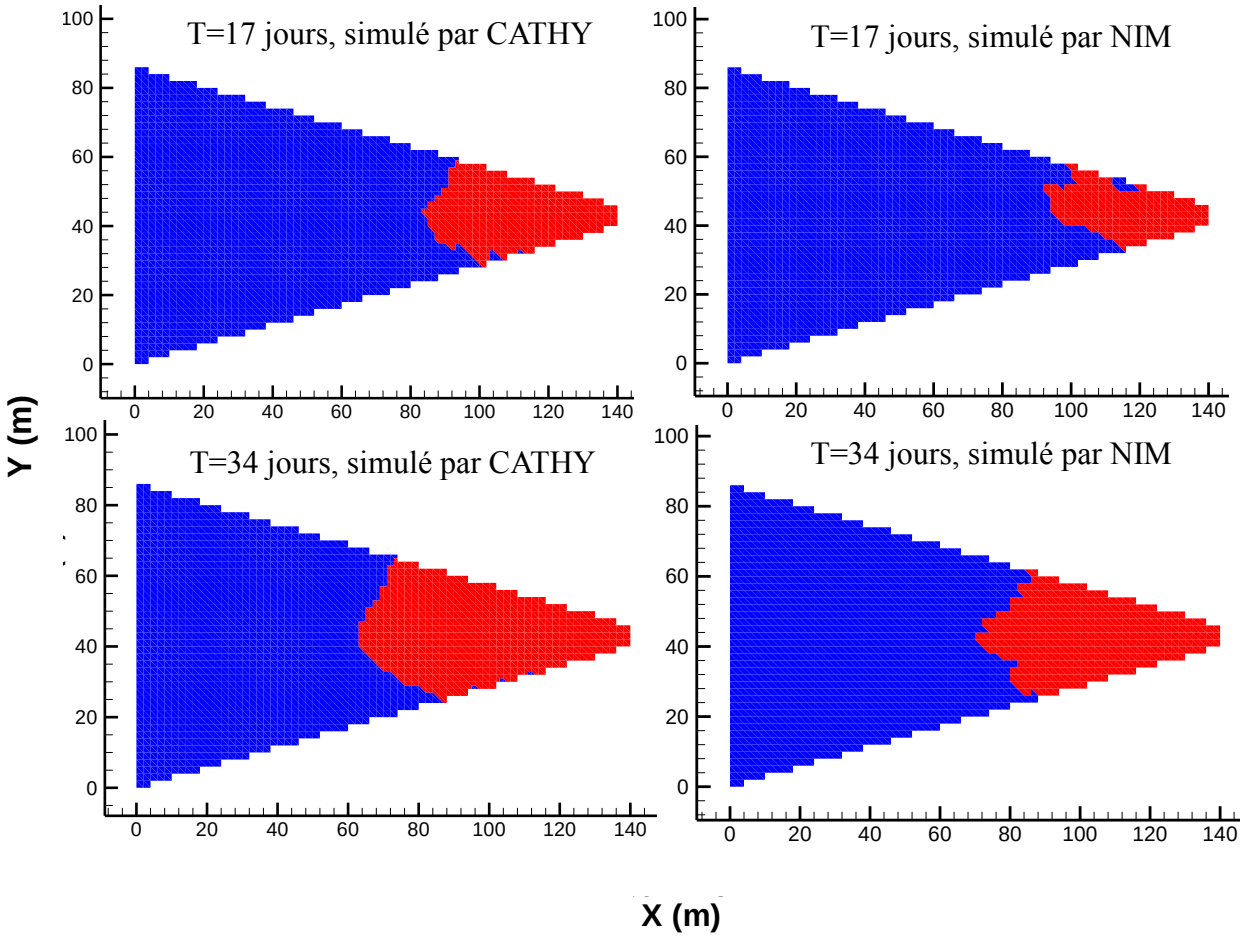


Figure 66: Zones en eau simulées par CATHY et NIM à t=17jours et t=34jours pour le cas test convergent hétérpgène. Les zones en eau sont indiquées en rouge, les autres en bleu.

8. Conclusion

Le modèle de ruissellement 2-D développé et son couplage avec les deux autres compartiments de NIM (souterrain et ruissellement 1-D) ont été soumis à une série de cas tests. On a ainsi simulé avec succès de nombreuses situations hydrologiques différentes. Dans ce cadre, l'algorithme a été comparé à 7 des modèles les plus couramment utilisés en hydrologie. A l'issue de cette comparaison, il s'avère qu'en dépit de son approche simplifiée en ce qui concerne la prise en compte du milieu souterrain, NIM est tout à fait capable de reproduire les principaux processus de ruissellement 2-D. En particulier, les échanges inter-compartimentaux faisant intervenir la couche de ruissellement 2-D sont pris en compte suffisamment bien pour arriver à reproduire les résultats des modèles plus complexes. Cette observation est valide jusque dans des situations très hétérogènes, et avec un gain en temps de calcul significatif.

La plus grande difficulté de NIM reste la modélisation des écoulements faisant intervenir des processus majoritairement hortoniens. Les stratégies de couplage $NIM_{(M1)}$ et $NIM_{(M2)}$ ne sont pas toujours montré aptes à simuler convenablement les situations de ruissellement hortonien. La stratégie $NIM_{(M2H)}$, basée sur la formule de Horton, produit des résultats de qualité bien supérieure mais nécessite l'utilisation de coefficients empiriques (les paramètres de Horton). Néanmoins, il est à préciser que ces coefficients sont tabulés dans la littérature scientifique (Tableau 1). Par ailleurs, l'utilisation de valeurs tabulées ou de valeurs dans le voisinage immédiat des valeurs tabulées pour les paramètres de Horton a permis à NIM de modéliser avec succès les cas tests de ruissellement hortonien. On peut donc avoir espoir que l'applicabilité de ces valeurs tabulées soit valable dans des situations réelles.

En conclusion, la batterie de tests synthétiques implémentée jusqu'ici permet d'envisager sereinement l'application de NIM sur des cas réels. C'est là tout l'objet des parties VI et VII. Les cas tests étudiés dans ces deux parties présentent des caractéristiques différentes. L'un présente une faible topographie et un niveau de saturation élevé (partie VI). L'autre présente de fortes pentes, qui induisent un niveau de saturation relativement hétérogène (partie VII).

VI. Etude de cas 1 : l'Île du Rohrschollen

Fort de la validation du modèle sur les cas tests synthétiques dont il a été question ci-avant, on présente dans cette partie une application de NIM à un cas réel : l'île du Rohrschollen sur le Rhin, un hydrosystème fluvial récemment restauré. Bien que le concept de réduction de dimensionnalité du modèle NIM (et d'autres approches du même registre) soit attractif, les cas tests sur des hydrosystèmes réels de telles approches sont encore rares.

1. Présentation du site

Le Rohrschollen (Figure 67) est une île du Rhin, d'origine artificielle, située à 8 km au Sud de Strasbourg. Une série de trois chantiers (le premier datant du début du 19ème siècle) y a été mise en œuvre, principalement dans une optique de lutte contre l'inondation dans la partie amont de Rhin (Eschbach et al., 2017b). Ces ouvrages hydrauliques contrôlent aujourd'hui la géométrie de l'île, son comportement hydrologique, et l'étendue de son réseau hydrographique. Un barrage hydraulique a été bâti à l'extrémité Sud de l'île dans le but de dévier l'essentiel du débit de la rivière vers le canal du Rhin, qui borde la rive Ouest de l'île. Le canal du Rhin alimente une centrale hydroélectrique à l'aval, au Nord de l'île. Quand le débit du Rhin dépasse 1550 m^3s^{-1}, l'excédent est dévié vers le Vieux Rhin, qui borde la rive Est de l'île. Le Vieux Rhin est contraint à l'aval de l'île par un barrage agricole.

La canalisation du Rhin a engendré une déconnexion hydrologique du réseau de drainage en anastomoses qui parcourt l'île (appelée le Bauerngrunwasser (BGW) ; Figure 67), ce réseau ne participant plus à l'écoulement du Rhin. Par ailleurs, les dynamiques de subsurface au sein de l'île du Rohrschollen s'avéraient plutôt limitées. Celles-ci étaient majoritairement contrôlées à l'Ouest par la côte limnimétrique au niveau de la centrale hydroélectrique dans le Canal du Rhin, et à l'Est par la côte limnimétrique du Vieux Rhin, elle-même affectée par des effets de refoulement dus au barrage agricole. La combinaison de la déconnexion hydrologique du BGW et des faibles dynamiques de nappe impacte lourdement le fonctionnement hydroécologique de l'île, alors que cette zone était le siège d'inondations régulières avant les travaux successifs de canalisation du Rhin (Eschbach et al., 2017b).

Un projet européen LIFE+ - un programme scientifique en faveur d'actions pour le climat, l'environnement, et la préservation du milieu naturel – a été financé en 2012 dans l'idée de rétablir les processus écologiques et hydromorphologiques de l'île du Rohrschollen. Les autres financeurs ayant joué un rôle dans ce contexte incluent l'Université de Strasbourg, la Zone Atelier Environnement Urbaine (ZAEU), l'agence de l'eau Rhin-Meuse, la DREAL Grand-Est, la région Alsace, le département du Bas-Rhin, et Electrcité de France. Grâce à ces financements, une vanne et un canal artificiel de 900 m de long ont été construits dans le but d'injecter de l'eau depuis le Rhin vers le Rohrschollen en fonction du débit du Rhin (Figure 67). Les objectifs de l'opération sont d'augmenter le flux d'eau circulant dans les étendues d'eau de l'île, rétablir le charriage du lit de la rivière, remettre en activité les processus

morphologiques, et enfin favoriser les échanges entre les eaux souterraine et de surface pour stimuler le renouvellement de l'écosystème aquatique et de la ripisylve. Un débit variant de 2 à 80 m^3s^{-1} (en fonction du débit du Rhin) est injecté par la vanne dans le canal artificiel, ce dernier acheminant ensuite l'eau vers le BGW.

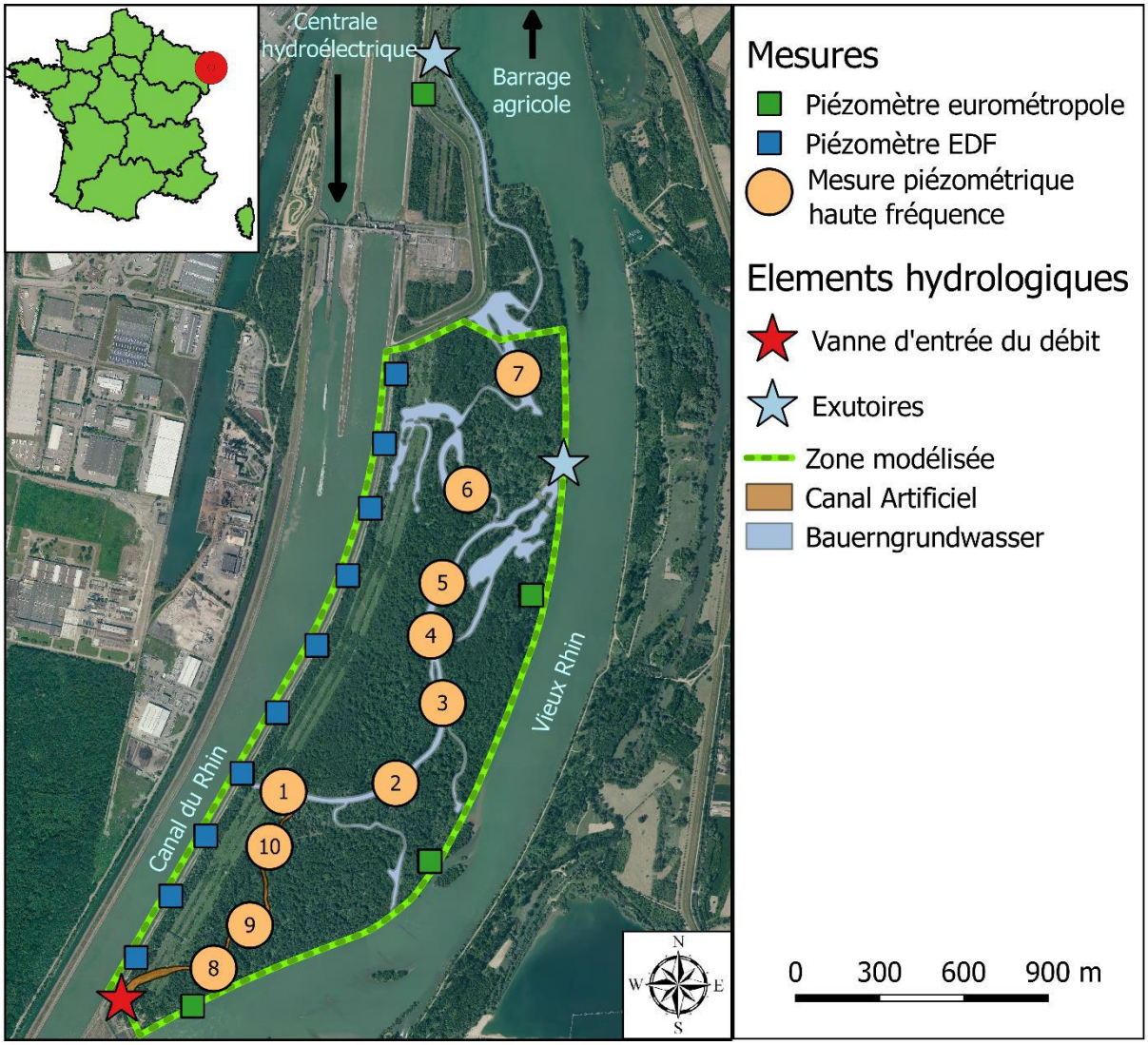


Figure 67 : Carte de présentation du contexte de l'île du Rohrschollen. On représente les mesures de piézométrie disponibles ainsi que les éléments qui impactent l'hydrologie de la zone

Ce forçage hydrologique tout à fait spécifique, associé à de rapides processus d'exfiltration/infiltration difficilement localisables sur cet environnement à topographie plate (Figure 68), sont les raisons qui ont conduit à la décision d'évaluer la capacité de NIM sur le cas test de l'île du Rohrschollen. L'exercice est d'autant plus intéressant que l'observation historique de l'évolution hydromorphologique de la zone sur la période où la canalisation du Rhin a été mise en œuvre atteste d'un certain degré d'hétérogénéité du milieu souterrain. En

effet, ces travaux ont modifié la répartition des bancs de graviers sur la zone considérée entre 1828 et 1872 (Figure 68).

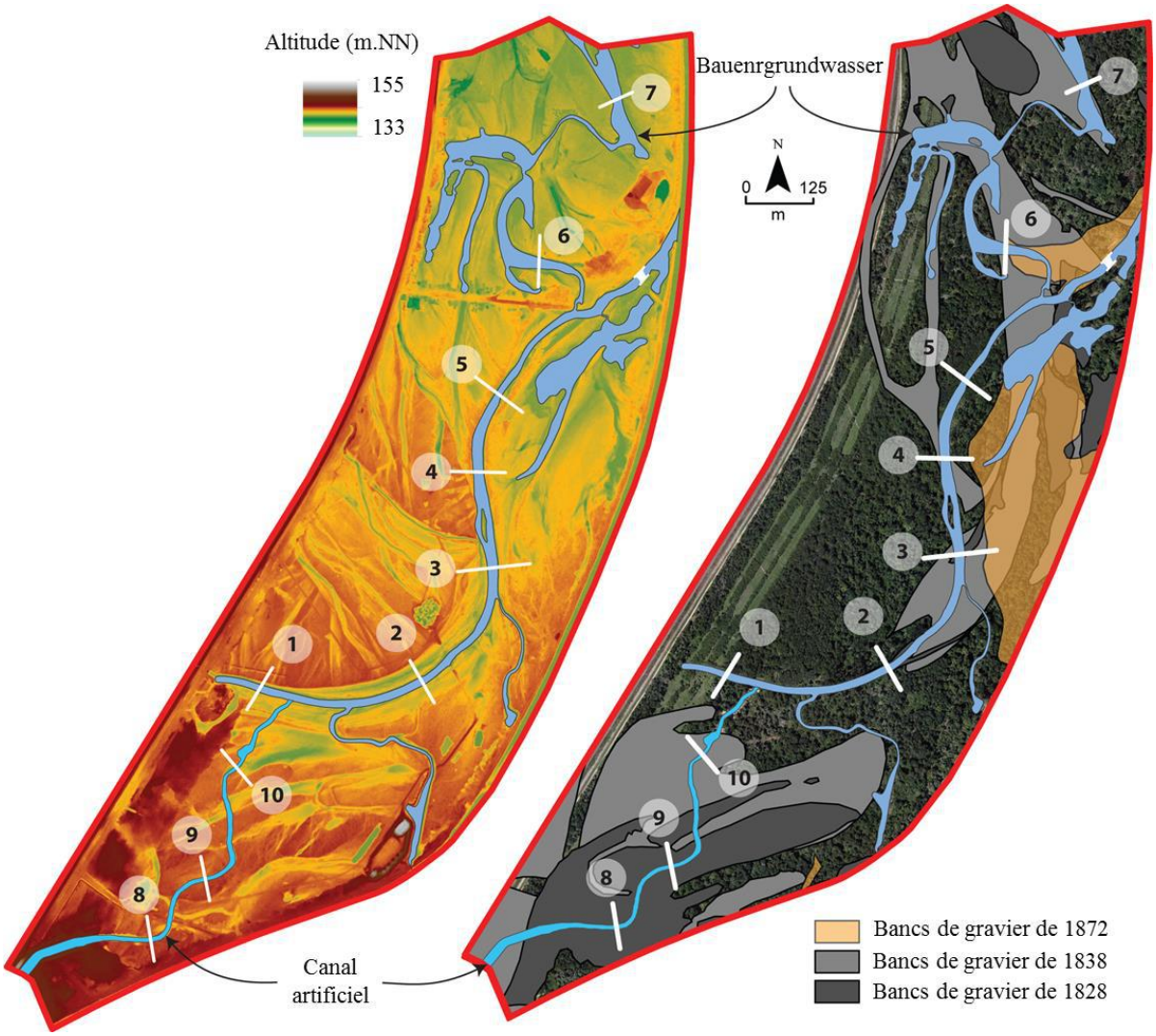


Figure 68 : Topographie et informations sédimentologiques relatives à l'île du Rohrschollen. Les numéros 1 à 10 correspondent aux transects d'observation du projet LIFE+. Les différents bancs de graviers ont été identifiés à différentes dates à partir d'anciennes cartes. Modifié de Eschbach et al. (2017a)

Le projet LIFE+ inclut des campagnes de mesures cherchant à identifier les effets de la restauration sur l'île. Notamment, un réseau dense de piézomètres a été mis en place le long du BGW et du canal artificiel. Les piézomètres sont organisés par paires de part et d'autre de 10 transects (Figure 67) et sont suivis à haute résolution temporelle, (une mesure toutes les 5 à 15 minutes). Quelques mesures de niveau de nappe sont par ailleurs disponibles aux abords du Vieux Rhin et du canal du Rhin. Les mesures à proximité du canal du Rhin sont fournies par EDF au pas de temps mensuel (Figure 67). Les mesures à proximité du Vieux Rhin sont fournies par l'Eurométropole de Strasbourg et sont bimensuelles (Figure 67).

2. Paramètres de modélisation

2.1 Choix des compartiments de NIM à utiliser et maillage

L'information topographique (Figure 68) utilisée dans le cadre de ce travail a été obtenue à partir d'une campagne de mesures LiDAR topographique aéroporté (campagne réalisée en 2015). La résolution de l'information ainsi obtenue (50 cm horizontalement) fournit une image assez précise de la géométrie du réseau drainant du Rohrschollen. Dès lors, il a été décidé d'utiliser une version de NIM qui couple l'écoulement souterrain à une couche de ruissellement de surface 2-D, sans avoir recours à un réseau de chenaux d'écoulement 1-D. L'idée est d'utiliser l'image topographique à haute résolution pour mailler le fond du réseau drainant et définir l'écoulement dans les chenaux comme un écoulement 2-D dont la direction est contrôlée par les alignements des niveaux topographiques les plus bas. Le système est maillé à une résolution spatiale de 10 m jusqu'à une distance de 120 m autour du réseau drainant, et le reste du domaine est maillé à une résolution de 20 m. Puisque la largeur du canal artificiel et celle du BGW sont supérieures à 10 m, l'écoulement dans le chenal de ces rivières est modélisé avec succès par les mailles 2-D de résolution 10 m.

2.2 Périodes testées

NIM a été appliqué pour la modélisation hydrologique de l'île sur deux périodes. La première période a servi de calibration, en l'occurence les paramètres du sol ont été ajustés de façon à ce que les piézométries observées sur le bassin (transects 1 à 10 de la Figure 67) se rapprochent des piézométries simulées par NIM. Cette période de calibration s'étend du 9 Décembre 2014 au 15 Décembre 2014. Il s'agit d'une période d'injection en deux temps faisant varier le débit à la vanne d'entrée (l'étoile rouge dans le Figure 67) de 2 m^3/s (débit de base) à 80 m^3/s (Figure 69, partie haute). Cette injection avait été programmée dans l'idée de tester la stabilité des berges du canal artificiel.

La seconde période testée, du 15 Mai 2015 au 21 Mai 2015, a servi de validation. En d'autres termes, on y a évalué la concordance entre les piézométries observées sur les transects du projet LIFE+ et celles simulées par NIM, sans modifier les paramètres du sol qui avaient été calibrés pour la première période. Il s'agit d'une période d'injection en 3 temps, avec un débit de pointe à 70 m^3/s, elle aussi effectuée pour vérifier la stabilité des berges du canal artificiel (Figure 69, partie basse).

2.3 Conditions limites et conditions initiales

Sur un hydrosystème fluvial au comportement particulièrement transitoire, limité respectivement à l'Est et l'Ouest par le Vieux Rhin et le canal du Rhin, les piézométries aux bordures Est et Ouest du système (conditions aux limites de Dirichlet transitoires) ont été fixées à partir des piézométries relevées par l'Eurométropole de Strasbourg et EDF (carrés bleus et verts en Figure 67). Dans la mesure où ces données sont discrètes en temps et en espace, des interpolations en temps d'une part, et en espace d'autre part sur les bordures Est et Ouest de

l'île, ont été réalisées. Les limites au Sud et au Nord de la zone modélisée sont supposées imperméables. Au Sud, ce choix est justifié par la présence du barrage qui dévie l'eau du Rhin vers le canal du Rhin. Au Nord, cette condition est justifiée d'une part en raison du manque de données disponibles, d'autre part pour satisfaire l'hypothèse selon laquelle la majeure partie des flux quittant le système par sa limite Nord le fait via l'écoulement de surface.

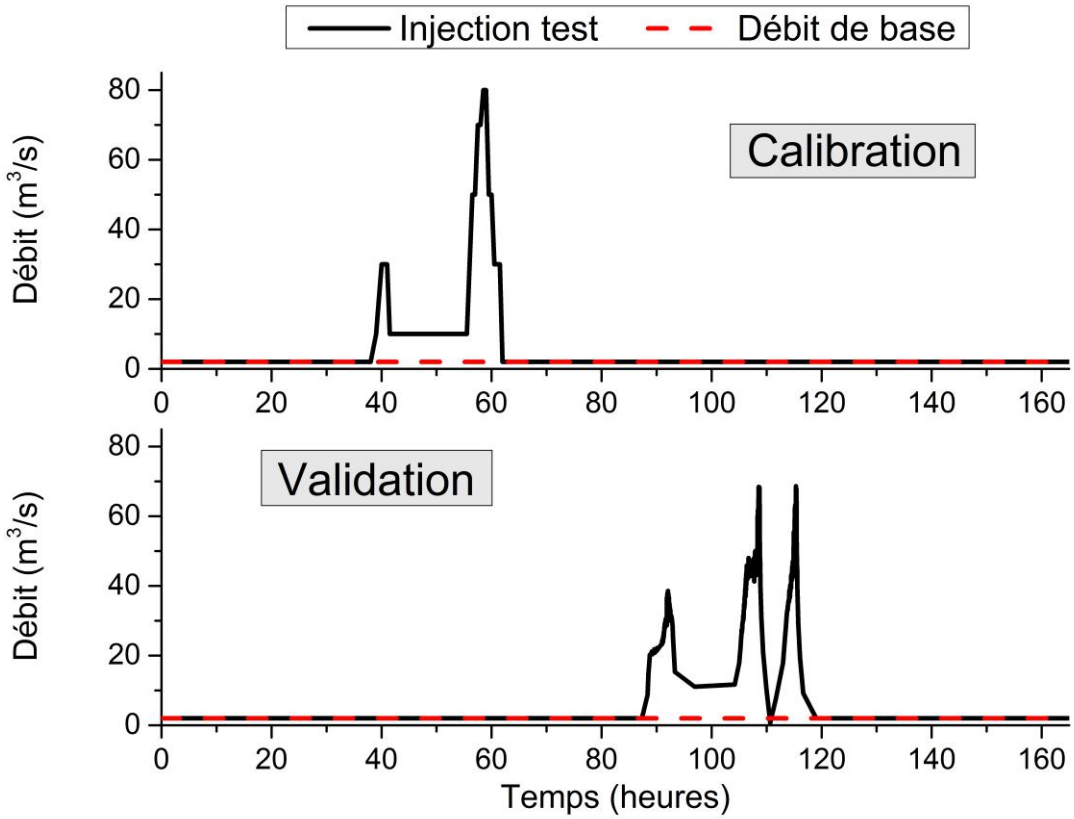


Figure 69 : Evolution temporelle du débit injecté à la vanne d'entrée du débit dans l'île du Rohrschollen, pour la période de calibration de NIM (partie haute) et la période de validation (partie basse).

Pour les conditions initiales, on applique les conditions limites définies ci-avant au système jusqu'à l'atteinte d'un régime pseudo-permanent, tout en imposant un débit de 2m^3/s à la vanne d'entrée du débit. Il s'agit de la valeur généralement imposée tant que le débit du Rhin reste inférieur à 1550 m^3/s ou tant qu'il n'est pas procédé à des injections forcées dans le système.

2.4 Forçage hydrométéorologique

Dans ce cas test, le forçage hydrométéorologique n'est pas pris en compte. En effet, sur l'île du Rohrschollen, pour les périodes simulées et les conditions de forçage des écoulements, il est probable que la prise en compte des intrants hydrométéorologiques n'aurait pas fait varier les résultats des simulations de façon significative. En effet, l'île est fortement contrainte : 1- par les conditions de piézométries imposées par le niveau du Vieux Rhin et du canal du Rhin, et 2- par la montée en débit au niveau de la vanne d'entrée du débit (de 2 à plus de 70 m^3/s, Figure 69). L'ensemble conduit à une inondation de la majeure partie de l'île sur les périodes

considérées et les éventuels intrants hydrométéorologiques sur ces périodes représentent une masse d'eau négligeable.

2.5 Hétérogénéité du sol

Il est à souligner qu'un travail d'inversion automatique des paramètres du modèle aurait été possible, mais cet exercice n'a pas été entrepris (bien que cette option puisse être envisagée à l'avenir). Le but de l'approche développée ici est de prouver la capacité de NIM à reproduire les comportements d'hydrosystèmes réels fortement transitoires, et non pas de parvenir à une calibration « parfaite » du cas test considéré.

Dans la mesure où la structure de l'île du Rohrschollen est plutôt bien renseignée, les principaux paramètres caractéristiques du sol ont été préconditionnés et distribués spatialement à partir de mesures de terrain et de considérations géomorphologiques. La granulométrie des sédiments fluviaux prélevés en plusieurs endroits de l'île ont permis d'inférer les paramètres hydrodynamiques *a priori* (Eschbach et al., 2017b). L'extension de diverses zones sédimentaires était également disponible à partir d'anciens relevés cartographiques. Ainsi, des bancs historiques de sédiments grossiers (graviers, galets…) ont été spatialisés (Figure 68, partie droite) (Eschbach et al., 2017b). Ces éléments ont permis de construire une première estimation du champ de conductivité hydraulique à saturation K_s de l'île du Rohrschollen, sachant par ailleurs que l'aquifère est constitué, dans sa partie profonde, de graviers. En sus, une zone tampon a été définie autour du BGW et du canal artificiel. Les termes du coefficient d'échange à l'interface entre le compartiment de ruissellement de surface 2-D et le compartiment souterrain ($K_{interface}$ et l_e, cf. Figure 13) ont également été spatialisés à partir de ces considérations sédimentologiques. En revanche, les résultats de NIM sur ce cas test se sont révélés peu sensibles aux autres paramètres hydrodynamiques du sol (coefficients α et n de Van Genuchten, porosité, teneur en eau résiduelle, coefficient d'emmagasinement). Ces paramètres ont donc été distribués uniformément sur le système d'après les informations relatives à la sédimentologie moyenne de l'île.

Une première simulation de l'île par NIM a été effectuée en utilisant l'hétérogénéité *a priori* décrite ci-avant. Ensuite, une calibration manuelle a été entreprise afin de réduire le RMSE (root mean square error) et augmenter le coefficient d'efficacité de Kling-Gupta (KGE, (Gupta et al., 2009)), et ce pour l'ensemble des données de piézométrie disponibles sur les périodes considérées. Ces deux indicateurs (KGE et RMSE) donnent une indication de la concordance entre piézométries observées et simulées. Le KGE varie entre $-\infty$ et 1, une valeur de 1 indiquant une adéquation parfaite entre observations et simulations. Le RMSE varie entre 0 et $+\infty$, une valeur de 0 correspondant à un accord parfait entre observations et simulations. Les champs initiaux de K_s, de $K_{interface}$, et de l_e ont ainsi été modifiés, en tâchant de ne pas trop s'éloigner des champs initiaux, du moins pour la géométrie de ces derniers. Les champs de conductivité hydraulique à saturation et du rapport $K_{interface}/le$ ayant permis à NIM de maximiser le KGE tout en diminuant le RMSE sont représentés en Figure 70 : .

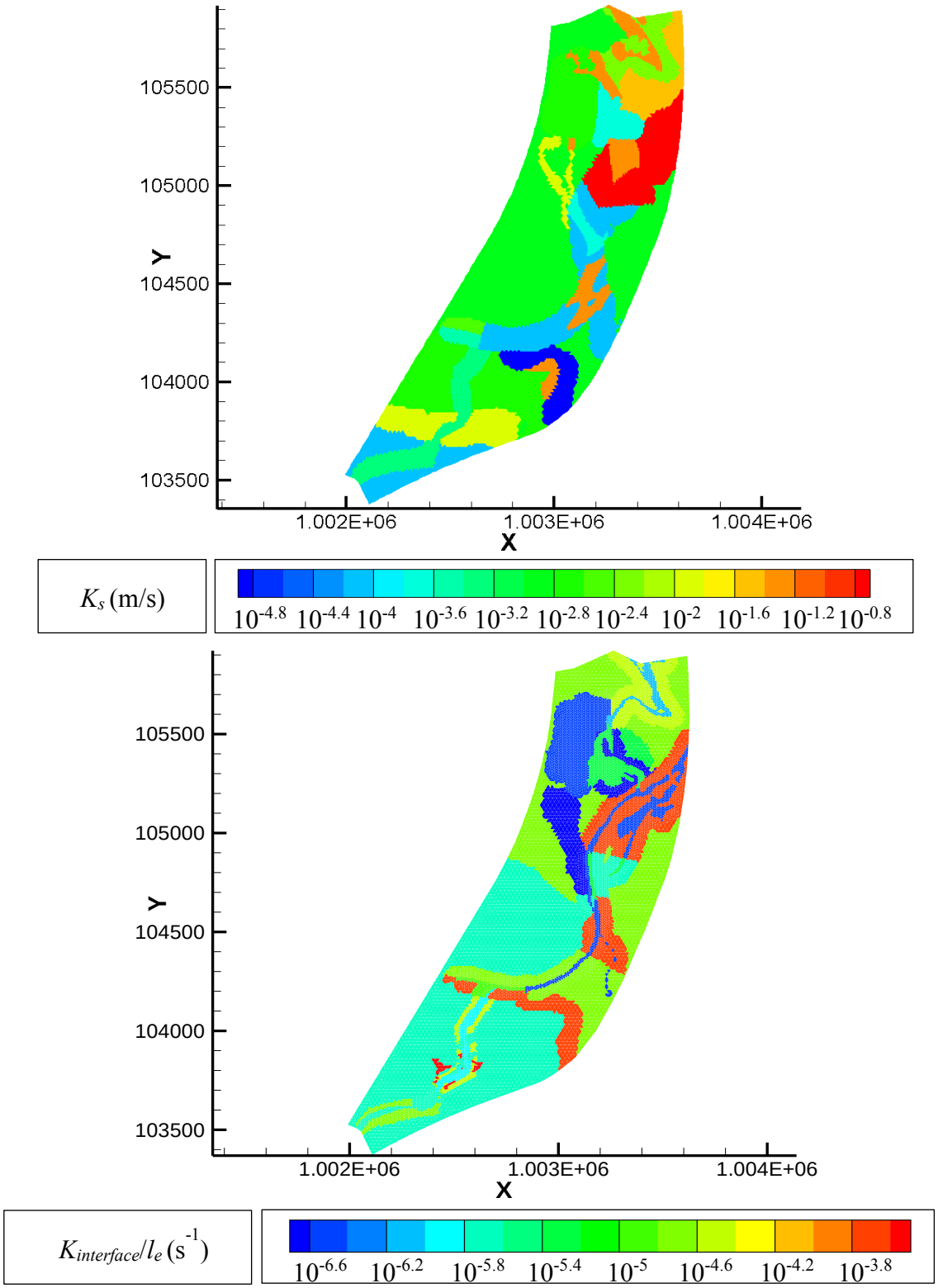


Figure 70 : Distribution spatiale des champs de conductivité hydraulique à saturation (partie haute) et du coefficient d'échange $K_{interface}/l_e$ *à l'interface entre le compartiment de surface et le compartiment souterrain (partie basse), pour la simulation de l'île du Rohrschollen par NIM. Les champs représentés sont ceux ayant permis de maximiser le KGE tout en minimisant le RMSE pour l'ensemble des mesures piézométriques pendant la période de calibration*

3. Résultats

3.1 Résultats de la calibration

La Figure 71 représente l'adéquation entre piézométries mesurées et simulées pour tous les transects du projet LIFE+ et à tous les temps de la période de calibration. L'accord entre le modèle et les données est bon dans l'ensemble, avec un RMSE de 0.17 m et un KGE de 0.93. Toutefois, NIM a tendance à légèrement surestimer les piézométries : la majorité des valeurs simulées dans la Figure 71 se trouvent au-dessus de la ligne correspondant à un ratio piézométrie$_{simulée}$ / piézométrie$_{mesurée}$ égal à 1.

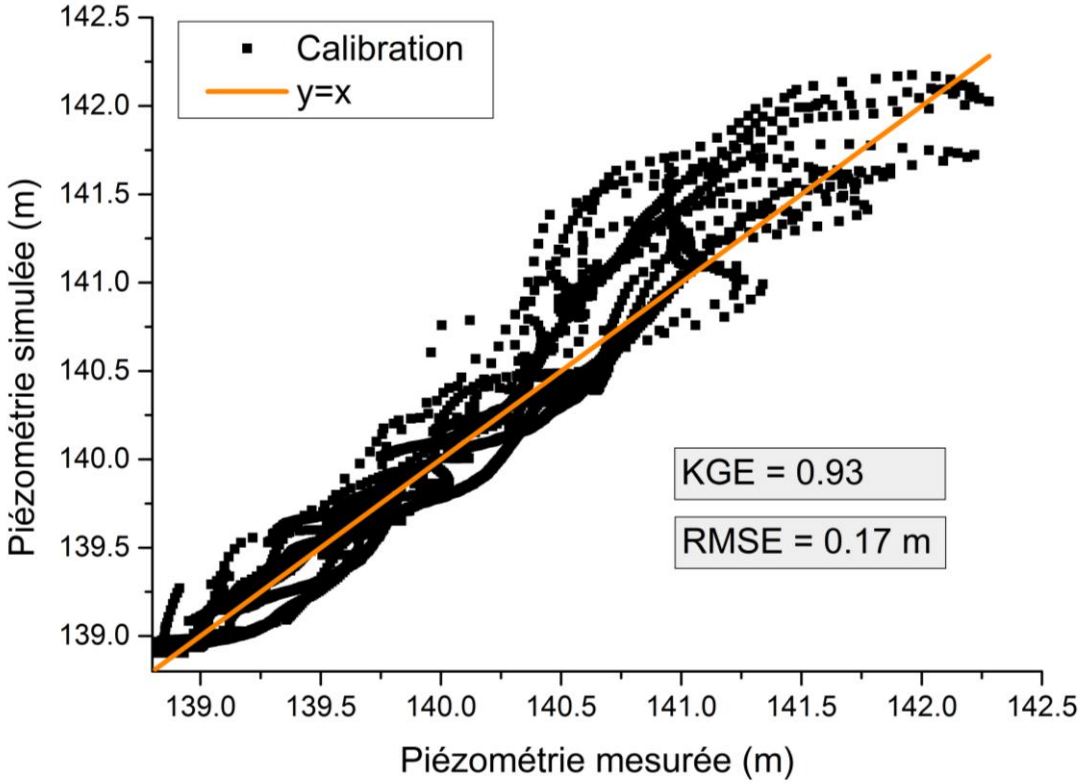


Figure 71 : Piézométrie simulée par NIM en fonction de la piézométrie mesurée correspondante, pour tous les piézomètres du projet LIFE+ de l'île du Rohrschollen, pendant la période de calibration. KGE signifie coefficient d'efficacité de Kling et Gupta, RMSE signifie Root mean square error. La droite d'équation y=x correspond au résultat que l'on obtiendrait dans le cas d'un ajustement parfait observation-simulation.

Cette observation est corroborée par la Figure 72, représentant la distribution de l'erreur entre observations et simulations : on constate un léger biais correspondant à une légère asymétrie positive de l'erreur (valeur simulé moins valeur observée).

La Figure 73 montre l'évolution temporelle des charges pour 4 des piézomètres du projet LIFE+. Les 4 piézomètres choisis correspondent aux deux meilleures et aux deux plus mauvaises valeurs de RMSE obtenues. En chacun des points d'observation, NIM parvient à reproduire correctement la dynamique de variation des piézométries. L'amplitude et le phasage

temporel des pics de charge sont particulièrement bien décrits. L'erreur en charge commise au débit maximal n'excède pas 10 cm, alors que les pics atteignent jusqu'à 1.50 m pour certains piézomètres.

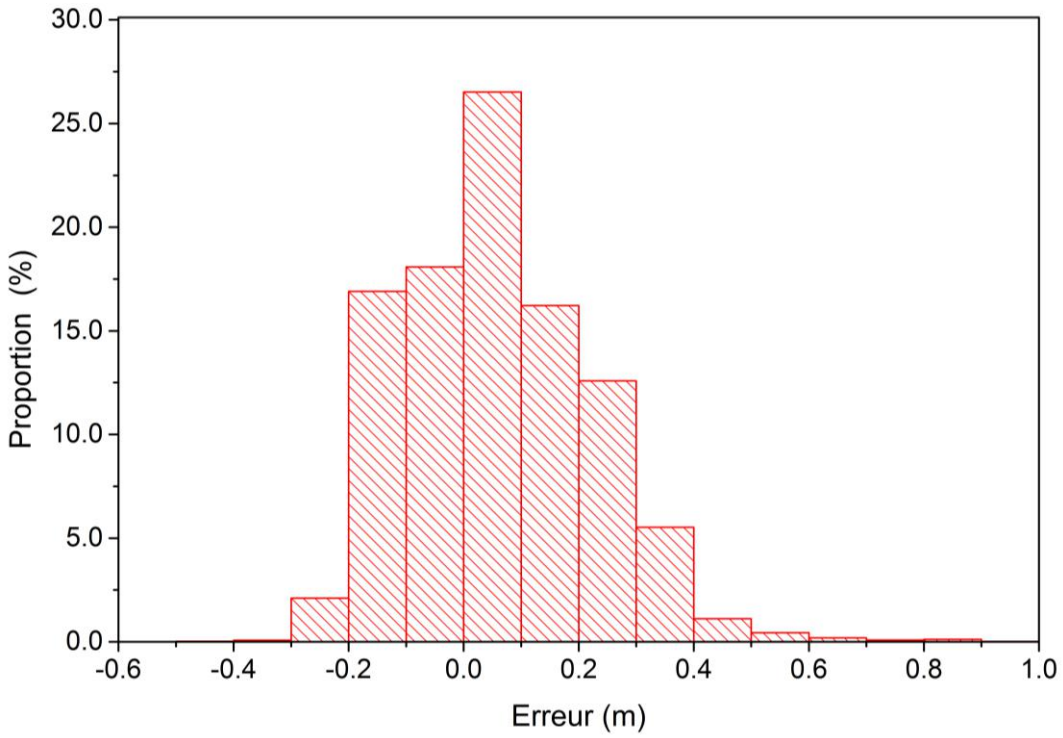


Figure 72 : Distribution statistique de l'erreur (piézométries simulées par NIM moins piézométries observées) pour l'île du Rohrschollen, pendant la période de calibration.

Les périodes de récession qui suivent le pic de charge sont plus ardues à reproduire, mais dans l'ensemble la réponse hydrologique du modèle ne s'écarte jamais drastiquement des observations. Les valeurs de charge en fin de récession surestiment souvent les observations, probablement en raison des hypothèses simplificatrices du compartiment souterrain de NIM. D'ailleurs, ce comportement de NIM a aussi été observé dans certains des exemples traités dans le chapitre III (e.g., Figure 22). Ce comportement explique les biais observés en Figure 71 et Figure 72. On remarquera que le piézomètre en rive droite du transect 6 (Figure 73) affiche une évolution non pas en deux, mais en un seul pic d'élévation piézométrique ; ce comportement est correctement retranscrit par NIM. Le transect 6 est de fait situé dans la partie avale de l'île, loin de la vanne d'injection du débit, si bien que les effets de l'injection y sont atténués. Cela explique qu'on n'y observe qu'un seul pic de charge.

Il est également à noter que les piézométries simulées par NIM dans les 38 premières heures de simulation sont quasiment constantes, alors que les observations font plutôt état d'une légère montée en charge suivie d'une récession. Le plateau simulé par NIM est imposé à la fois par le débit de base fixé à la vanne d'entrée du débit en dehors des périodes d'injection (2 m^3/s), et par les conditions limites Est et Ouest. Comme indiqué précédemment, celles-ci sont imposées dans NIM à partir des données de piézométries fournies par l'Eurométropole de

Strasbourg et EDF. Malheureusement, la fréquence d'échantillonnage de ces données, de deux semaines à un mois, ne permet pas de retranscrire toutes les variations de charge aux limites Est et Ouest de l'île. Ce défaut de résolution temporelle dans les données explique la relative inadéquation de NIM avec les observations de piézométrie dans les 38 premières heures de simulation.

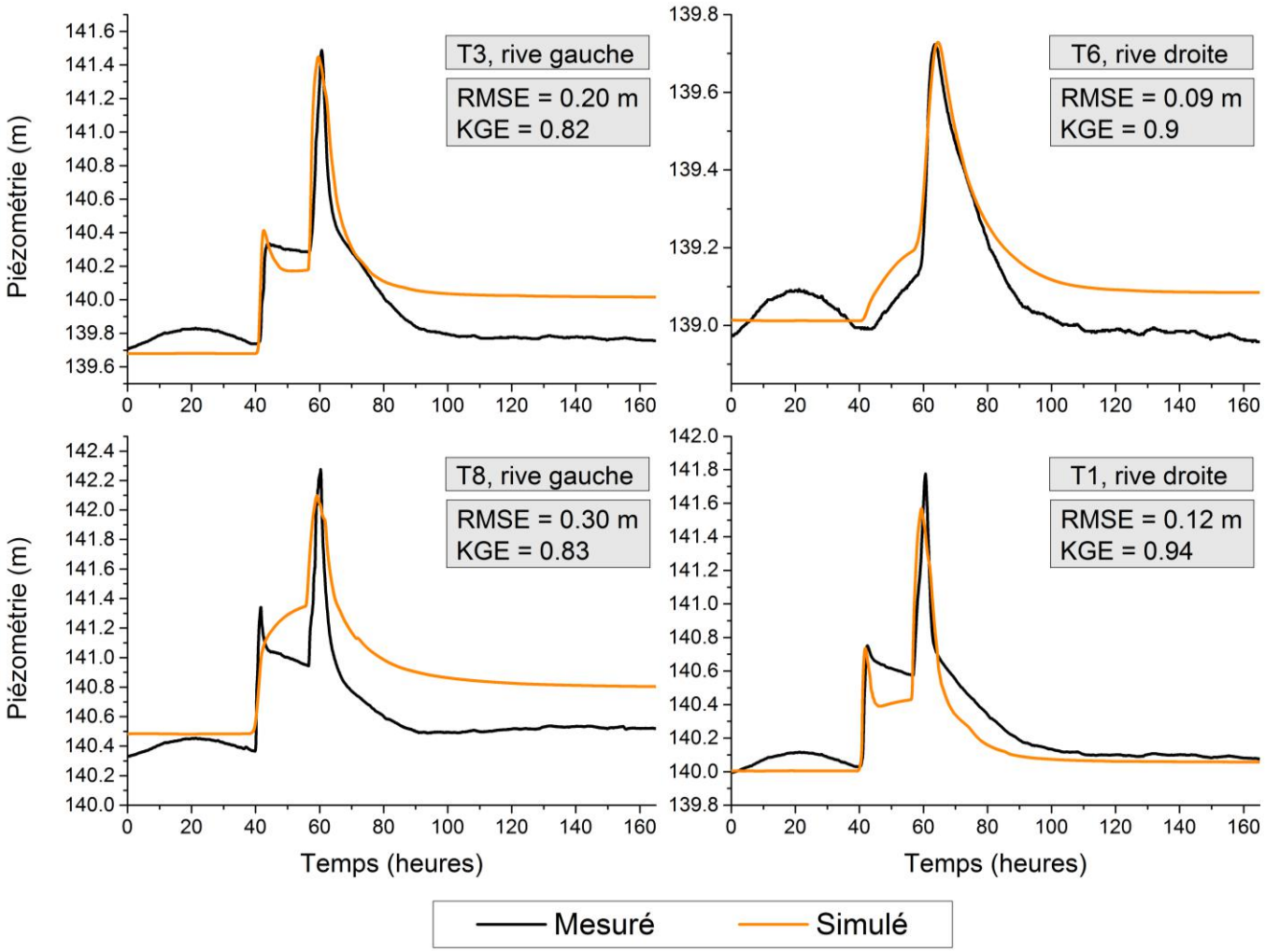


Figure 73 : Comparaison de l'évolution temporelle des piézométries mesurées versus celles simulées par NIM, pour 4 piézomètres de l'île du Rohrschollen, pendant la période de calibration. On a représenté les 2 piézomètres de plus faible RMSE et les deux piézomètres de plus fort RMSE.

La Figure 74 et la Figure 75 représentent la distribution spatiale des charges dans le compartiment souterrain et des lames d'eau de surface dans le compartiment de ruissellement 2-D, pour 4 temps choisis de la période de simulation (conditions initiales, premier pic d'injection, second pic d'injection, et après une récession de 4 jours). L'impact de l'injection à la vanne d'entrée du débit est clairement identifiable, de même que l'impact des interactions surface/souterrain sur le champ de charge dans la nappe (Figure 74). Lors de la première injection, un dôme piézométrique se forme le long du canal artificiel en raison d'une infiltration

rapide de l'eau de surface. Ensuite, lorsque le débit atteint 80 m^3/s, le dôme s'étend davantage. Après 4 jours, le champ de charge dans la nappe a retrouvé une forme proche de son état initial, avec des valeurs un peu plus élevées toutefois, attestant que le système stocke un peu plus d'eau que dans des conditions normales de fonctionnement, mais retourne néanmoins très vite à son état d'équilibre (globalement imposé par les niveaux d'eau des limites Est et Ouest du système).

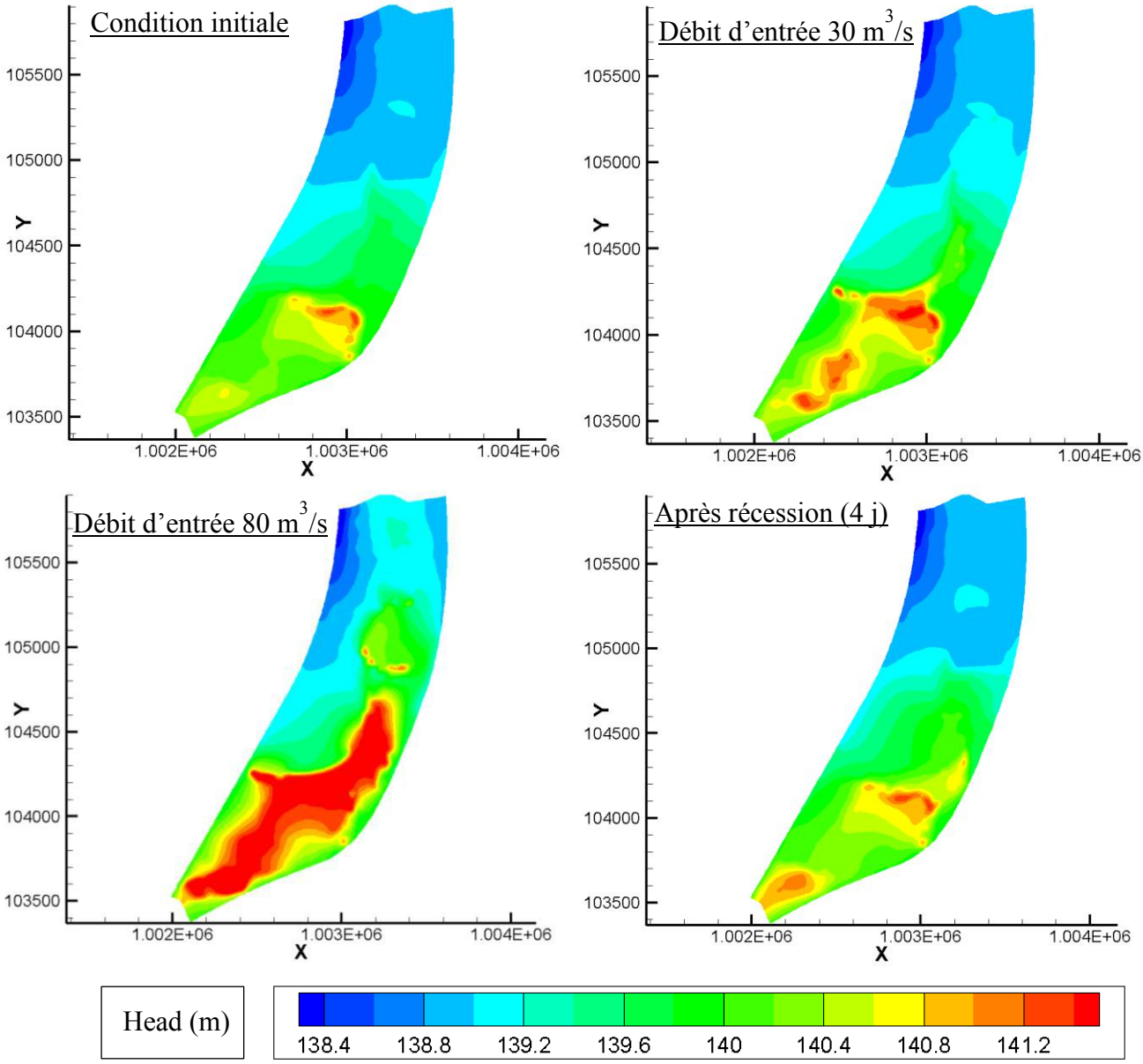


Figure 74 : Distribution spatiale du champ de charge hydraulique dans le compartiment souterrain de l'île du Rohrschollen simulée par NIM, à 4 temps de la période de calibration.

En ce qui concerne les lames d'eau de surface, la Figure 75 atteste qu'au débit de base de 2 m^3/s injecté à la vanne d'entrée, le BGW et le canal artificiel sont en eau, de même que certains paléo-chenaux (les paléo-chenaux sont des dépressions topographiques anciennement

creusées par l'écoulement de la rivière). Une fois que l'on impose un débit d'entrée supérieur, des zones humides apparaissent, avec des lames d'eau atteignant jusqu'à un mètre. Au débit de pointe à 80 m^3/s, la partie Sud de l'île est presque entièrement inondée, et les lames d'eau dans le BGW atteignent 3 m. Après 4 jours de récession, les lames d'eau dans les zones humides se sont presque entièrement résorbées.

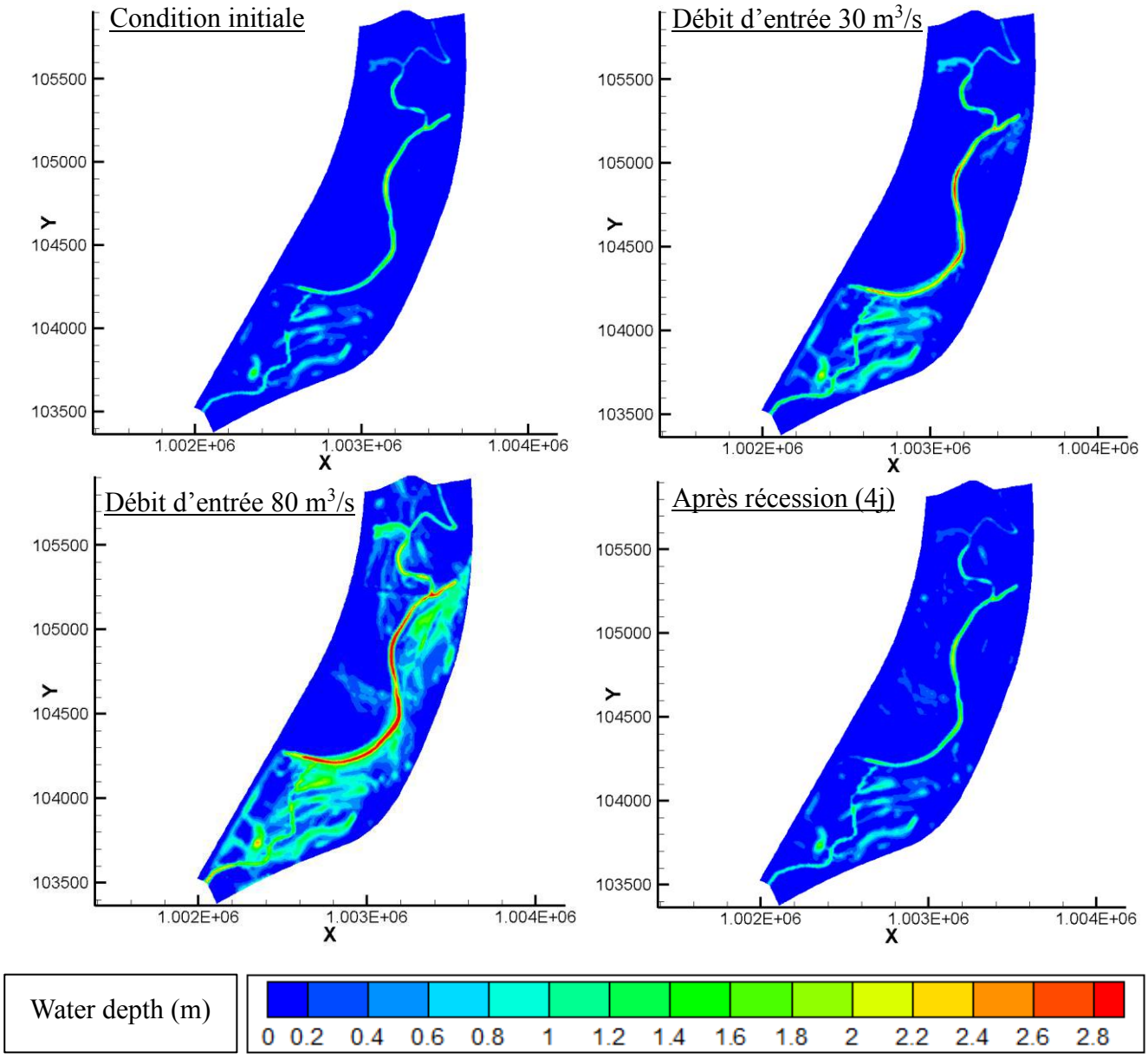


Figure 75 : Distribution spatiale de la lame d'eau de surface dans l'île du Rohrschollen simulée par NIM, à 4 temps de la période de calibration.

3.2 Résultats de la validation

La Figure 76 compare les simulations de NIM aux observations pendant la période de validation. La Figure 77 représente la distribution des erreurs associée. Comme on pouvait le prévoir, l'accord entre observation et simulation sur les informations piézométriques est meilleur pour la calibration que pour la validation. Cela dit, la simulation de validation fait état de performances raisonnables, avec un RMSE de 0.24 m et un KGE de 0.75. Le biais observé pour la calibration qui tendait à surestimer les piézométries est amplifié en validation, comme l'atteste la Figure 77, avec une distribution statistique des erreurs qui montre une légère bimodalité pour des valeurs simulées excédant la valeur observée de 0.5 m.

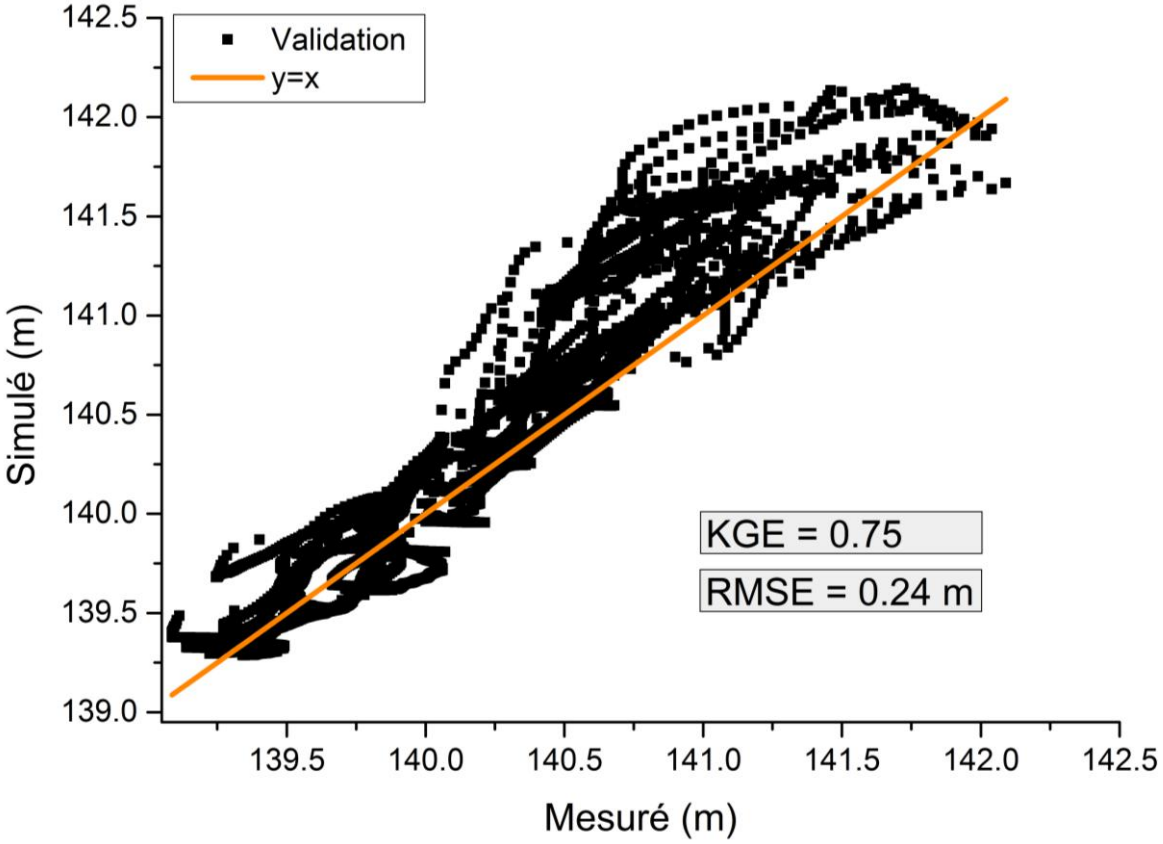


Figure 76 : Piézométrie simulée par NIM en fonction de la piézométrie mesurée correspondante, pour tous les piézomètres du projet LIFE+ de l'île du Rohrschollen, pendant la période de validation. KGE signifie coefficient d'efficacité de Kling et Gupta, RMSE signifie Root mean square error. La droite d'équation y=x correspond au résultat que l'on obtiendrait dans le cas d'un ajustement parfait observation – simulation.

La Figure 78 représente l'évolution temporelle des piézométries pour les 4 mêmes points d'observation qu'à l'étape de calibration (Figure 73). Le modèle ne parvient pas à reproduire l'évolution des charges aussi bien qu'en calibration. Ce phénomène peut provenir du caractère plus complexe de l'injection proposée en validation, avec 3 pics de débits injectés successifs. Par ailleurs, et à l'instar de ce qui avait été observé en phase de calibration, jusqu'au début de l'injection de débit (à t= 87 h, Figure 69), les erreurs observées sont majoritairement imputables à la fréquence d'échantillonnage malheureusement trop faible des piézomètres régis

par EDF et l'Eurométropole de Strasbourg, qui définissent les conditions limites à l'Est et l'Ouest de l'île dans NIM. Le fait est d'autant plus marqué que la période pré-injection simulée en validation est plus de deux fois plus longue qu'en calibration (Figure 69). Néanmoins, la tendance globale, ainsi que l'amplitude des pics de charge et leur phasage, sont plutôt bien décrits dans l'ensemble.

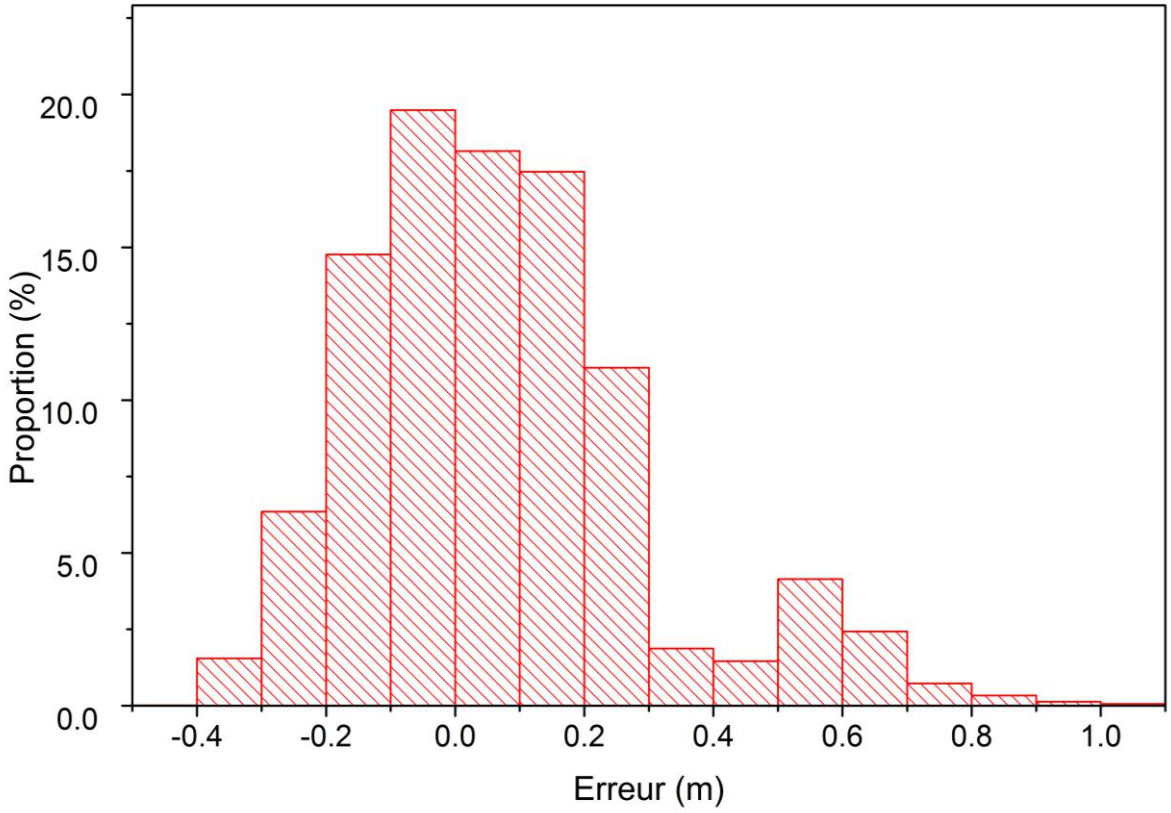


Figure 77 : Distribution statistique de l'erreur (piézométries simulées par NIM moins piézométries observées) pour l'île du Rohrschollen, pendant la période de validation.

Bilan :

En appliquant NIM avec succès à l'hydrosystème fluvial de l'île du Rohrschollen, on démontre que la réduction de dimensionnalité entreprise dans le modèle ne s'accompagne pas de résultats corrompus au point d'en être inutilisables. Et ce, alors même que le système considéré est très hétérogène et se caractérise par un comportement hydrodynamique très réactif. En général, les caractéristiques de l'écoulement sont bien capturées à la fois en temps et en espace.

4. Utilisation des résultats de NIM sur l'île du Rohrschollen pour étudier les impacts de la restauration

Les piézométries et limnimétries simulées par NIM attestent que les injections de débit effectuées dans le cadre du projet LIFE+ participent effectivement à la redynamisation des processus hydro-écologiques sur l'île du Rohrschollen. En particulier, les injections favorisent

les interactions surface/souterrain le long du BGW et du canal artificiel, impactant rapidement les stocks d'eau dans chacun des compartiments.

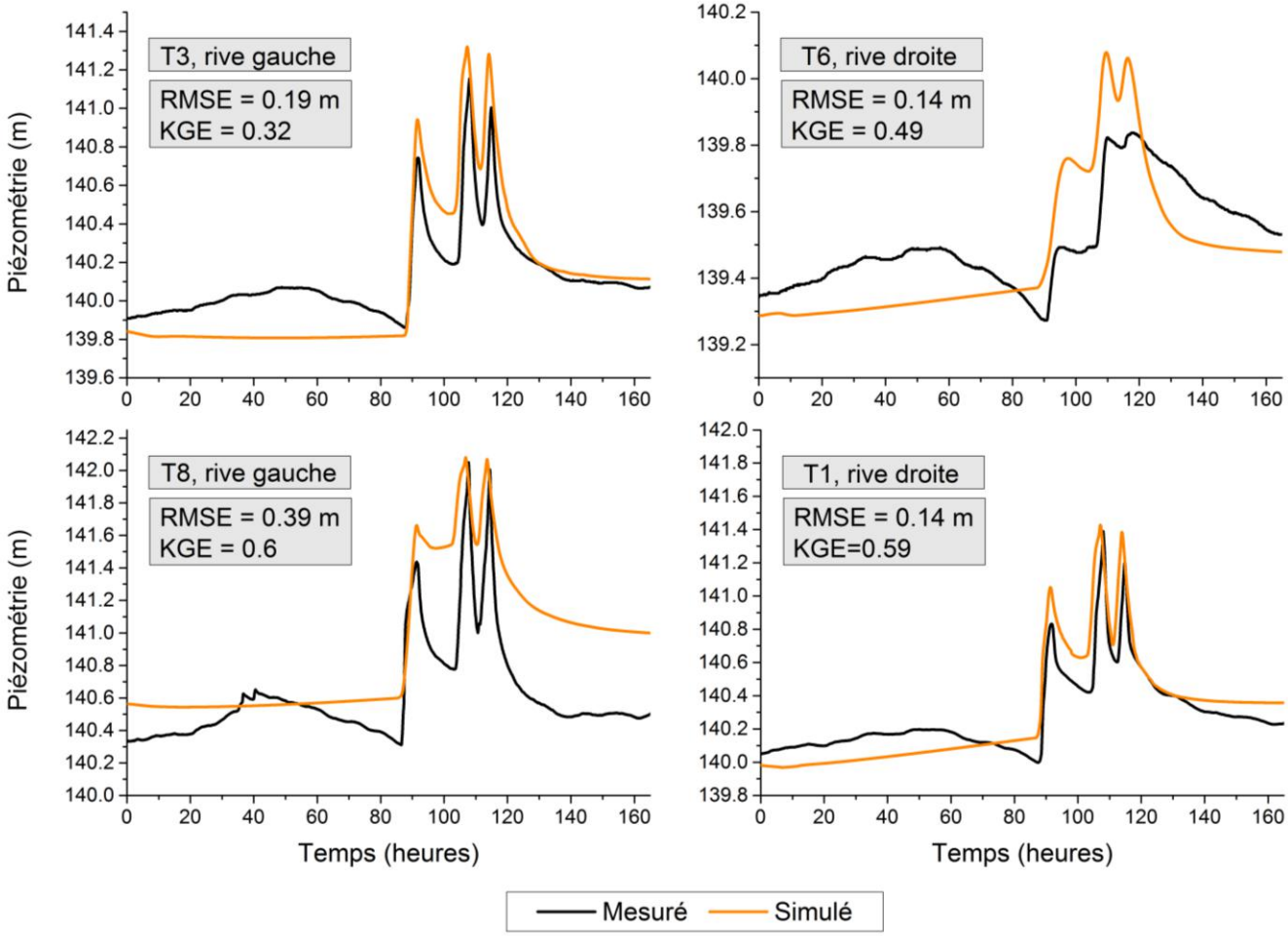


Figure 78 : Comparaison de l'évolution temporelle des piézométries mesurées versus celles simulées par NIM, pour 4 piézomètres de l'île du Rohrschollen, pendant la période de validation. On a représenté les 4 mêmes piézomètres que pour la période de calibration

Les paragraphes qui suivent ont pour objet, à partir du modèle calibré et validé, d'investiguer plus en détail les effets de la restauration sur les échanges surface/souterrain. L'enjeu est de déterminer si la restauration a bel et bien réussi à favoriser les échanges entre les milieux souterrain et de surface pour stimuler le renouvellement de l'écosystème. L'infiltration étant de toutes façons le mécanisme d'échange surface/souterrain ultra-majoritaire, on s'intéresse plutôt à l'exfiltration de nappe, plus minoritaire et permettant un renouvellement des eaux de surface.

4.1 Effets de la restauration au débit de base de 2m^3/s

La Figure 79 représente les flux d'exfiltration spatialisés sur l'île du Rohrschollen, avant et après l'action de restauration. Dans le cas post-restauration, la figure se limite au comportement hydrologique du système en réponse au débit de base de 2 m^3/s. Dans la mesure où l'essentiel de l'effet de la restauration est concentré sur une zone en particulier, un zoom est

effectué sur la surface en question. Il apparaît que même au débit de base, la restauration résulte en une augmentation à la fois de l'intensité et de l'étendue spatiale du phénomène d'exfiltration.

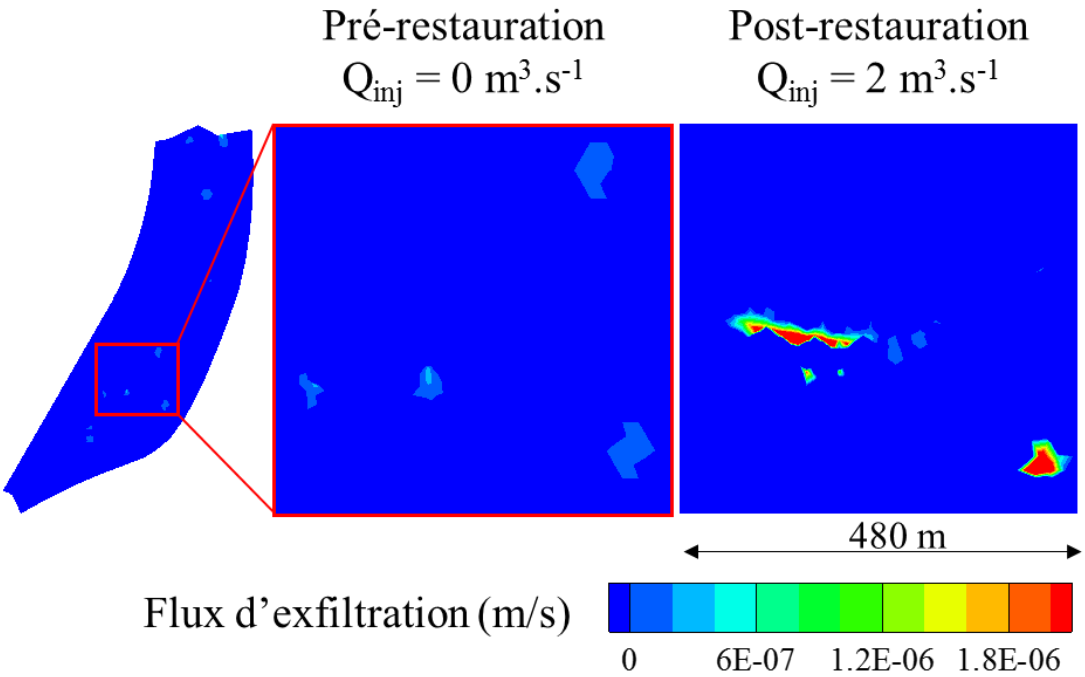


Figure 79 : Comparaison entre les flux exfiltrés avant et après l'action de restauration entreprise sur l'île du Rohrschollen. Dans le scénario post-restauration, on représente le cas où le débit injecté à la vanne d'entrée du débit (noté Q_{inj}*) est égal à sa valeur de base, soit 2* m^3/s*. Pour simuler le scénario pré-restauration, on a simplement imposé* $Q_{inj}=0\ m^3/s$*. Dans le scénario pré-restauration, on constate quelques zones d'exfiltration, mais de faible intensité. En revanche, dans le scénario post-restauration, la zone sur laquelle un zoom a été réalisé présente des zones d'exfiltration bien plus intenses. En dehors de cette zone, les deux scénarios (pré et post injections) sont assez similaires.*

Ce résultat indique que le régime d'injection basal post-restauration suffit à impacter de manière déjà significativement positive la dynamique des interactions surface/souterrain.

4.2 Effets de la restauration dans le cas d'une injection de débit

Dans le but d'évaluer l'impact des injections conséquentes de débit à la fois dans l'espace et dans le temps, l'injection de calibration (Figure 69, partie haute) est resimulée. Cette fois-ci toutefois, la récession est simulée jusqu'à 42 jours environ après le pic de débit à 80 m^3/s, soit jusqu'au 22 Janvier 2015. Cette date est choisie car elle correspond à une campagne d'imagerie thermique aéroportée sur l'île du Rohrschollen, dont l'objet est ici d'apporter un élément supplémentaire de validation des résultats de NIM. Le principe de l'imagerie thermique repose sur l'observation qu'en hiver, l'eau souterraine est plus chaude que l'eau de surface. De la sorte, en cas d'exfiltration de nappe, l'eau exfiltrée vient réchauffer la masse d'eau de surface. Ces anomalies de température sont détectables par imagerie thermique, ce qui permet de localiser des zones d'exfiltration.

La Figure 80 représente le motif d'exfiltration simulé par NIM et observé via imagerie thermique, 42 jours après l'injection de débit. La figure est zoomée sur la zone d'intérêt, où la majeure partie des exfiltrations simulées et observées a été constatée. Un motif d'exfiltration supérieur en étendue et en intensité à ce que l'on a observé au débit de base est apparu à la suite de l'injection de débit et a su se maintenir jusqu'au 22 Janvier (Figure 79, Figure 80). Par conséquent, l'injection de débit a efficacement accru l'ampleur du mécanisme d'exfiltration, à la fois dans le temps et dans l'espace. On notera toutefois que l'augmentation de l'étendue spatiale de la zone d'exfiltration est limitée, bien que significative.

Ces résultats sont corroborés par la campagne d'imagerie thermique. En effet, celle-ci fait état d'anomalies thermiques qui correspondent assez bien aux exfiltrations simulées (surtout si l'on considère que la majeure partie des anomalies thermiques et la majeure partie des exfiltrations simulées se situent dans la zone de faible étendue sur laquelle la Figure 80 réalise un zoom). Toutefois, l'étendue spatiale des zones d'exfiltration simulées est supérieure à celle observée via imagerie thermique. Cette différence peut être liée à de nombreux facteurs. Pour commencer, même à l'issue de la phase de calibration, toute l'hétérogénéité du lit de la rivière n'a pas pu être décrite dans NIM. Aussi, la résolution spatiale des mailles utilisées dans NIM (10 m pour le plus petites), bien que déjà assez fine, n'est sans doute pas encore suffisante pour parvenir à décrire des processus d'infiltration/exfiltration de si petite échelle. Enfin, les images thermiques sont elles aussi associées à une certaine incertitude. En dépit de ces limites, la comparaison réalisée ici démontre dans une certaine mesure la capacité de NIM à décrire les interactions surface/souterrain sur l'île du Rohrschollen.

Pour comprendre les mécanismes qui contrôlent ce phénomène d'exfiltration, des profils en travers du BGW sur les sections *a* et *b* (indiquées en Figure 80) sont réalisés à partir des sorties de NIM à deux temps, en Figure 81. Les deux temps choisis (respectivement 59 h et 1072 h après le début de la simulation) correspondent au pic de débit à 80 m^3/s et au 22 Janvier (i.e la date correspondant à la Figure 80). Cette figure démontre que l'amplitude et la dynamique temporelle de l'exfiltration s'explique de la façon suivante :

- à 59 h, l'injection de débit a causé suffisamment d'infiltration pour faire monter le niveau piézométrique de la nappe au-dessus de la surface topographique.
- Une fois l'injection de débit terminée, l'eau de surface est rapidement évacuée, alors que le niveau de nappe est sujet à une inertie temporelle supérieure. Ainsi, le niveau piézométrique de la nappe se retrouve à un niveau supérieur au niveau de l'eau de surface dans le BGW, résultant en de l'exfiltration.
- Cette exfiltration parvient à se maintenir dans le temps du fait d'un processus d'infiltration légèrement en amont, dû à des bras mineurs du BGW visibles en Figure 80. Leur impact est clairement discernable à x=180 m sur la section *a* en Figure 81. Le phénomène se vérifierait aussi pour la section *b* si celle-ci avait été prolongée jusqu'à l'affluent mineur du BGW un peu plus à l'Est de celle-ci et visible sur la Figure 80.

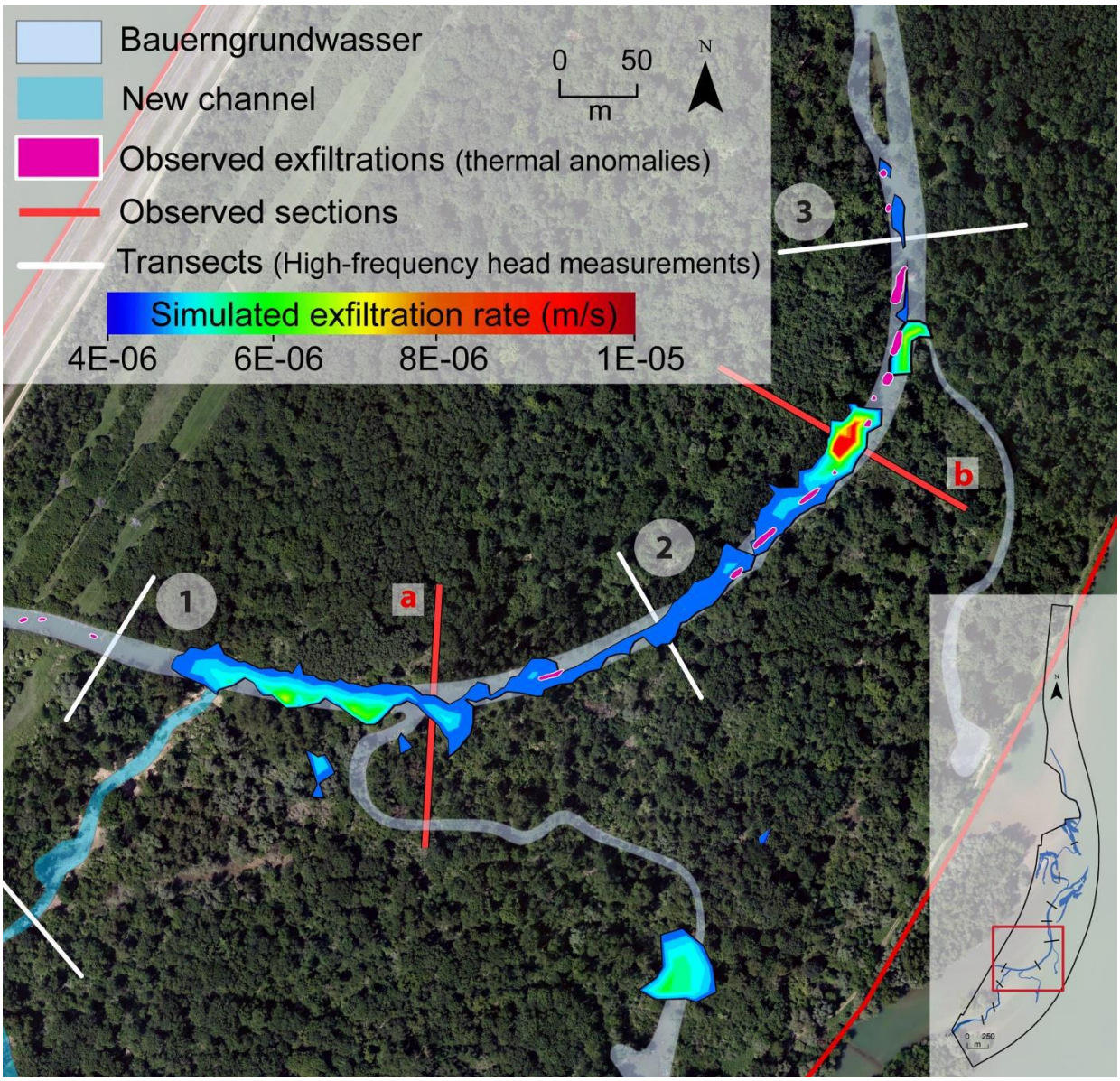


Figure 80 : Comparaison entre exfiltration simulée par NIM et observée via imagerie thermique, le 22 Janvier 2015, soit 42 jours après l'injection de calibration à 80 m^3/s. Les sections a *et* b *sont étudiées davantage dans la Figure 81*

4.3 Vers une stratégie de management de l'île du Rohrschollen

Comme il vient d'en être fait la preuve, les injections de débit vont dans le sens d'un d'accroissement des mécanismes d'exfiltration. Toutefois, l'injection de calibration s'est révélée coûteuse en volume d'eau consommé (Figure 69). Dans l'hypothèse où les gestionnaires de l'île souhaiteraient favoriser le phénomène d'exfiltration alors que le Rhin est à l'étiage, il s'agit pour eux de produire l'injection la plus efficace possible, au prix d'un volume d'eau consommé le plus faible possible.

Dans ce contexte, deux scénarios sont simulés à partir du modèle calibré dans le but de déterminer comment maximiser l'étendue spatiale et temporelle du mécanisme d'exfiltration déclenché par l'injection de débit. Les deux scénarios d'injection testés sont décrits en Figure 82 (partie haute). L'une des deux injections (appelée « injection longue » dans la suite) s'étend sur une durée de 5 jours, mais son débit est limité à 5m^3/s. La seconde injection (appelée « injection intense » dans la suite) s'étend sur 24 h, à un débit de 15 m^3/s.

L'injection longue consomme un volume d'eau supérieur à l'injection intense. Pourtant, la partie basse de la Figure 82 indique que c'est l'injection intense qui donne lieu à la zone d'exfiltration de plus grande étendue dans le temps et dans l'espace.

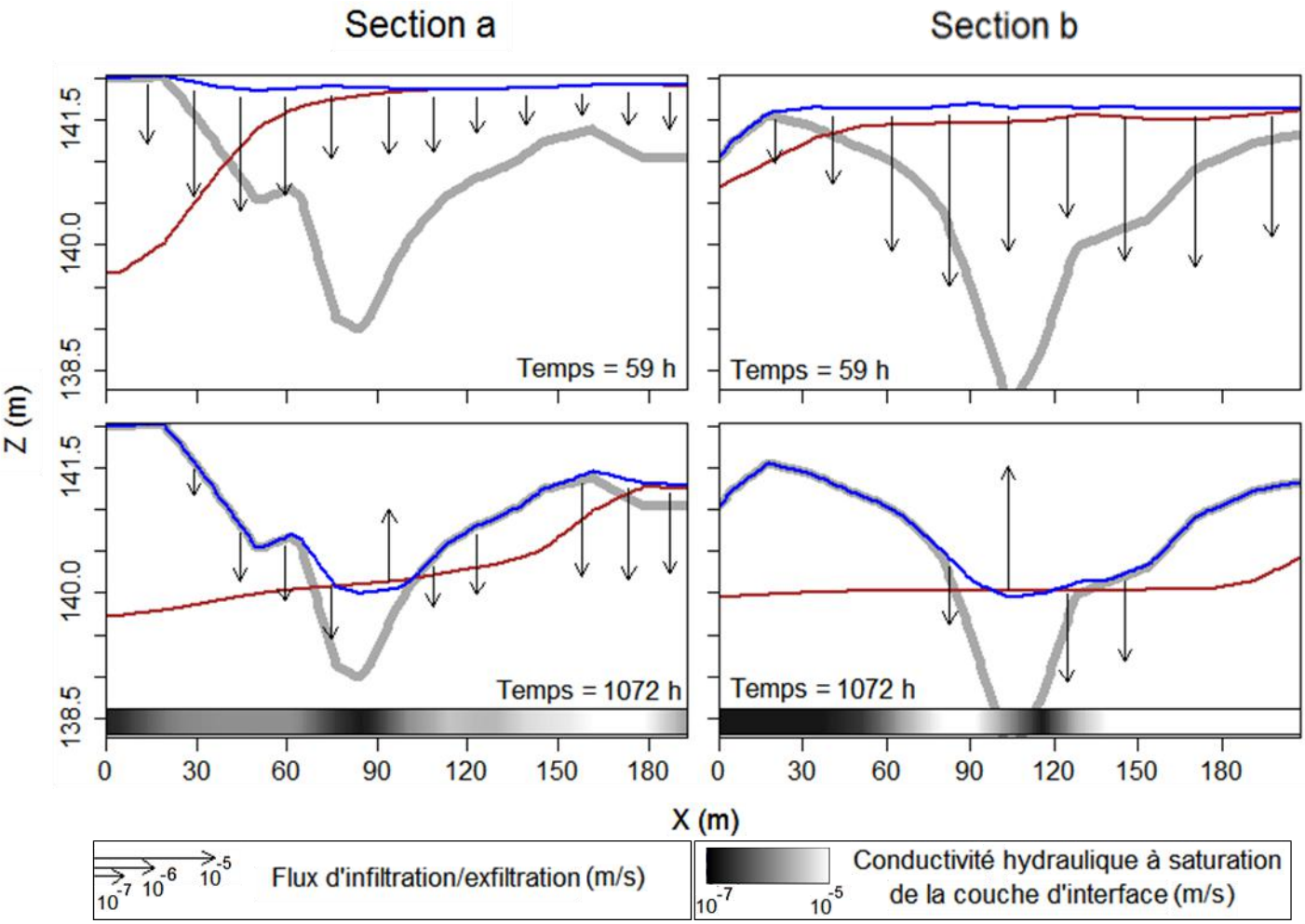


Figure 81 : Flux d'échanges entre la nappe phréatique et l'eau de surface le long des sections a *et* b*, à deux temps. t=59h correspond au pic d'injeciton à 80 m^3/s. t=1072h correspond au 22 Janvier 2015. La limnimétrie est indiquée en bleue, le niveau piézométrique de nappe est indiqué en rouge, la topographie est représentée en gris clair. Dans la partie basse de la figure du bas, la barre indique la conductivité hydraulique à saturation de la couche d'interface entre les compartiments souterrain et de surface de NIM.*

Ces résultats suggèrent donc que dans l'hypothèse où la restauration se doit de maximiser à la fois l'étendue spatiale et temporelle du phénomène d'exfiltration observé, alors les

gestionnaires de l'île devraient privilégier des injections courtes et intenses à de plus longues et moins intenses.

5. Bilan

NIM a été appliqué à l'île du Rohrschollen afin de :

- Déterminer si le modèle est à même de reproduire des dynamiques réelles dans des conditions fortement transitoires.
- Investiguer l'efficacité de l'action de restauration entreprise sur l'île et prodiguer des conseils en matière de management du régime hydrologique qui y est établi, tout particulièrement en ce qui concerne les échanges entre les eaux souterraines et de surface.

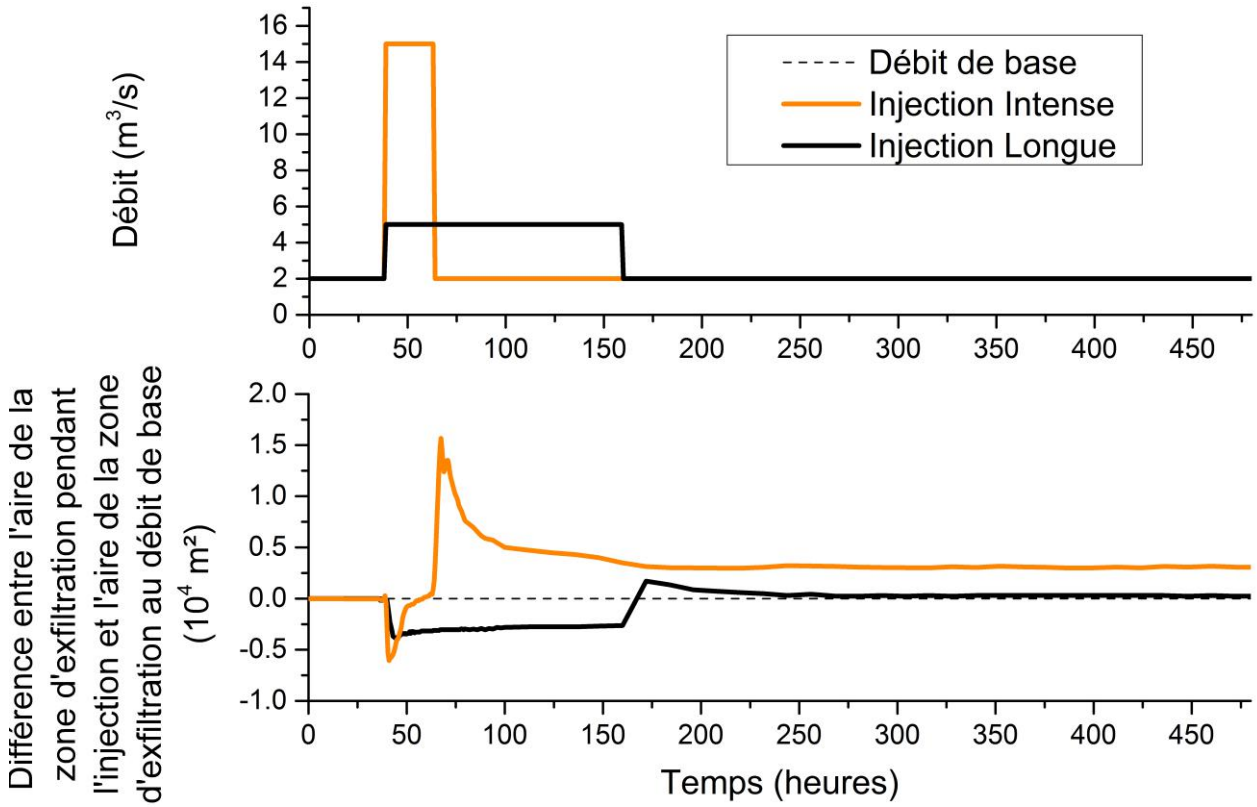


Figure 82 : Scénarios d'injection simulés par NIM dans le but de déterminer les bonnes pratiques de management à adopter. La partie haute décrit les débits correspondant aux deux injections testées. La partie basse reporte l'évolution de la différence entre l'aire de la surface d'exfiltration pendant l'injection, et l'aire de cette surface au débit de base.

Le résultat de l'étude se révèle assez concluant. Une calibration des paramètres hydrodynamiques a été effectuée sur la base de relevés de terrain et d'une étude cartographique. A l'issue de cette calibration, les piézométries simulées par NIM pendant un épisode d'injection multipliant le débit de base par 40 correspondent assez bien aux piézométries observées. La

validation du modèle calibré sur une seconde injection de débit produit une correspondance légèrement moindre entre simulations et observations, mais reste satisfaisante.

A partir de ce modèle calibré, la dynamique d'exfiltration liée à l'action de restauration a été étudiée. Il s'avère que la restauration augmente efficacement l'ampleur et, dans une certaine mesure, l'étendue spatiale des exfiltrations qui se produisent sur l'île du Rohrschollen. Incidemment, les injections de débit telles que celle simulée pendant la période de calibration créent des spots d'exfiltrations relativement durables.

Les zones d'exfiltration simulées par NIM sont corroborées par une campagne d'imagerie thermique. Cette campagne a permis de détecter des anomalies thermiques (correspondant à de l'exfiltration de nappe) dans la masse d'eau de surface. Or, il se trouve que les anomalies thermiques observées correspondent assez bien aux patchs d'exfiltration simulés par NIM.

Fort de cet élément de validation supplémentaire, NIM a finalement été employé pour déterminer des bonnes pratiques à adopter en ce qui concerne le management de l'hydrologie du site. Les résultats obtenus indiquent que les injections courtes de fort débit sont plus efficaces pour accroitre la dynamique d'exfiltration de nappe que les injections plus longues et moins intenses.

VII. Etude de cas 2 : Le bassin du versant du Strengbach

Le Strengbach est un ruisseau de moyenne montagne qui prend sa source à Aubure en Alsace ; son bassin versant est étudié depuis 1986 ce qui a conduit à la constitution de l'Observatoire Hydro-Géochimique de l'Environnement (OHGE) dans le cadre du projet HYDROCRIZSTO (HYDRO-geochemical behavior of CRItical Zone at STrengbach Observatory). L'OHGE y collecte et met à disposition du public des données relatives notamment à la chimie des eaux, aux débits, à un réseau de forages, et à la pluviométrie.

Dans ce contexte pluridisciplinaire à l'interface entre hydrologie et géochimie, la modélisation hydrologique à l'échelle du bassin est d'importance car elle apporte une information susceptible d'intéresser d'autres compartiments d'étude du bassin : signature géochimique, images géophysiques, transport solide, etc. Réciproquement, ces autres études peuvent apporter des informations de conditionnement locales, de façon à mieux contraindre le modèle hydrologique. C'est ainsi que NIM a été sollicité pour travailler à la modélisation hydrologique du Strengbach.

L'utilisation de NIM sur ce bassin versant est particulièrement intéressante du point de vue du temps de calcul, comparé à un modèle résolvant l'équation de Richards 3-D. En effet, on rappelle ici qu'une partie des tests synthétiques impliquant le compartiment souterrain de NIM a emprunté une géométrie de coupe 2-D issue de ce bassin versant (chapitre III). La motivation principale était d' le fonctionnement du modèle pour un système très transitoire et aux écoulements majoritairement contrôlés par les effets gravitaires (fortes pentes de l'aquifère). Pour cette coupe 2-D, l'approche à dimension réduite de NIM produit un facteur 20 de réduction des temps de calcul comparé à une approche complète. Il est probable que le facteur d'accélération à l'échelle du bassin versant entier soit au moins aussi grand.

1. Présentation du site

Une vue aérienne du site d'étude est représentée en Figure 83. On choisit pour exutoire du bassin versant le point RS (Ruisseau Strengbach) (Figure 83), car il s'agit de la seule station de débit prélevée en continu sur le site. Le point RAZS (Ruisseau amont de la zone saturée) (Figure 83) a fait l'objet d'une campagne de mesures en continu du débit sur une période de quatre mois en 1996. Une forêt composée de 20% de feuillus (majoritairement du hêtre) et de 80% de résineux (surtout des épicéas) occupe 90% de la surface du bassin. La topographie du site est représentée en Figure 84. Le dénivelé total est de 264 m (de 883 à 1147 m) alors que le bassin ne s'étend que sur 80 hectares (pente moyenne de l'ordre de 30%).

Le bassin se caractérise par un climat montagnard et océanique. La température moyenne annuelle est de 6°C et la précipitation moyenne annuelle de 1400 mm, pour une évapotranspiration estimée à 600 mm (Viville et al., 2012). Des épisodes neigeux ont lieu de Décembre à Mars, et les pics annuels de débit à l'exutoire se produisent généralement pendant

la période de fonte des stocks de neige. Une zone régulièrement saturée en eau et connectée à la rivière subsiste proche de l'exutoire et joue un rôle actif dans l'hydrologie et la géochimie du bassin (Idir et al., 1999; Ladouche et al., 2001; Viville et al., 2010). Son extension spatiale dépend de l'état hydrologique du système. En RS, le débit maximum sur les périodes étudiées (plus de 10 ans de données) s'élève à 220 l/s. Le débit moyen vaut environ 20 l/s.

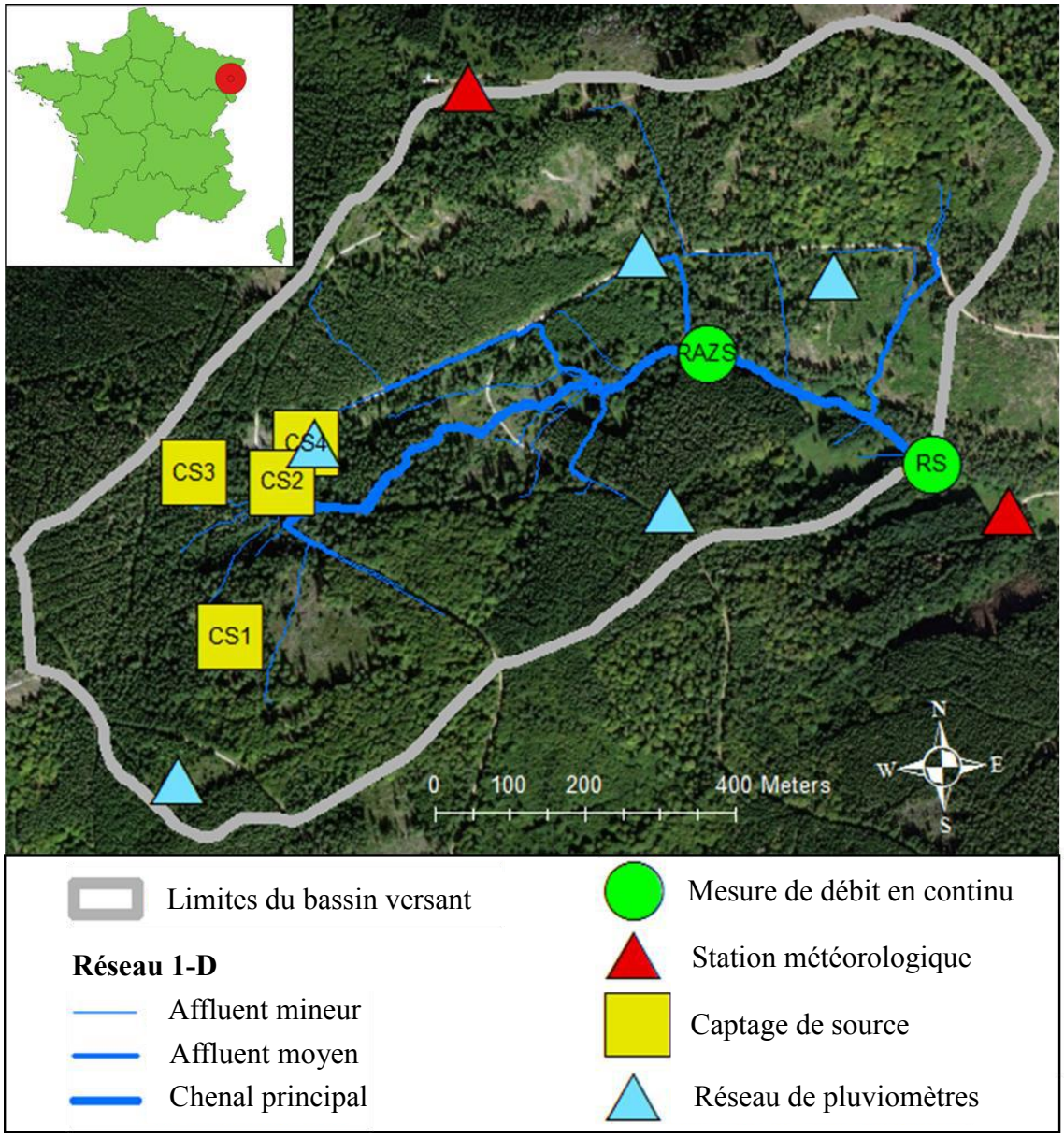


Figure 83 : Vue aérienne et sélection d'informations géographiques pertinentes dans le cadre de l'étude du bassin versant du Strengbach. Le réseau 1-D représenté est celui utilisé dans NIM, calculé à partir d'un traitement des données topographiques disponibles. En RAZS, la mesure en continue du débit n'a eu lieu que pendant une période de 4 mois en 1996.

Le bassin repose sur un affleurement principalement granitique. Dans ses 10 premiers mètres, ce granite est l'objet d'effets d'altération hydro-climatique qui produisent une couche peu cohésive de moins de 10 m, principalement sableuse, surplombant un substratum granitique (Biron, 1994). Par ailleurs, des forages profonds (descendant bien en deçà du substratum

granitique) font état de déplacements d'eau dans un réseau de fractures profondes. Le niveau piézométrique est mesuré en continu dans ces forages. Malheureusement, pour les forages descendant en deçà du substratum, il n'est pas possible de déterminer si le niveau piézométrique qui y est capté est indicatif de la piézométrie de la couche altérée ou des circulations sous pressions dans les fractures profondes. Ce constat s'avère un réel problème pour le traitement de l'information piézométrique observée sur le bassin versant, qui dans l'instant et par conséquent n'a pas été prise en compte dans l'exercice de modélisation.

Le site dispose d'un réseau de pluviomètres prélevés bimensuellement, ainsi que de deux pluviomètres ponctuels assurant des mesures en continu (Figure 83). Ces pluviomètres instrumentés en continu sont associés à des stations météorologiques qui fournissent également en continu des données de vent, de rayonnement, de température, et d'humidité de l'air.

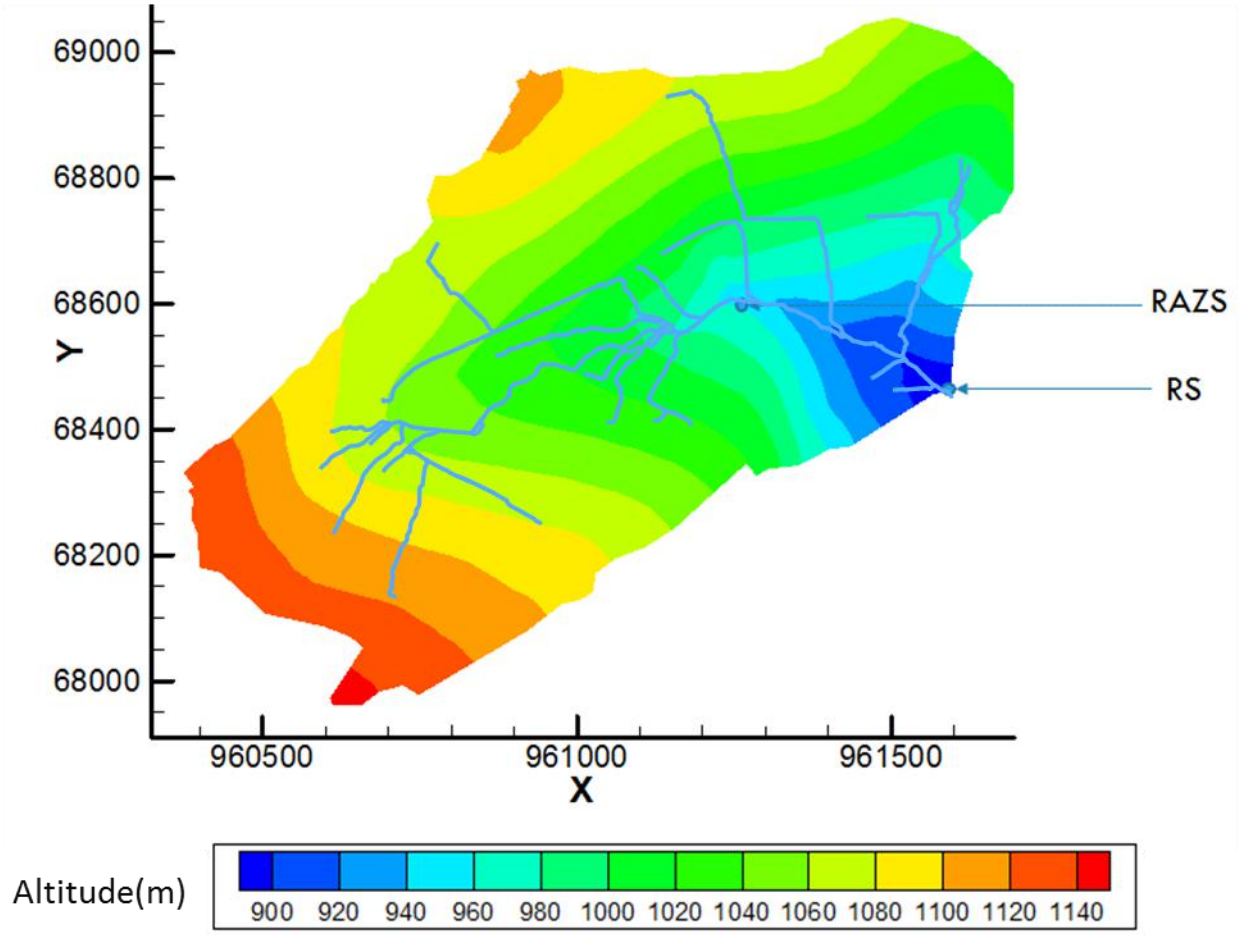


Figure 84 : Géométrie du bassin versant du Strenbach. X et Y sont un coordonnées Lambert 1 Nord, en mètres. RAZS et RS sont des points de mesure du débit dans la rivière. RAZS signifie « ruisseau amont de la zone saturée » et RS signifie « ruisseau Strenbach ». Le réseau de chenaux 1D utilisé pour la modélisation du bassin par NIM est indiqué par un tracé bleu.

Dans la partie amont du bassin, un captage de sources dévie un faible volume d'eau des points CS1, CS2, CS3, et CS4 vers l'extérieur du bassin à des fins d'alimentation en eau potable

(Figure 83). Les 4 sources génèrent un débit $Q_{CS1-2-3-4}$. Ce débit est acheminé vers un collecteur de sources légèrement en aval de CS4 via des canalisations souterraines. Là, une quantité d'eau mesurée bimensuellement et notée $Q_{village}$ est prélevée par le village voisin. $Q_{village}$ vaut en moyenne entre 5 et 15% du débit mesuré en RS. L'excédent ($Q_{CS1-2-3-4}$ - $Q_{village}$) se ré-infiltre dans la nappe phréatique.

2. Paramètres de la modélisation

2.1 Choix des compartiments de NIM à utiliser et maillage

L'information topographique utilisée dans le cadre de ce travail est disponible à une résolution de 50 cm. En comparaison, le lit mineur du Strengbach a une largeur de moins d'un mètre en RS, et de fait, cette largeur décroît à mesure que l'on se rapproche du sommet. Il est donc vraisemblable que l'information topographique disponible ne décrive pas toute la complexité du réseau drainant du bassin versant. Dans ces conditions, le recours au compartiment 1-D de NIM est tout à fait indiqué. En effet, entre deux points du réseau 1-D, la direction de l'écoulement est complètement contrainte, en dépit d'éventuelles anomalies de topographie qui pourraient provenir d'une résolution spatiale trop faible entre deux points.

En revanche, à dire d'expert sur le bassin, les phénomènes d'écoulement 2-D y sont extrêmement minoritaires. En d'autres termes, tous les écoulements de surface observés se concentrent en chenaux (en raison des fortes pentes et de la présence de petites ravines) et le module de ruissellement de surface 2-D peut être retiré de la modélisation. Par ailleurs, se passer de module de ruissellement de surface 2-D a l'avantage d'engendrer un gain en termes de temps de calcul.

On choisit donc de réaliser la modélisation du Strengbach dans NIM en couplant le compartiment souterrain à dimension réduite à un réseau de chenaux drainants 1-D. Cette approche a l'avantage de se différencier de la stratégie employée pour la modélisation de l'île du Rohrschollen, démontrant ainsi la versatilité de NIM dans sa capacité à utiliser de multiples compartiments pseudo-indépendants. Le réseau de chenaux est paramétré de façon très dense, afin de capter les écoulements mineurs, comme ceux qui peuvent emprunter les ravines et ornières creusées le long des chemins forestiers du bassin versant.

Le réseau drainant 1-D est maillé en 757 mailles de longueur moyenne égale à 7 m environ. Celui-ci a été calculé à partir de données topographiques du site mises en forme sous un système d'information géographique (SIG). Le compartiment souterrain est maillé à une résolution spatiale de 15 m, sauf aux alentours du réseau drainant. Aux abords de celui-ci, la résolution du compartiment souterrain se rapproche de la longueur moyenne des mailles 1-D, soit 7 m. Il en résulte un maillage complet du système souterrain en 8064 éléments triangulaires.

2.2 Périodes testées

NIM a été appliqué à la modélisation hydrologique du Strengbach sur deux périodes. La première période a servi de calibration, en l'occurrence les paramètres du sol ont été ajustés de façon à ce que les débits mesurés en RS et RAZS (Figure 84) se rapprochent des débits simulés par NIM en ces points. Cette période de calibration s'étend d'avril 1996 à avril 1997. Ce choix est motivé par l'existence de mesures de débit en continu au point RAZS entre début avril et début août cette année-là. En RAZS, plus aucune campagne de mesures en continu n'a été réalisée depuis. La période a été étendue à un an de façon à calibrer NIM à partir du débit en RS en toutes les saisons.

La seconde période testée, du 1er Janvier 2007 au 31 Décembre 2017, a servi de validation. En d'autres termes, on y a évalué la concordance entre le débit observé en RS et celui simulé par NIM, sans modifier les paramètres du sol qui avaient été calibrés pour la première période (la validation en RAZS est impossible à défaut de données disponibles). Cette période de 10 ans, plus récente que la période de calibration, est davantage étudiée aujourd'hui par les recherches menées sur le bassin. Y appliquer NIM est donc justifié.

2.3 Conditions limites et conditions initiales

A défaut d'information disponible, les limites latérales du compartiment souterrain ont été considérées imperméables, à l'exception de la maille située directement à l'Ouest de l'exutoire, sur une largeur d'environ 10 m. Le niveau de nappe directement à l'Ouest de l'exutoire est fixé à la côte topographique du fond de la rivière. Ainsi, l'eau du bassin versant ne peut sortir qu'en RS ; soit via l'écoulement de surface 1-D, soit via le compartiment souterrain. Une partie de l'eau du bassin est susceptible de sortir en RS non pas via le réseau de chenaux 1-D, mais via le compartiment souterrain. Ce faisant, et puisque l'observation indique que les quelques mètres directement à l'Ouest de RS sont en permanence à saturation, la condition de charge imposée choisie est bien adaptée à la situation étudiée.

Pour initialiser le système, on commence par imposer une nappe à une profondeur uniforme de 1 m sous la surface du sol, puis on laisse le système se drainer normalement pendant une année hydrologique.On simule ensuite la même période d'une année hydrologique mais en utilisant en guise de conditions initiales les conditions finales de la simulation précédente. Si l'état hydrologique du système à l'issue de cette seconde simulation est identique aux conditions initiales de celle-ci, on considère que l'état final ainsi obtenu est une condition initiale correcte pour démarrer la simulation. Dans le cas contraire, on réitère le même procédé, jusqu'à ce que les conditions finales à l'issue de l'année hydrologique soient similaires aux conditions initiales qui lui avaient été imposées.

2.4 Forçage hydrométéorologique

Le forçage hydrométéorologique est réalisé de deux façons différentes.

Pour la totalité des simulations de calibration et validation, la méthode désignée « méthode de forçage 1 » ci-après a été utilisée. Suite à ces développements, une implémentation plus raffinée du forçage hydrométéorologique a été développée. On l'appellera « méthode de forçage 2 ». Un paragraphe est consacré à l'étude des différences qui seraient apparues dans les simulations de NIM si la méthode de forçage 2 avait été utilisée pour la calibration et validation du modèle en lieu et place de la méthode de forçage 1. La méthode de forçage choisie est appliquée en amont de la simulation hydrologique de façon à calculer les termes puits sources correspondants à l'intrant hydrométéorologique net à appliquer à NIM.

Méthode de forçage 1

Les données de précipitation ont été prélevées par l'OHGE et prétraitées par D.Viville, chercheur au LHyGeS. Dans la mesure où les pluviomètres relevés en continu aux stations météorologiques (Figure 83) ne sont pas représentatifs de la précipitation spatialisée à l'échelle du bassin, une correction sur cette donnée a été nécessaire. Ainsi, les cumuls de précipitation mesurés par le réseau de pluviomètres relevés bimensuellement (Figure 83) ont été comparés à l'intégrale de la pluviométrie mesurée en continu. De la sorte, un ratio entre la précipitation mesurée par chaque pluviomètre du réseau et la précipitation mesurée en continu a pu être établi. Ces ratios ont ensuite été agrégés en un unique coefficient correctif. Ainsi, il a été établi par D.Viville (communication personnelle, 2017) que la précipitation mesurée en continu au sommet du bassin versant augmentée de 7% et appliquée uniformément sur le bassin versant est représentative de la précipitation spatialisée (du point de vue du cumul d'eau précipitée). Cette approximation ne rend toutefois pas compte de l'hétérogénéité spatiale éventuelle de la précipitation à l'échelle du bassin. Ce traitement préexistant de l'information pluviométrique n'a pas été remis en cause dans cette étude.

Les données mesurées en continu pour le rayonnement, l'humidité de l'air, la température, et le vent ont été recueillies par l'OHGE et traitées par D.Viville. Le traitement de ces données via la formule de Penman (1948) a permis d'aboutir à une estimation de l'évapotranspiration potentielle (i.e., la demande atmosphérique) au pas de temps journalier. A partir du travail au pas de temps journalier de D.Viville, on a utilisé les formules proposées par Jackson et al., (1983) pour prendre en compte la variation intra-journalière de l'évapotranspiration potentielle.On fait ensuite l'hypothèse que l'évapotranspiration potentielle du bassin versant du Strengbach est peu différente de son évapotranspiration réelle. Enfin, on soustrait cette quantité évapotranspirée à la quantité précipitée pour se ramener à une précipitation nette (potentiellement négative). Deux arguments justifient l'hypothèse d'une évapotranspiraiton réelle égale à l'évapotranspiration potentielle :

- Masson et al. (2012) étudient le même bassin versant et travaillent avec cette hypothèse, alors même que leur période d'étude se trouve être une sécheresse printanière parmi les plus intenses qu'ait connu le site depuis le début des mesures en 1986. Ils justifient cette simplification en évoquant des mesures non publiées de teneur en eau qui attestent que seule la couche superficielle du sol est relativement affectée par cette sécheresse. En

dessous d'une profondeur de 0.75 cm, la sécheresse n'a presque pas eu d'impact sur les mesures de pression capillaires dans le compartiment souterrain.

- En faisant cette hypothèse, le ratio mesuré entre la somme des intrants hydrométéorologiques et le débit à l'exutoire de la rivière est généralement compris entre 0.9 et 1.1, ce qui atteste d'un bilan hydrique plutôt équilibré.

Puisque l'évapotranspiration est supposée égale à la demande atmosphérique, la gestion précise des quantités d'eau interceptées par la végétation n'apporterait pas de grands changements aux résultats. En effet, les termes évaporatoires représentant les lames d'eau perdues pour le sol car évaporées après avoir été interceptées sont nécessairement inférieurs à la demande atmosphérique. L'interception par la végétation n'est donc pas prise en compte ici.

Méthode de forçage 2

Dans la méthode de forçage 2 :

- La pluviométrie utilisée dans NIM correspond à la pluviométrie mesurée en continu. On choisit d'ignorer la facteur correctif de 7% introduit par D.Viville.
- L'évapotranspiration réelle est calculée par la méthode de la Food and Agriculture Organization (FAO) (Allen et al., 1998). Cette méthode est décrite dans l'Annexe 1, dans la sous-partie traitant des méthodes par inférence. Elle permet, à partir d'un système de réservoirs interconnectés, de prendre en compte la limitation du terme évapotranspiratoire en fonction de l'humidité du sol et de la végétation. Par souci de simplification, le calcul a été réalisé en supposant que le couvert végétal n'était composé que de conifères.

L'implémentation de cette méthode a été réalisée alors que les travaux d'étude du bassin versant étaient déjà très avancés. C'est pourquoi la quasi-totalité des simulations présentées ci-après sont réalisées avec la méthode de forçage 1, et pas la méthode 2, bien que celle-ci soit plus précise *a priori.*

2.5 Gestion du captage des sources

Le volume capté dans la partie amont du bassin à des fins d'alimentation en eau potable est relativement faible devant le débit en RS (5 à 15%). Par ailleurs, le captage des sources, le transport jusqu'au collecteur de sources, puis la ré-infiltration partielle du débit $Q_{CS1\text{-}2\text{-}3\text{-}4}$ après prélèvement du village voisin, s'avèrent ardus à prendre en compte du point de vue de la modélisation hydrologique, pour plusieurs raisons.

Tout d'abord, le réseau de chenaux 1-D a été généré par le SIG à partir de la topographie du site. Ce faisant, il ne peut pas rendre compte des canalisations souterraines qui guident l'eau captée aux sources vers le collecteur de sources. De plus, le cheminement emprunté par ces canalisations n'est pas connu. Ensuite, les données relatives aux prélèvements pour l'alimentation en eau potable ne sont disponibles que sous la forme de cumuls bimensuels. Par

ailleurs, en plus de la canalisation où est mesuré le débit « officiel » $Q_{village}$, on a constaté sur le terrain la présence d'une seconde canalisation de prélèvement. Le rôle et le caractère fonctionnel ou non de cette canalisation (et le cas échéant son débit associé) sont inconnus. Enfin, le point de ré-infiltration de l'excédent ($Q_{CS1-2-3-4}$ - $Q_{village}$) n'est pas connu précisément (l'excédent est évacué dans une canalisation souterraine de géométrie inconnue, qui permet une ré-infiltration de ce volume d'eau un peu en contrebas).

Des essais incluant des termes puits/sources dans le compartiment souterrain ont été tentés, mais sans succès véritable. Le milieu souterrain avait tendance à se désaturer trop vite sous l'effet des termes puits, générant des pressions hydrauliques extrêmement faibles.

Considérant la complexité des phénomènes en jeu et leur impact limité sur l'hydrologie du système, on choisit dans NIM de ne pas modéliser ces captages de source. En revanche, les débits simulés par NIM en RS et RAZS, notés Q_{RS} et Q_{RAZS}, sont comparés à la valeur observée en ces points augmentée du débit $Q_{village}$.

2.6 Hétérogénéité du sol

Pour les modélisations de NIM, le champ d'épaisseur de sol altérée surmontant le substratum granitique a été conditionné de 4 façons différentes (Figure 85) :

- Géométrie 1 : A partir d'avis de chercheurs initiés aux problématiques du Strengbach (D.Viville, M-C Pierret, S.Cottel, communication personnelle, 2017)
- Géométrie 2 : A partir des données du Service Géologique Alsace Lorraine (SGAL) du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM).
- Géométrie 3 : A partir de la génération stochastique d'une variable aléatoire sur le bassin versant, en respectant une longueur de corrélation égale à 150 m. Les mailles auxquelles était affectée une valeur aléatoire inférieure à la médiane se sont vues attribuées une profondeur de substratum égale à 1.5 m. Les autres mailles ont été affectées à une profondeur de substratum égale à 8 m. A partir de ces profondeurs (calculées verticalement) et de la connaissance des pentes sur le bassin versant, on déduit les épaisseurs d'aquifère correspondantes.
- Géométrie 4 : A partir de la génération stochastique d'une variable aléatoire sur le bassin versant, en respectant une longueur de corrélation égale à 150 m. Les mailles auxquelles était affectée une valeur aléatoire inférieure au 35ème centile se sont vues attribuées une profondeur de substratum égale à 1.5 m. Les autres mailles ont été affectées à une profondeur de substratum égale à 8 m.

Comme indiqué en Figure 85, l'épaisseur du milieu poreux est faible, variant entre un et neuf mètres. Il en résulte un aquifère non confiné très peu profond avec une faible capacité de stockage. On fait l'hypothèse que cette fine couche d'altération au-dessus du substratum granitique constitue la principale partie active du compartiment souterrain de l'hydrosystème :

l'impact d'éventuelles fractures dans la partie non altérée du compartiment souterrain (i.e., sous le substratum) est négligé.

Dans ce milieu où l'infiltration atteint rapidement le réseau de chenaux de rivière 1-D (du fait des fortes pentes), il n'y a pas eu besoin de jouer sur l'hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques pour parvenir à modéliser assez correctement la réponse en débit à l'exutoire du bassin versant. Ainsi, pour chaque géométrie, des tests ont été réalisés sur les paramètres hydrodynamiques du sol, considérés uniformes, jusqu'à obtenir le meilleur accord possible entre données et simulations. Cette uniformité des paramètres va également avec la relative homogénéité des matériaux d'altération (au moins sur le plan granulométrique et structurel) des formations granitiques et gneissiques du substratum.

Pour la géométrie 1, la porosité a été calibrée uniformément à 8% et la conductivité hydraulique à saturation à 8.10^{-5} $m.s^{-1}$. Pour la géométrie 2, la porosité a été calibrée uniformément à 10% et la conductivité hydraulique à saturation à 5.10^{-5} $m.s^{-1}$. Pour les géométries 3 et 4, la porosité a été calibrée uniformément à 8% et la conductivité hydraulique à saturation à 5.10^{-5} $m.s^{-1}$. Les autres paramètres hydrodynamiques sont communs à toutes les géométries. Les coefficients n et α de Van Genuchten sont fixés uniformément à respectivement 2 et 1.5 m^{-1}. La teneur en eau résiduelle est fixée à 1% et le coefficient d'emmagasinement à 10^{-8} m^{-1}. Dit autrement et en raison des variations faibles de porosité et de conductivité hydraulique entre les différentes géométries, ce sont ces dernières qui conditionnent majoritairement la variabilité des réponses simulées.

<u>Remarque :</u>

Dans le but de prouver que négliger l'impact des fractures profondes n'entrave pas la bonne modélisation des flux à l'exutoire du bassin, on essaie le modèle sur un test préliminaire. Ce test suppose un aquifère de 8 m de profondeur avec les mêmes paramètres hydrodynamiques que la géométrie 1, et une nappe initialement à une profondeur de 4 m. On laisse cette nappe se drainer pendant 5 jours et on observe la réponse en débit à l'exutoire du bassin. Contrairement à ce que l'on observe généralement sur le bassin versant du Strengbach, cette situation hydrologique hypothétique est susceptible de générer des lames d'eau de surface 2-D. On active donc le compartiment de ruissellement de surface 2-D de NIM pour ce test.

L'intérêt du test est de démontrer que, même sans avoir recours à d'éventuelles fractures profondes, 4 m d'aquifère saturés représentent un stock suffisant pour produire des débits en RS nettement supérieurs aux plus forts pics de crue observés. Puisque la géométrie 1 se caractérise par un aquifère d'une épaisseur moyenne avoisinant les 4 m, ce test préliminaire permet de valider la capacité de la géométrie 1 à disposer d'un stock d'eau suffisant pour générer les débits maximaux de l'exutoire et sans avoir recours à un apport « externe » lié à d'éventuelles circulations profondes. Les géométries 2 à 4 utilisent des paramètres hydrodynamiques très proches de ceux de la géométrie 1. De plus, leur épaisseur d'aquifère moyenne est également proche de 4 m. Par conséquent, on admet que ce test préliminaire qui

écarte l'hypothèse d'écoulements profonds est également valable pour ce qui est des géométries 2 à 4.

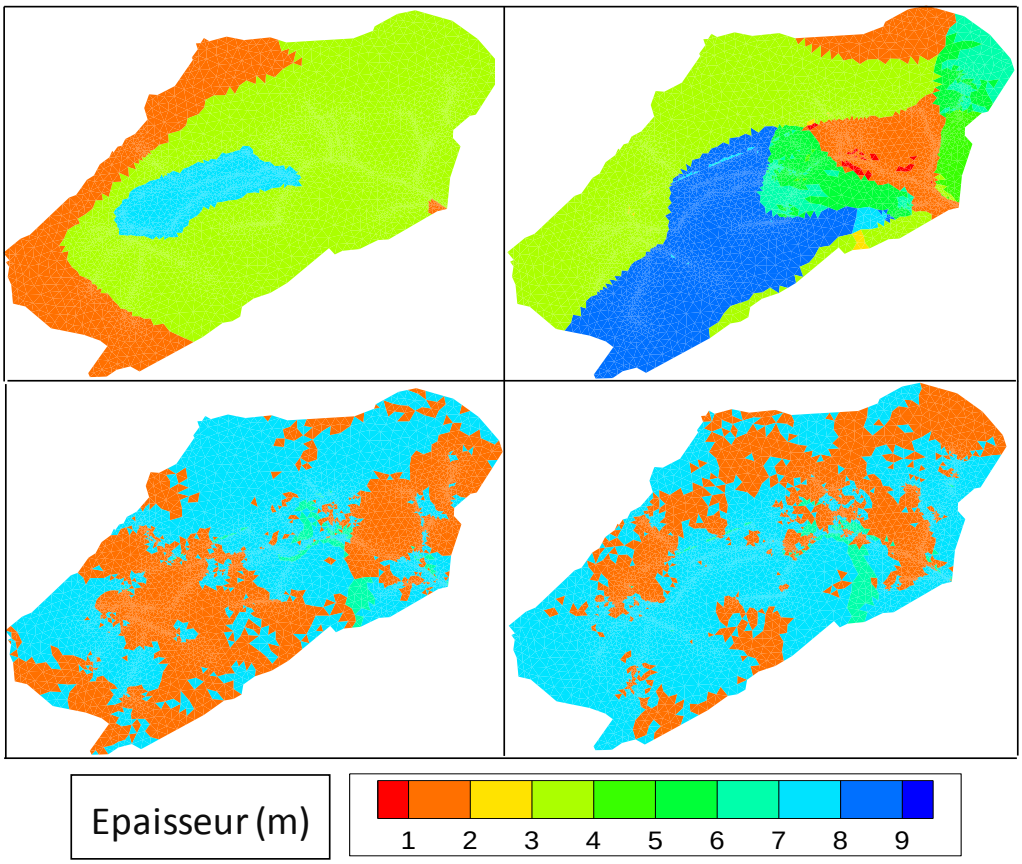


Figure 85 : Champ d'épaisseur de l'aquifère (couche d'altération) recouvrant le substratum granitique du bassin versant du Strengbach pour 4 géométries : géométrie 1 (en haut à gauche), 2 (en haut à droite), 3 (en bas à gauche), 4 (en bas à droite)

3. Résultats

3.1 Test préliminaire

L'hydrogramme résultant du test préliminaire est représenté en Figure 86. L'hydrogramme évolue de façon classique en adoptant une forme convexe, présentant notamment une augmentation rapide du débit dans les 2 premiers jours, puis une récession quasi linéaire en fin de simulation. Les 4 m d'aquifère saturé donnent lieu à un débit de plus de 240 l/s (Figure 86), soit davantage que le débit maximum observé en RS sur les deux périodes d'observation (11 ans de données). Ainsi, l'hypothèse consistant à négliger les circulations d'eau en fractures profondes n'est pas limitante, du point de vue du stock d'eau disponible à l'écoulement. Mieux même, il est *a priori* acquis qu'une bonne partie de l'aquifère restreint à la pellicule d'altération au-dessus du granite montre des épaisseurs saturées moyennes inférieures à 4 m. Il s'agit d'une indication intéressante en l'absence de mesure piézométriques fiables.

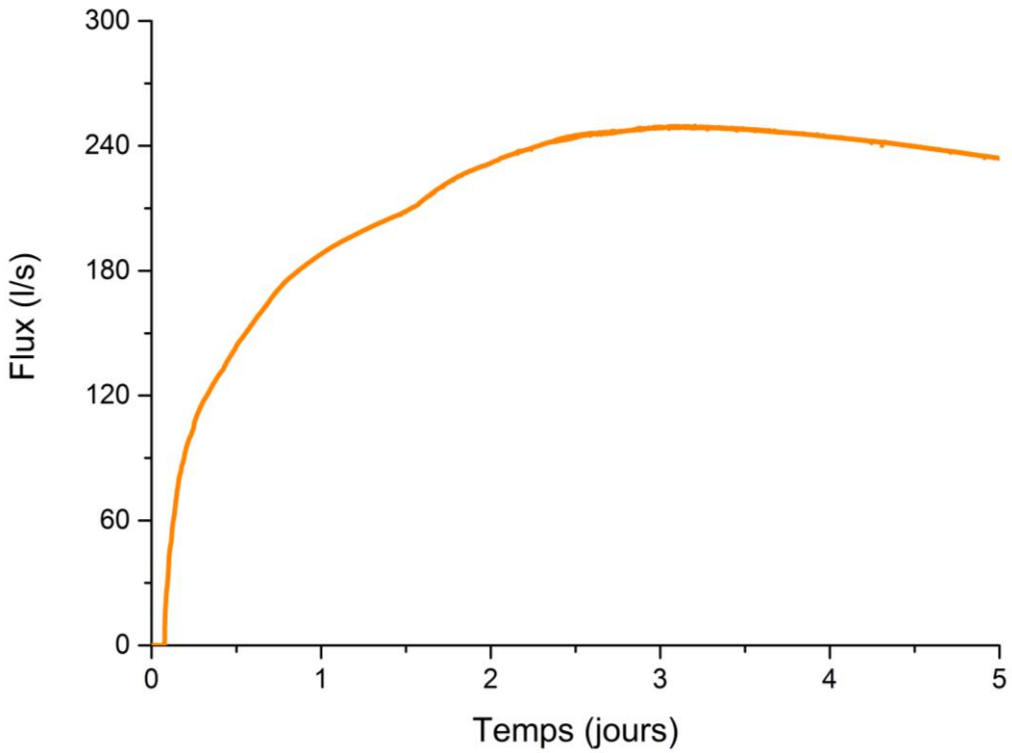


Figure 86 : débit en RS pour le test préliminaire sur le bassin versant du Strengbach

3.2 Résultats de la calibration pour la géométrie 1

Dans la mesure où les forages instrumentés en continu sur le bassin descendent à une profondeur supérieure à celle du substratum granitique, il est impossible de déterminer si le niveau piézométrique qui y est mesuré est relatif aux fractures profondes ou à l'aquifère dans la couche d'altération de surface. Par conséquent, considérant que l'on a fait l'hypothèse de négliger l'ensemble des impacts hydrologiques liés au réseau de fractures, ces informations piézométriques sont malheureusement inutilisables. On se contente donc d'exploiter les informations relatives au débit en RS et RAZS.

Pour la période de calibration de la géométrie 1, les hydrogrammes mesurés et simulés par NIM sont comparés pour RS (Figure 87, partie haute) et RAZS (Figure 87, partie basse). L'accord entre le modèle et les données est bon dans l'ensemble, avec un RMSE de 9.1 m/s pour RS et 3.6 l/s pour RAZS, et des valeurs de KGE égales à 0.89 pour RS et 0.85 pour RAZS. Notamment, les pics de débit liés à la fonte des neiges du mois de décembre 1996 sont plutôt bien décrits. Ainsi, le formalisme adopté dans NIM pour la description des chutes de neige et de la fonte du manteau neigeux s'avère suffisant pour ce qui est de la modélisation du bassin du Strengbach.

Ce formalisme suppose que toute la précipitation qui a lieu alors que la température est inférieure à une certaine température T_{base} n'approvisionne pas directement le modèle hydrologique, mais se stocke sous la forme d'un manteau neigeux (typiquement T_{base} = 0°C). Lorsque la température est supérieure à T_{base}, l'équation de fonte du manteau neigeux est la suivante :

$$V_{fonte} = c_1 * (T - T_{base}) + P * c_2 * (T - T_{base}) \tag{8.1}$$

Où V_{fonte} [L.T^{-1}] est la vitesse de fonte du manteau neigeux, *T* [K] désigne la température, et *P* [L.T^{-1}] est l'intensité de la précipitation. c_1 [L.T^{-1}.K^{-1}] et c_2 [K^{-1}] sont des constantes tabulées et/ou à calibrer.

En moyenne, les pics de crue observés directement après un évènement pluvieux sont simulés avec un décalage inférieur à une heure. Les pics de crue les plus intenses qui marquent le passage d'une saison à une autre sont, eux, reproduits par NIM avec en moyenne un jour de décalage. Les débits simulés en RAZS et RS ont les mêmes qualités mais également les mêmes défauts. La dynamique générale de l'écoulement est plutôt bien reproduite, avec cependant des pics de crue sous-estimés en période d'étiage et des pics de crue surestimés dans les périodes de hautes eaux (Figure 87). Pour RS (Figure 87, partie haute), la montée en débit automnale à la fin du mois d'octobre est surestimée par NIM. A cette période, les stocks d'eau affaiblis par la période d'étiage estivale se remplissent au fur et à mesure des évènements pluvieux. On assiste à un phénomène d'agrégation de ces stocks d'eau vers la partie avale du bassin, jusqu'à exfiltration de nappe dans la partie avale du réseau de chenaux 1-D. A cette période, tout l'enjeu pour le modèle est de parvenir à déplacer les mêmes quantités d'eau que ce que l'on observe sur le terrain. Toutefois, le passage de l'étiage estival à cette montée en débit automnale est un phénomène brusque et donc particulièrement sensible et d'autant plus ardu à modéliser correctement. A ces remarques, on peut ajouter que dans ce bassin montagnard, des périodes de gel ont parfois lieu dès le mois d'octobre, perturbant ainsi le mécanisme d'infiltration dans les sols. Or, cette subtilité n'a pas été prise en compte dans NIM.

La calibration de NIM pour la géométrie 1 n'est donc pas parfaite, mais dans l'ensemble la simulation reproduit assez bien les dynamiques générales de l'écoulement observé dans la rivière.

3.3 Résultats de la calibration pour la géométrie 2

Pour la période de calibration de la géométrie 2, les hydrogrammes mesurés et simulés par NIM sont comparés pour RS (Figure 88, partie haute) et RAZS (Figure 88, partie basse).

Pour RS, l'accord entre modèle et données est assez bon mais légèrement inférieur à ce qui a été observé pour la géométrie 1 (Figure 87 et Figure 88, parties hautes). Le KGE vaut 0.75 et le RMSE est égal 11.1 l/s. De façon assez intéressante, les inadéquations entre débit observé et

simulé sont différentes en géométrie 2 de celles observées en géométrie 1. Contrairement à la géométrie 1, les débits résultant des crues estivales sont surestimés par la géométrie 2 (Figure 88). En revanche, les montées en débit relatives à la saisonnalité du bassin (en Mars, Juin, Novembre et Décembre) sont sous-estimées ici bien plus que pour la géométrie 1. En outre, la surestimation du débit au mois d'Octobre observée en géométrie 1 est moins marquée en géométrie 2. En dépit de ces différences, en RS, l'accord entre modèle et données est du même ordre de grandeur que pour la géométrie 1.

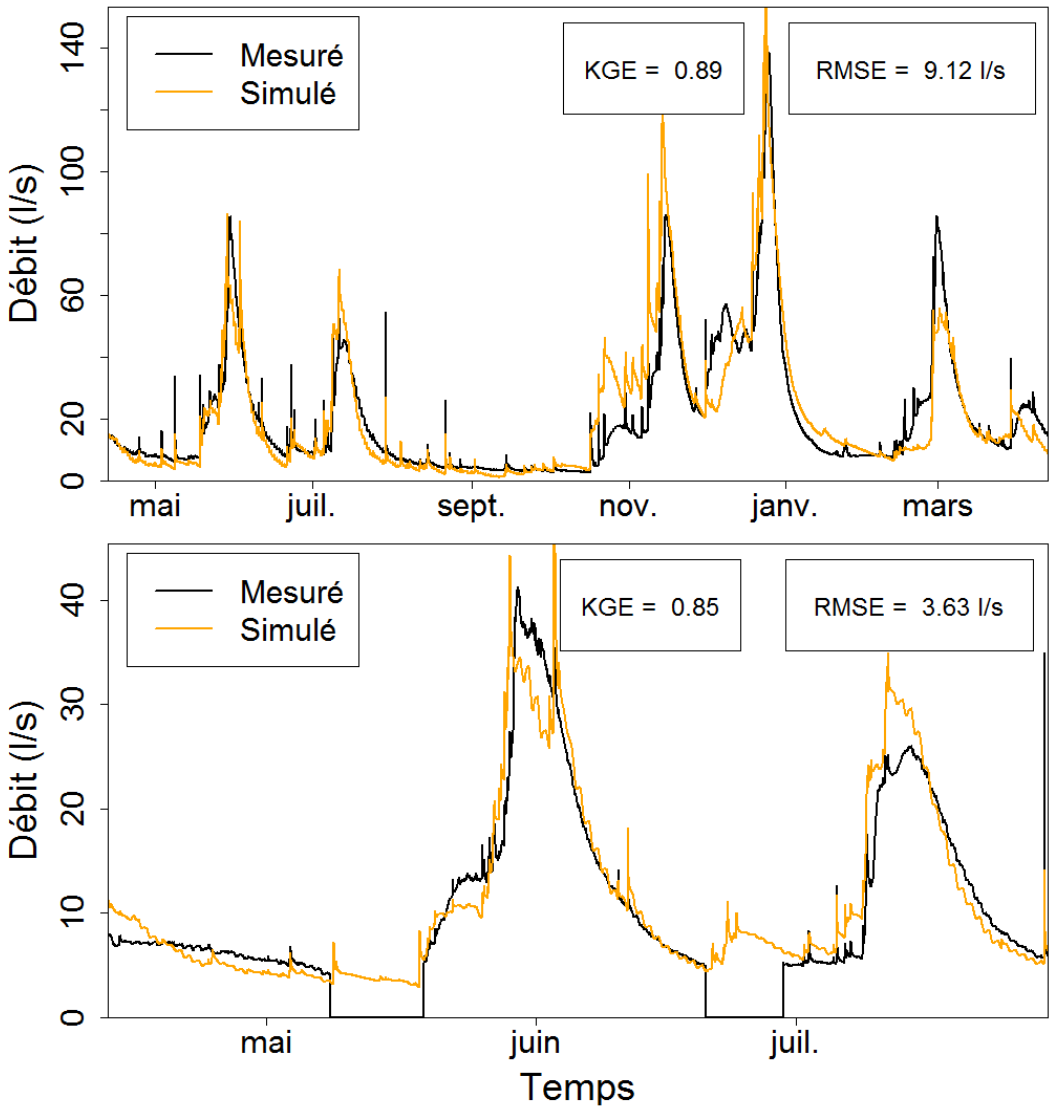


Figure 87 : Comparaison entre débit observé et débit simulé par NIM en utilisant la géométrie 1, entre Avril 1996 et Avril 1997 pour RS (haut) et entre Avril et Août 1996 pour RAZS (bas). Le débit prélevé par le village voisin à des fins d'alimentation en eau potable a été ajouté aux débits observés en RS et RAZS, pour compenser la non-prise en compte de ce prélèvement dans NIM

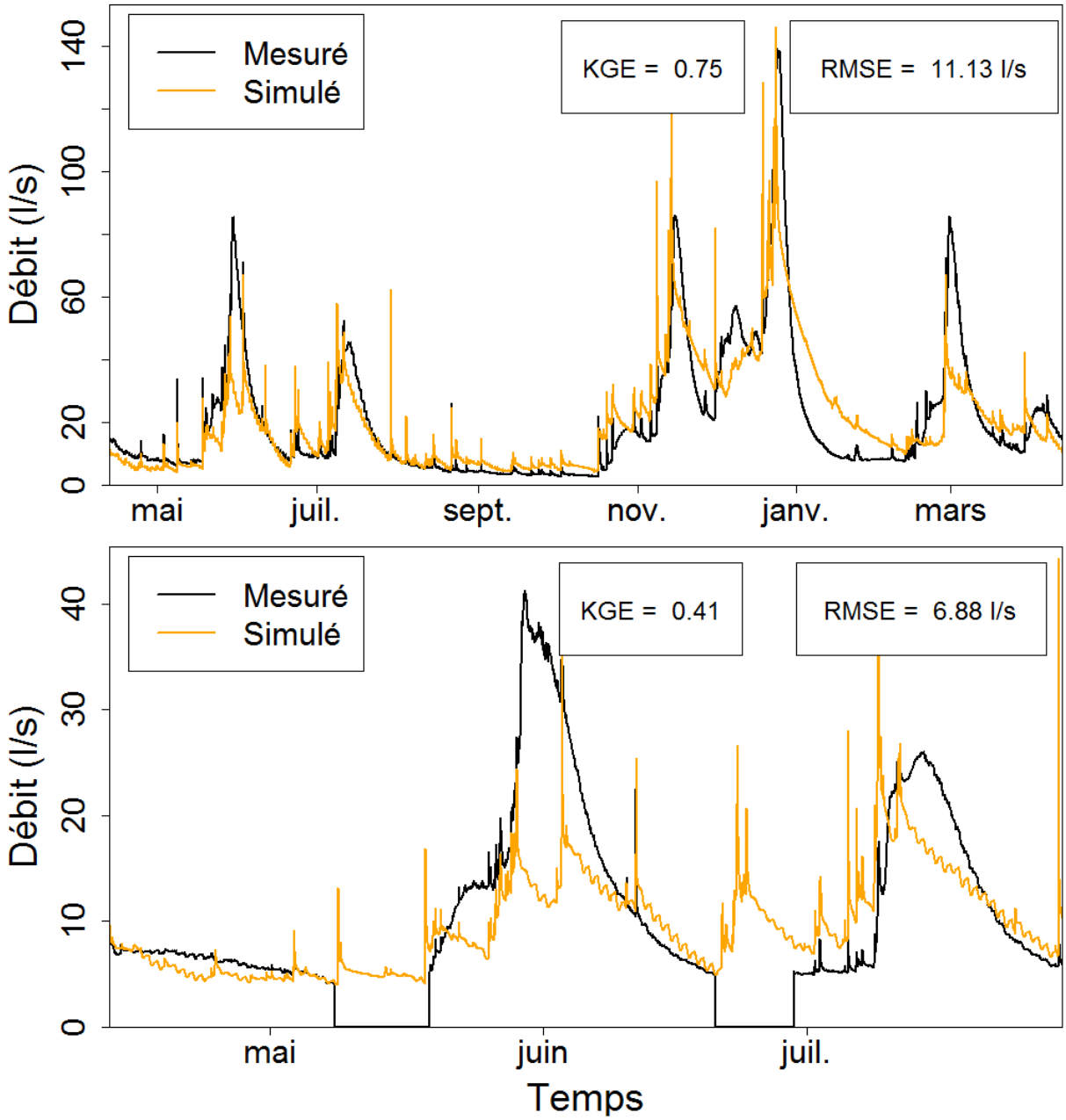


Figure 88 : Comparaison entre débit observé et débit simulé par NIM en utilisant la géométrie 2, entre Avril 1996 et Avril 1997 pour RS (haut) et entre Avril et Août 1996 pour RAZS (bas). Le débit prélevé par le village voisin à des fins d'alimentation en eau potable a été ajouté aux débits observés en RS et RAZS, pour compenser la non-prise en compte de ce prélèvement dans NIM

Ce constat n'est toutefois pas valable pour RAZS. La simulation utilisant la géométrie 2 ne parvient pas bien à capter les variations générales de l'hydrographe observé en ce point. Le KGE est égal à 0.41 et le RMSE vaut 6.9 l/s. Attendu que les paramètres hydrodynamiques associés aux 2 géométries sont quasi-identiques, la variabilité de réponse en RAZS est un effet de géométrie. Il eut de fait été intéressant d'avoir plusieurs observations long-terme en continu du débit de rivière en différents endroits de son parcours, attendu que ces observations puissent

discriminer les effets de différentes géométries de nappe (ou de contrastes locaux de propriétés hydrodynamiques).

3.4 Résultats de la calibration pour les géométries stochastiques 3 et 4

Pour la période de calibration et les géométries stochastiques 3 et 4, les hydrogrammes mesurés et simulés par NIM sont comparés pour RS (Figure 89, partie haute) et RAZS (Figure 89, partie basse). La géométrie 4 fait état d'une épaisseur moyenne d'aquifère supérieure à celle de la géométrie 3 (Figure 85). Ce faisant, elle confère au bassin versant un plus grand stock disponible pour recevoir les intrants pluviométriques. En conséquence, la géométrie 4 réagit beaucoup moins nerveusement que la géométrie 3 à l'arrivée de précipitations (Figure 89).

Sans surprise, le caractère aléatoire volontairement donné à ces géométries, à titre d'essai, conduit à de moins bons ajustements entre le débit simulé et le débit observé que ceux obtenus avec les géométries 1 et 2. Pour RS, on obtient malgré tout une adéquation de qualité moyenne entre NIM et les mesures, avec un KGE supérieur à 0.4 et un RMSE de l'ordre de 15 l/s (Figure 89, partie haute). A l'opposé, le débit en RAZS est très mal reproduit (Figure 89, partie basse). En développant une analyse systématique plus avancée, ces géométries "synthétiques" pourraient néanmoins montrer à quel point le faible conditionnement du bassin versant sur son seul exutoire, peut engendrer de "solutions" correctes où le débit d'exutoire est contrôlé par la géométrie d'une nappe de faible épaisseur mais de forte pente, comme il doit en exister beaucoup en environnement de socle altéré.

3.5 Bilan de la calibration

- Les géométries 1 et 2 permettent de simuler des résultats de bien meilleure qualité que leurs homologues stochastiques, ce qui atteste de leur bien-fondé mais sans que l'on puisse exclure que d'autres géométries puissent être valides.
- Alors que toutes les géométries permettent d'assez bien simuler le débit en RS, seule la géométrie 1 modélise le débit en RAZS avec une précision correcte.
- Il est ardu de simuler correctement à la fois les étiages et les périodes hivernales ; à la fois les réponses directes aux précipitations et les réponses légèrement retardées. La réponse plus ou moins nerveuse est en partie liée à la distribution spatiale des stocks potentiels en eau (épaisseur d'aquifère), mais les stocks effectifs en eau (épaisseur saturée majoritairement) sont également affectés par la réponse, la forte pente du système attirant invariablement l'eau rapidement vers le système drainant toujours à saturation.

Dans la mesure où les meilleurs résultats ont été obtenus avec la géométrie 1, on écarte les géométries 2 à 4 de la suite de cette étude.

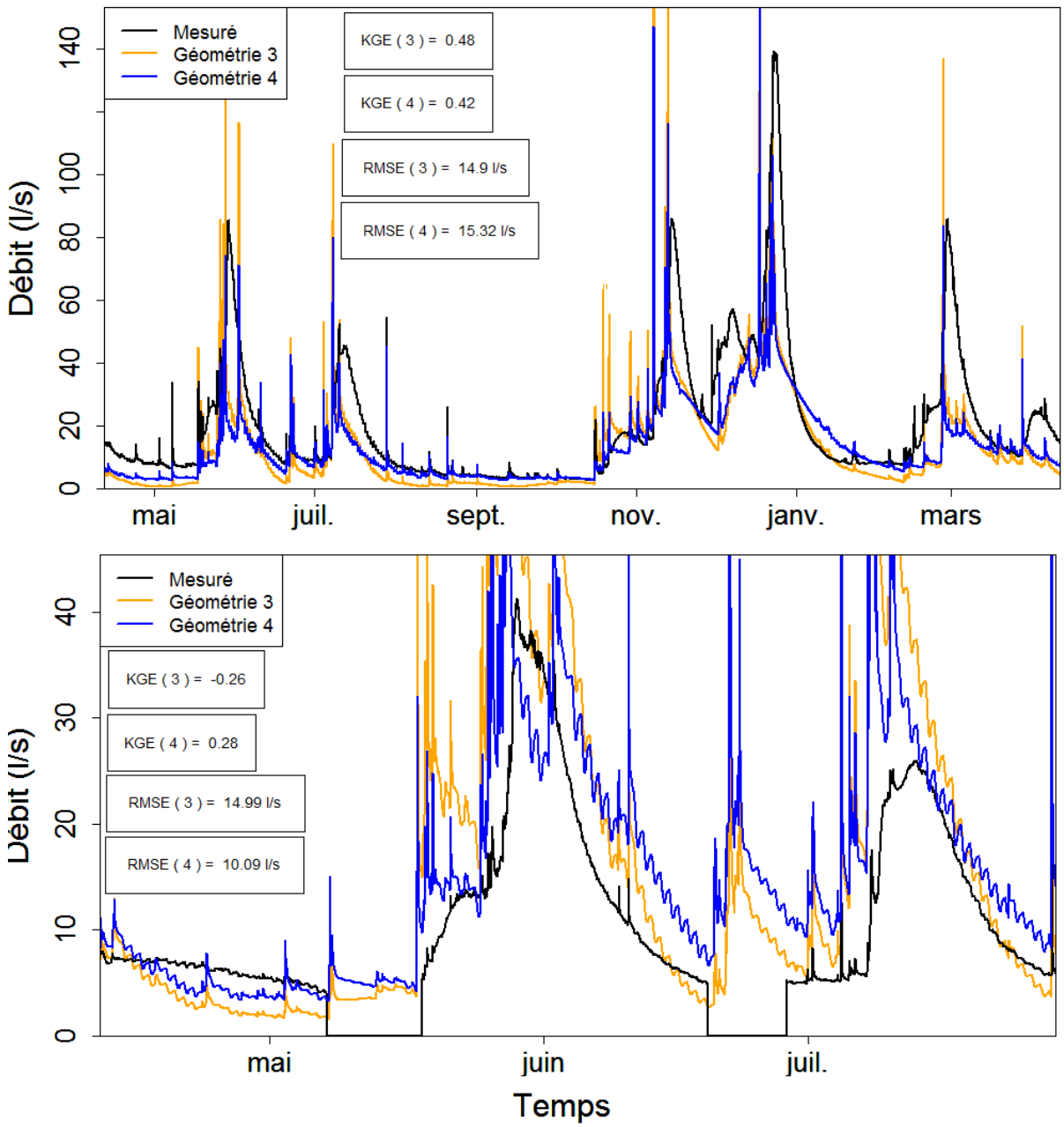


Figure 89 : Comparaison entre débit observé et débit simulé par NIM en utilisant les géométries 3 et 4, entre Avril 1996 et Avril 1997 pour RS (haut) et entre Avril et Août 1996 pour RAZS (bas). Le débit prélevé par le village voisin à des fins d'alimentation en eau potable a été ajouté aux débits observés en RS et RAZS, pour compenser la non-prise en compte de ce prélèvement dans NIM.

3.6 Résultats de la validation pour la géométrie 1

Pour la période de validation de la géométrie 1, les hydrogrammes mesurés et simulés en RS par NIM sont comparés en Figure 90. De même qu'en période de calibration, l'accord général entre le débit observé et le débit simulé est plutôt bon. Le KGE baisse très peu de 0.88 en calibration à 0.87 en validation. Le RMSE ne se dégrade pas beaucoup non plus : de 9.12 l/s en calibration à 9.84 l/s en validation.

La qualité de ce résultat est toutefois à modérer, dans la mesure où la période de calibration a montré que le débit en RS est relativement bien reproduit par différentes géométries y compris des géométries purement stochastiques. Malheureusement, le conditionnement par le débit en RAZS, plus discriminant (en tout cas plus difficile à reproduire), n'est pas possible pendant la période de validation à défaut de données disponibles.

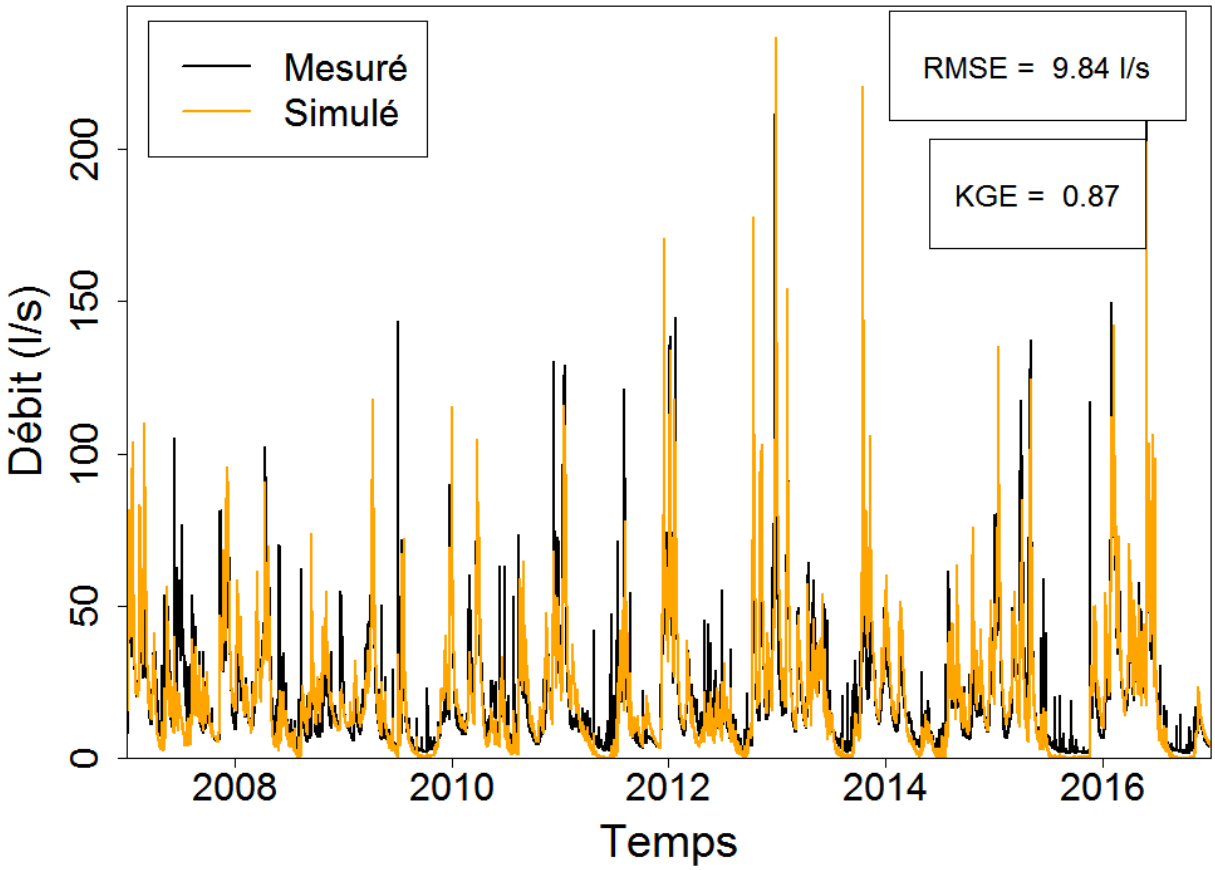


Figure 90 : Comparaison entre débit observé en RS et débit simulé en RS par NIM en utilisant la géométrie 1, entre Janvier 2007 et Décembre 2016. Le débit prélevé par le village voisin à des fins d'alimentation en eau potable a été ajouté au débit observé en RS, pour compenser la non-prise en compte de ce prélèvement dans NIM

En outre, la simulation de validation met en exergue la tendance de NIM à mal reproduire les étiages. Le modèle simule régulièrement des débits d'étiage plus faibles que les débits observés. Or, ce phénomène n'a pas été observé dans la période de calibration. Ainsi, celui-ci est attribué à plusieurs facteurs :

- Les besoins d'alimentation en eau potable augmentent. Ainsi, dans la période de calibration $Q_{village}$ vaut 5% du débit mesuré en RS en moyenne contre 15% pendant la période de validation. Par conséquent l'hypothèse qui consiste à négliger les phénomènes hydrologiques liés au captage des sources dans NIM est moins valide dans la période de validation.
- Le bassin versant du Strengbach appartient à des propriétaires privés susceptibles d'influencer le comportement hydrologique du site. (e.g. déforestation, construction

d'un bassin) Dans la mesure où la phase de validation a utilisé la même information topographique que celle utilisée dans la phase de calibration, ces changements n'ont pas été pris en compte. Sur un bassin versant de petite taille et avec une faible capacité de stockage, divers aménagements du "paysage" peuvent influencer la dynamique du système.

- La méthode de forçage 1 (utilisée pour l'ensemble des simulations exposées jusqu'ici) suppose que l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle. Or, en période estivale, lorsque les sols sont secs, cela peut s'avérer faux.

Dans le but de déterminer si la méthode de forçage 1 est responsable de la simulation parfois insatisfaisante des étiages, la méthode de forçage 2 (i.e, le calcul de l'évapotranspiration réelle par la méthode de la FAO) y est comparée. La Figure 91 représente le débit simulé par NIM en RS en 2012 et 2013, avec la méthode de forçage 1 et avec la méthode de forçage 2.

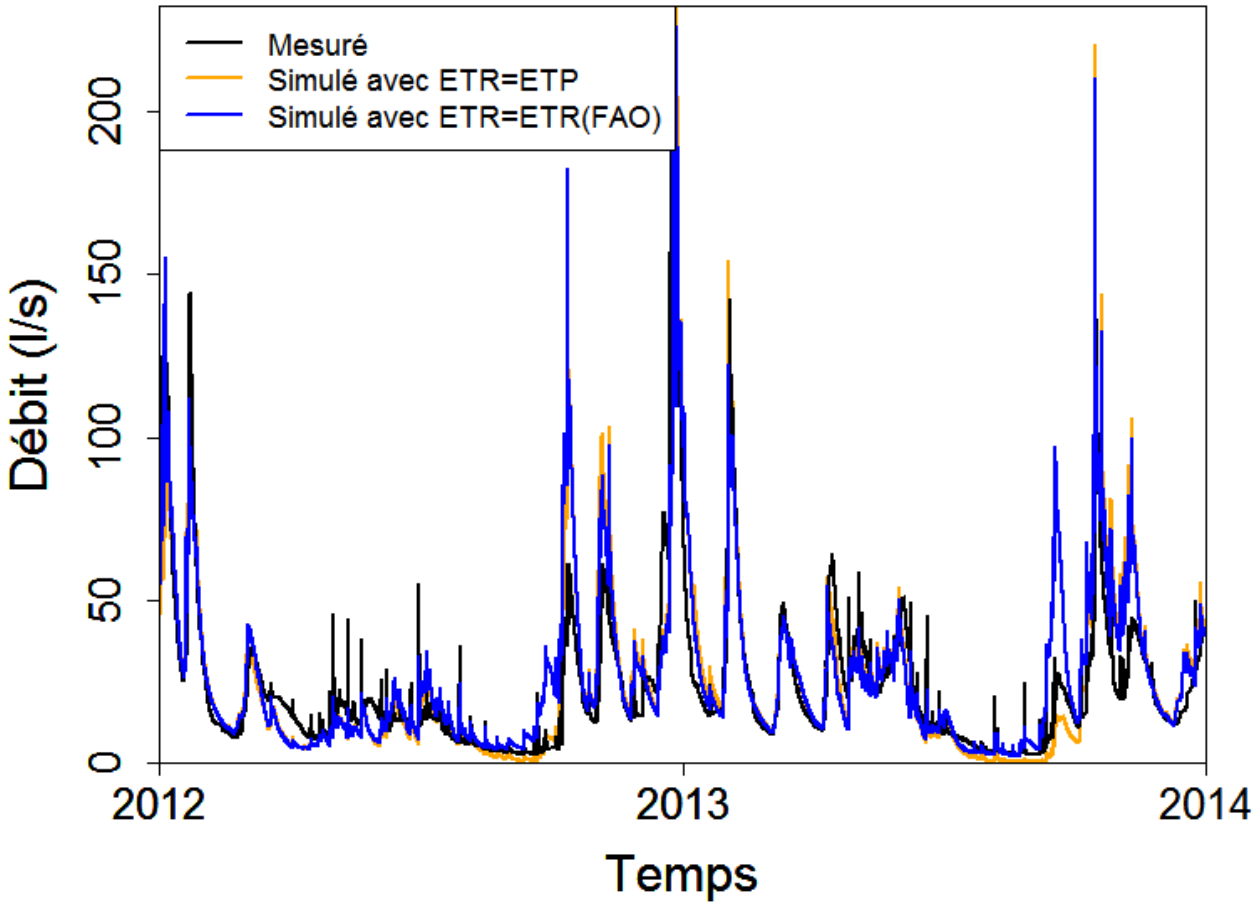


Figure 91 : Débit simulé par NIM en RS en 2012 et 2013, avec la méthode de forçage 1 (évapotranspiration réelle égale à l'évapotranspiration potentielle, ce que l'on note ETR=ETP) et la méthode de forçage 2 (évapotranspiration réelle calculée par la méthode de la Food and Agriculture Organization, ce que l'on note ETR=ETR(FAO))

La Figure 91 indique assez clairement qu'utiliser la méthode de forçage 2 au lieu de la méthode de forçage 1 permet d'empêcher l'assèchement total de la rivière (comme par exemple dans l'Eté 2013). Toutefois, cela se fait au prix d'une surévaluation du débit en RS à certaines dates, notamment au début de l'Automne 2013. Il est tout de même à noter que la calibration et la validation de NIM ont été effectuées à partir de la méthode de forçage 1. Peut-être les résultats de la calibration auraient-ils été encore meilleurs si celle-ci avait utilisé la méthode de forçage 2.

Le revers apparu en période de validation semble donc s'expliquer principalement par la méthode de forçage choisie. Malgré tout, l'accord entre simulations et observations est plutôt bon dans l'ensemble. On se propose donc d'utiliser les résultats du modèle dans l'idée de fournir des contraintes hydrologiques aux différents processus ayant cours sur le bassin versant. Parmi ces contraintes, l'identification des temps de séjour de l'eau et des zones contributives à un écoulement intéressent les suivis géochimiques. Dans les faits, un traitement annexe de la modélisation NIM et permettant de déterminer les lignes de courant a été développé et appliqué au bassin.

4 Application d'un module de lignes de courants au bassin versant du Strengbach

A partir de la simulation sur la période de validation, les temps de séjour de l'eau dans le milieu souterrain ont été calculés à partir d'une technique de backtracking de particules initialement réparties le long de la partie en eau du réseau de chenaux 1-D.

4.1 Principe de la méthode de backtracking

Cette technique utilise les champs de vitesse calculés par NIM dans le but d'identifier les positions et temps antérieurs d'une particule qui arrive à un instant précis et un endroit précis du système. Dans le cas présent, la variabilité temporelle du champ de vitesse dans le système souterrain suppose de travailler soigneusement la technique "simple" de backtracking en contexte d'écoulement transitoire. On illustre le principe de la technique à l'aide de la Figure 92. On se place à une date donnée, par exemple le 1er Janvier 2010 à 23h59. A cette date, on enregistre l'étendue du réseau 1-D en eau. Sur tout le long de cette étendue en eau, on disperse des particules sur chacune des deux rives du chenal. Ici, on a représenté une seule particule, qui se trouve au point *a* (Figure 92) le 1er Janvier 2010 à 23h59. A partir des résultats issus des simulations de NIM, on a accès au champ de vitesses sur le bassin versant le 1er Janvier 2010 à midi, noté $V_{01/01/2010}$. On fait l'hypothèse que ce champ de vitesse est valable de 00h01 à 23h59 le 1er Janvier. Supposer ainsi que le champ de vitesse à midi est valable pour l'ensemble de la journée permet de trouver un équilibre entre précision des résultats et considérations numériques (le stockage des champs de vitesse pour l'ensemble des nœuds de calcul devient vite encombrant).

Ainsi, on a accès au vecteur vitesse auquel est soumise la particule qui se trouve au point *a* au 1er Janvier 2010 à 23h59. On note ce vecteur $V_{01/01/2010}(a)$. En soumettant la particule

à une vitesse de même module mais de sens opposé à $V_{01/01/2010}(a)$, on peut remonter la trajectoire de la particule en fonction du temps. Puisque le champ de vitesse $V_{01/01/2010}$ n'est pas uniforme, le backtracking de la particule ne produit pas une trajectoire rectiligne, mais curvilinéaire en fonction des composantes de vitesse échantillonnées (d'où le déplacement de la particule de *a* vers *b* puis de *b* vers *c* en Figure 92). On soumet ainsi la particule au champ de vitesse $-V_{01/01/2010}$ jusqu'à ce que l'on ait retrouvé la position de la particule au 31/12/2009 à 23h59. Dans notre exemple, cette position correspond au point *c* (Figure 92). Pour remonter davantage la trajectoire de la particule en fonction du temps, on soumet la particule à $-V_{31/12/2009}$, i.e l'opposé du champ de vitesse au 31/12/2009 à midi. On en déduit ainsi la position des points suivants. Le 30/12/2009 à 23h59, on met à nouveau à jour le champ de vitesse, etc… Dans les faits on reconstitue le chemin et les temps de passage (ou d'entrée) d'une masse d'eau qui arrive à un instant t à un endroit donné. Il faut noter que cette reconstruction ne donne pas les flux instantanés le long du parcours suivi, ni les conditions de mélange entre une eau présente dans le système souterrain et une eau qui entre dans le système. Par conséquent, les temps de passages recueillis par une particule en "bactrack" sur son parcours ne donnent pas la distribution exacte des temps de séjour présents dans un volume d'eau arrivant en un point à un instant *t*. Cette distribution des temps de séjour doit se calculer par la résolution explicite d'un problème de transport (ou d'un calcul de tubes de courant), non encore implémenté dans NIM. Une solution palliative, mais qui reste approximative est de distribuer des particules uniformément sur l'ensemble du système, de les faire suivre un chemin dans le sens normal (par opposition à inverse) des champs de vitesse et de collecter les temps d'arrivée des particules dans une zone donnée. Cette alternative est implémentée, mais là encore, la distribution des temps reste approximative puisqu'elle suppose une entrée d'eau uniforme et instantanée sur le système.

4.2 Aires contributives à l'écoulement à l'exutoire

La Figure 93 représente l'application de cette méthode de "backtracking" en régime transitoire pour tous les points en eau du réseau de chenaux 1-D, à deux dates différentes, le 1er Juillet 2010 (partie droite) et le 1er Mars 2010 (partie gauche), pour la géométrie 1. Puisque les particules prennent leur origine dans la portion en eau de la rivière 1-D, la densité des lignes de courant atteste de l'aire contributive au débit dans la rivière à un instant donné. Ces aires sont variables (assez faiblement en général) dans le temps et dépendent de la proportion en eau du réseau de chenaux 1-D. Le temps de séjour caractéristique est de l'ordre de 100-200 jours, et en général, l'ensemble du bassin contribue au débit à l'exutoire. Quelques exceptions subsistent, notamment pendant l'étiage estival. A ces périodes, quelques fractions du bassin peuvent ne pas contribuer au débit dans la rivière, sans toutefois que le temps de séjour caractéristique ne varie. On notera qu'il ne faut pas analyser trop finement la figure 10 sur la densité des lignes de courant tracées pour estimer les zones contributives du bassin. Cette densité est directement proportionnelle à la longueur en eau du réseau drainant, plus faible en été qu'en hiver. En revanche, on peut sans conteste regarder "l'enveloppe" générale des lignes de courant pour estimer les zones contributives.

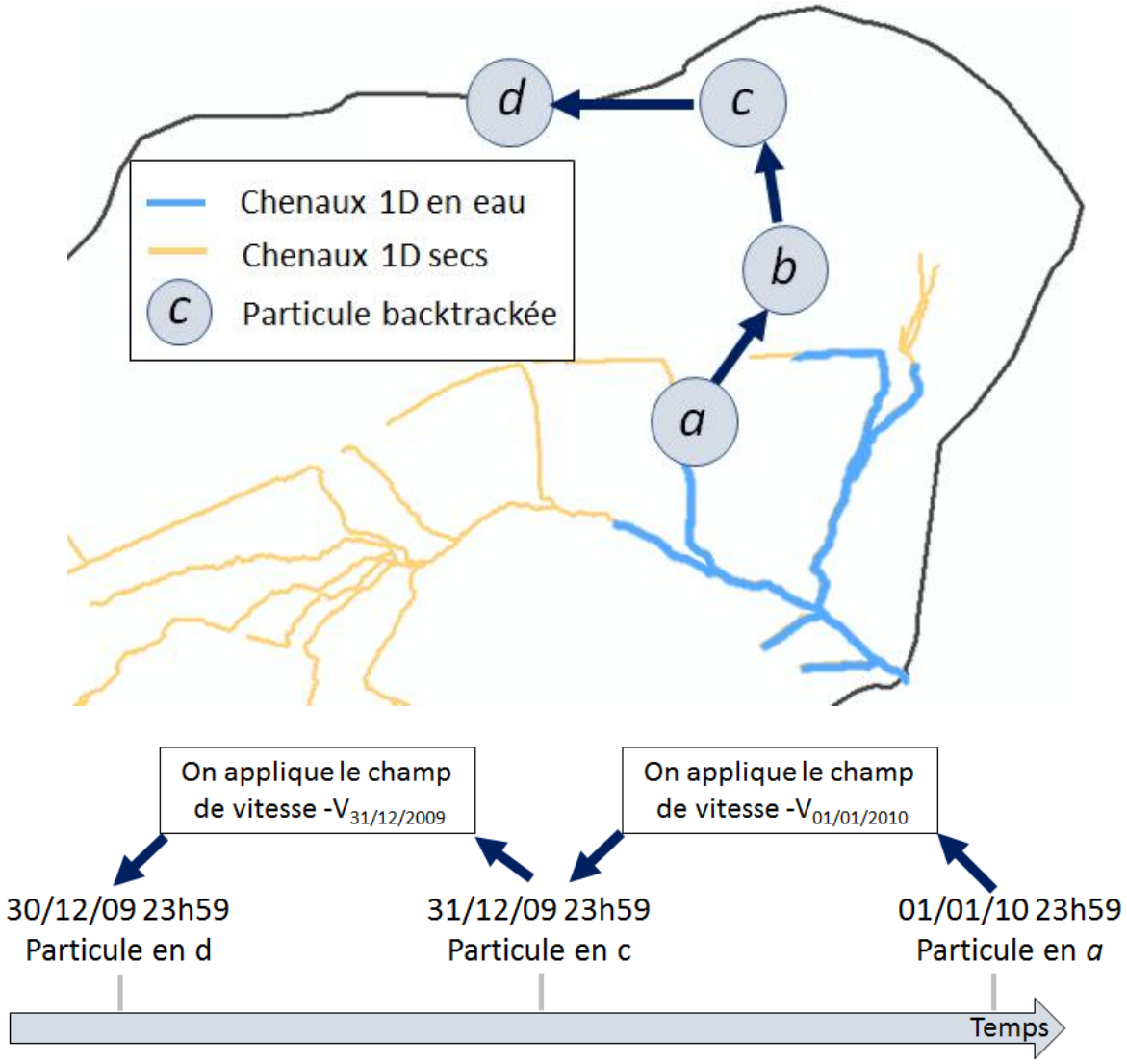


Figure 92 : Schéma de principe de la méthode de backtracking employée pour déterminer les lignes de courant qui participent au débit à l'éxutoire du bassin versant du Strengbach. On place des particules le long de la partie en eau du réseau de chenaux 1D (ici on n'en représente qu'une, située en a *le 01/01/10 à 23h59). NIM simule à cette date un champ de vitesse sur la surface du bassin (non uniforme), noté* $V_{01/01/2010}$*. En appliquant à la particule un champ opposé à* $V_{01/01/2010}$*, on retrace sa position jusqu'au 31/12/09 à 23h59. Ensuite, pour remonter davantage la trajectoire de la particule en fonction du temps, on actualise le champ de vitesse, et ainsi de suite. La fréquence d'actualisation du champ de vitesse a été fixée à une actualisation par jour de façon à trouver un équilibre entre précision des résultats et considérations numériques (Le stockage des champs de vitesse pour l'ensemble des nœuds de calcul devient vite encombrant)*

On peut également remarquer qu'aux alentours des sommets les eaux sont particulièrement lentes (Figure 93). Les sommets du bassin ont par définition une étendue contributive nulle et dans le cas présent, les fortes pentes incitent le peu d'eau présente à descendre dans le bassin versant. L'aquifère y est donc généralement presque entièrement désaturé. Il en résulte des conductivités hydrauliques effectives très inférieures aux

conductivités à saturation (en particulier pour un sol sableux comme au Strengbach) et donc des vitesses d'écoulement très faibles.

Par ailleurs, ce phénomène est exacerbé par les hypothèses simplificatrices de NIM. Pour le comprendre, raisonnons sur un exemple. Dans la géométrie 1, sur la partie haute du bassin, le substratum est généralement à une profondeur de l'ordre de 2 m (Figure 85). Considérons donc une colonne de sol de 2 m de profondeur, située au sommet du bassin, entièrement désaturée et à l'équilibre hydrostatique, de telle sorte que la pression au niveau du substratum vaille -1 m. Puisqu'on est à l'équilibre hydrostatique, la pression à la surface est égale à la somme de la pression au substratum et de l'opposé de l'épaisseur totale de l'aquifère. Ainsi, la pression à la surface vaut -3 m. Un évènement pluvieux s'abat sur cette colonne de sol.

- En pratique, l'équilibre hydrostatique n'est pas instantané après un évènement pluvieux. La précipitation est donc susceptible de générer temporairement une couche saturée en eau dans la partie la plus superficielle du sol, tout en maintenant une pression de -1 m au niveau du substratum. Ainsi, la conductivité hydraulique de la zone saturée de surface est apte à générer des vitesses d'écoulement non négligeables.
- Dans NIM, on fait l'hypothèse d'un équilibre hydrostatique instantané, faisant que l'évènement pluvieux se répercute sous la forme d'une élévation instantanée de pression appliquée à l'ensemble de la colonne. Par exemple, la pression au substratum peut passer de -1 m à -0.5 m et la pression à la surface de -3 m à -2.5 m. Ainsi, l'épaisseur de sol saturé (i.e, à pression positive) modélisée par NIM est nulle à tout instant, contrairement à ce qui se passe en pratique. Les vitesses simulées par NIM s'en retrouvent donc sous-évaluées.

4.3 Application au suivi géochimique

La composition chimique des eaux du Strengbach dépend du temps de contact entre l'eau et la roche. En effet, l'écoulement souterrain altère progressivement l'aquifère, se chargeant ainsi en divers minéraux (magnésium, calcium, silice, sodium, potassium, etc..) au fil du temps. Or, l'étude hydrogéochimique du Strengbach suscite l'intérêt de la communauté scientifique pour son rôle « démonstrateur » des mécanismes d'altération en milieu de socle (e.g;, Ackerer et al., 2018; Gangloff et al., 2014; Lucas et al., 2017; Pierret et al., 2014; Probst et al., 1990). Dans les études géochimiques parues jusqu'ici, la trajectoire et le temps de séjour de l'eau dans le milieu souterrain sont déduits de façon simplifiée, en supposant par exemple une vitesse moyenne uniforme et une trajectoire rectiligne. (Ackerer et al., 2018; Goddéris et al., 2006; Lucas et al., 2017; Maher, 2010).

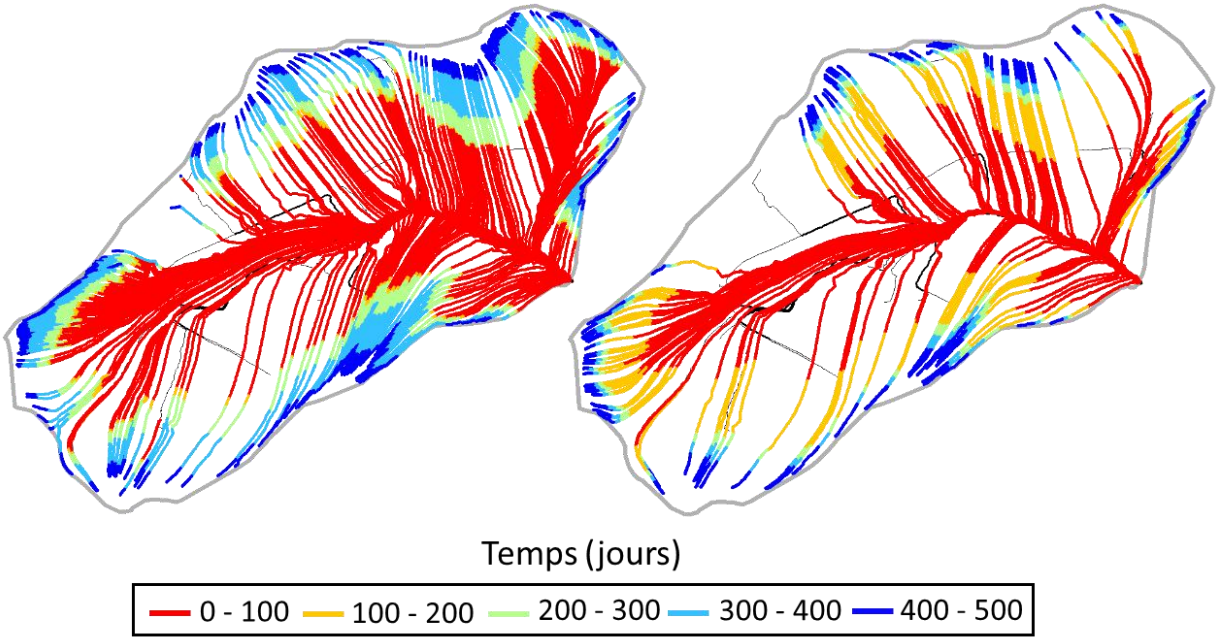


Figure 93 : lignes de courant du compartiment souterrain qui approvisionnent le réseau de chenaux 1D à la date du 1er mars 2010 (gauche) et du 1er juillet 2010 (droite). L'échelle de couleur indique qu'une particule d'eau parvenant à la rivière à une date donnée (e. g. 1er mars 2010) est partie de ou est passée par un point donné du bassin versant X jour auparavant. La densité des lignes de courant dépend directement de la portion en eau du réseau de chenaux 1D à une date donnée (e. g. 1er mars 2010).

Dans ce contexte, les simulations de NIM relatives au temps de séjour de l'eau dans le milieu souterrain sont dignes d'intérêt. En effet, celles-ci ont le potentiel de conditionner les recherches hydrogéochimiques sur une base plus réaliste, notamment en apportant une contrainte durée – longueur de contact de l'eau dans un système réactif avec la roche ou son altérite. On applique donc une technique de "backtracking" similaire à celle décrite en Figure 92 afin de générer les lignes de courant qui arrivent à l'ensemble des points de prélèvements hydrogéochimiques sur le bassin versant du Strengbach (Figure 94).

Les résultats indiquent que la vitesse de l'eau sur une même ligne de courant n'est pas constante (Figure 94). Par ailleurs, certains prélèvements, comme CS2 (Figure 94) captent des lignes de courant provenant d'emplacements multiples, et aux profils de vitesses différents. Ainsi, les particules arrivant à CS2 par le Sud ont parcouru plus de distance en 100 jours que celles qui y sont arrivé par le Nord (i.e., les longueurs des portions rouges des lignes de courant Nord et Sud différent pour CS2 dans la Figure 94).

Ces observations attestent que la dynamique hydrogéochimique du Strengbach est plus complexe que ce qui a été supposé dans la littérature scientifique. Par conséquent, une collaboration est en cours avec les auteurs de Ackerer et al., (2018). Cette collaboration vise à investiguer la composition géochimique des eaux du Strengbach au regard des informations de conditionnement fournies par NIM, en utilisant le modèle hydrogéochimique KIRMAT (Gérard et al., 1998).

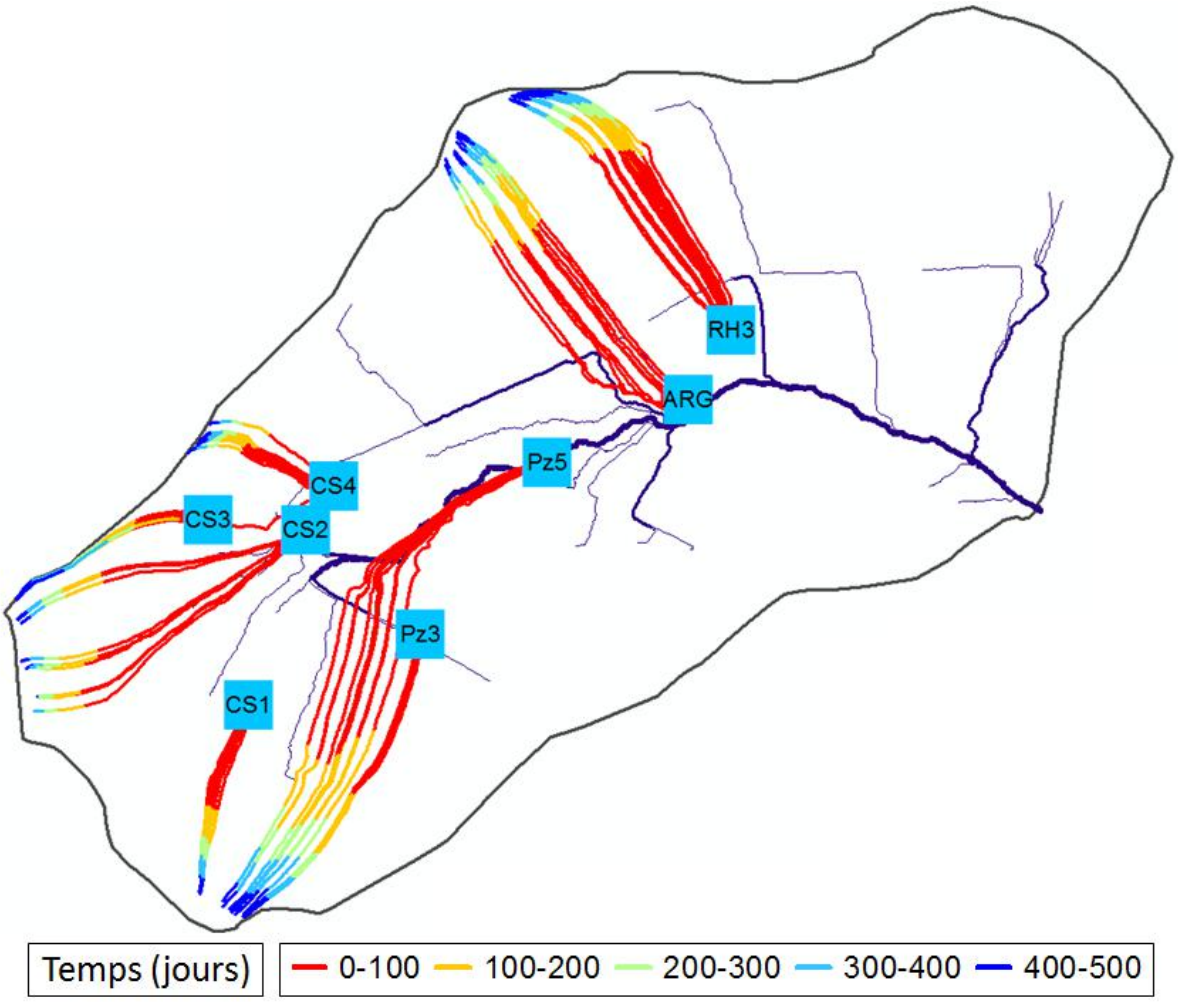


Figure 94 : lignes de courant du compartiment souterrain qui approvisionnent les points de prélèvement hydrogéochimiques sur le bassin versant du Strengbach le 29 Mars 2011. L'échelle de couleur indique qu'une particule d'eau parvenant à un point de prélèvement le 29 Mars 2011 est partie de ou est passée par un point donné du bassin versant X jour auparavant. Les carrés bleus désignent les points de prélèvements hydrogéochimiques.

Dans la mesure où ce couplage entre modélisation hydrologique et hydrogéochimique est relativement novateur, considérant par ailleurs que les résultats de cette collaboration ne sont pas encore publiés au moment de l'écriture de ce manuscrit, ceux-ci ne sont pas détaillés ci-après. Quoi qu'il en soit, ils s'avèrent très encourageants. Les concentrations en élément chimiques mesurées correspondent bien aux concentrations simulées par la chaîne de traitement NIM/KIRMAT.

5 Collaborations : Informations de conditionnement supplémentaires

Etant donné le manque d'information fiable de piézométrie qui viendraient en complément des mesures continues de débit pour aider à inverser les paramètres du sol (et la géométrie de nappe), les équipes de recherche intéressées par le bassin versant du Strengbach

se tournent vers l'emploi de mesures géophysiques. Notamment, la résonance magnétique des protons (RMP) (Boucher et al., 2015; Girard et al., 2007, 2005) et les anomalies du signal gravimétrique haute fréquence et haute résolution spatiale suscitent l'intérêt (Masson et al., 2012).

A terme, le but est d'utiliser ces informations géophysiques afin de mieux conditionner les paramètres du sol de NIM. Dans ce but, des collaborations sont en cours avec divers chercheurs. Un post-traitement déterminant la teneur en eau simulée par NIM en tout point de calcul et à toute profondeur a donc été produit. A partir de cette sortie, il est possible de calculer le signal gravimétrique et le signal RMP correspondant aux simulations de stocks locaux en eau issus de NIM. Une comparaison entre les signaux RMP et gravimétriques observés et leurs homologues simulés à partir des sorties de NIM offre ainsi un élément supplémentaire d'évaluation du modèle hydrologique.

Les travaux relatifs au conditionnement de NIM à l'aide d'une étude gravimétrique sont en cours, mais n'ont pas encore produit de résultat tangible. En revanche, le conditionnement de NIM par le signal RMP a déjà abouti a de premiers résultats, présentés ci-après (N. Lesparre, communication personnelle, 2018).

La Figure 95 représente les résultats des simulations de NIM pour 60 jeux de paramètres différents (conductivité hydraulique à saturation, porosité, et épaisseur de l'aquifère) dans la zone correspondant à une profondeur d'environ 8 m dans la géométrie 1 (Figure 85). On appellera cette zone la « zone centrale » dans les paragraphes suivants Dans le reste du bassin versant, les paramètres hydrodynamiques et la géométrie de l'aquifère sont laissés à l'identique pour chacune des 60 simulations (Les paramètres et la géométrie choisis ne correspondent pas exactement à la géométrie 1). La période testée s'étend du 1er Avril 2013 au 31 Mai 2013. Pour chaque simulation, on a calculé le RMSE entre signal RMP observé et simulé (noté RMSE(RMP) ci-après). On a aussi calculé le KGE pour le débit en RS (noté KGE(Q_{RS}) ci-après). Les résultats sont représentés dans un plan à deux dimensions (porosité et épaisseur) pour deux valeurs différentes de conductivité hydraulique à saturation. Une simulation optimale se caractérise par KGE(Q_{RS}) = 1 et RMSE(RMP) = 0.

Les conditionnements par le débit à l'exutoire et le signal RMP se complètent bien. En effet, il s'avère difficile de satisfaire à la fois l'un et l'autre des conditionnements. Par exemple, pour une conductivité hydraulique à saturation égale à 10^{-3} m/s dans la zone centrale (Figure 95, partie basse), les meilleures valeurs de KGE(Q_{RS}) sont obtenues pour une forte porosité (20%) et une épaisseur d'aquifère de 8 m environ dans la zone centrale. En revanche, à cette valeur de conductivité hydraulique à saturation, les meilleures valeurs de RMSE(RMP) sont obtenues pour une porosité très faible (5%) et une épaisseur d'aquifère de plus de 11 m.

Avec une conductivité hydraulique à saturation égale à 10^{-4} m/s dans la zone centrale (Figure 95, partie haute), les valeurs de KGE(Q_{RS}) et RMSE(RMP) sont légèrement moins satisfaisantes qu'à 10^{-3} m/s. Néanmoins, à cette valeur de conductivité, les deux

conditionnements sont plus cohérents l'un avec l'autre, dans le sens où les valeurs optimales de KGE(Q_{RS}) et RMSE(RMP) se situent dans la même partie du plan porosité/épaisseur de l'aquifère. Ainsi, trouver la combinaison de paramètres qui maximisent ces deux conditionnements est ardu ; ce constat limite de fait les problèmes d'équifinalité des paramètres du modèle. Par conséquent, la démarche de contrainte des paramètres de NIM par la RMP en sus du débit à l'exutoire s'avère particulièrement intéressante.

Ces collaborations interdisciplinaires s'inscrivent pleinement dans l'objectif du projet HYDROCRIZSTO et mettent en valeur l'applicabilité de NIM sur des problématiques réelles.

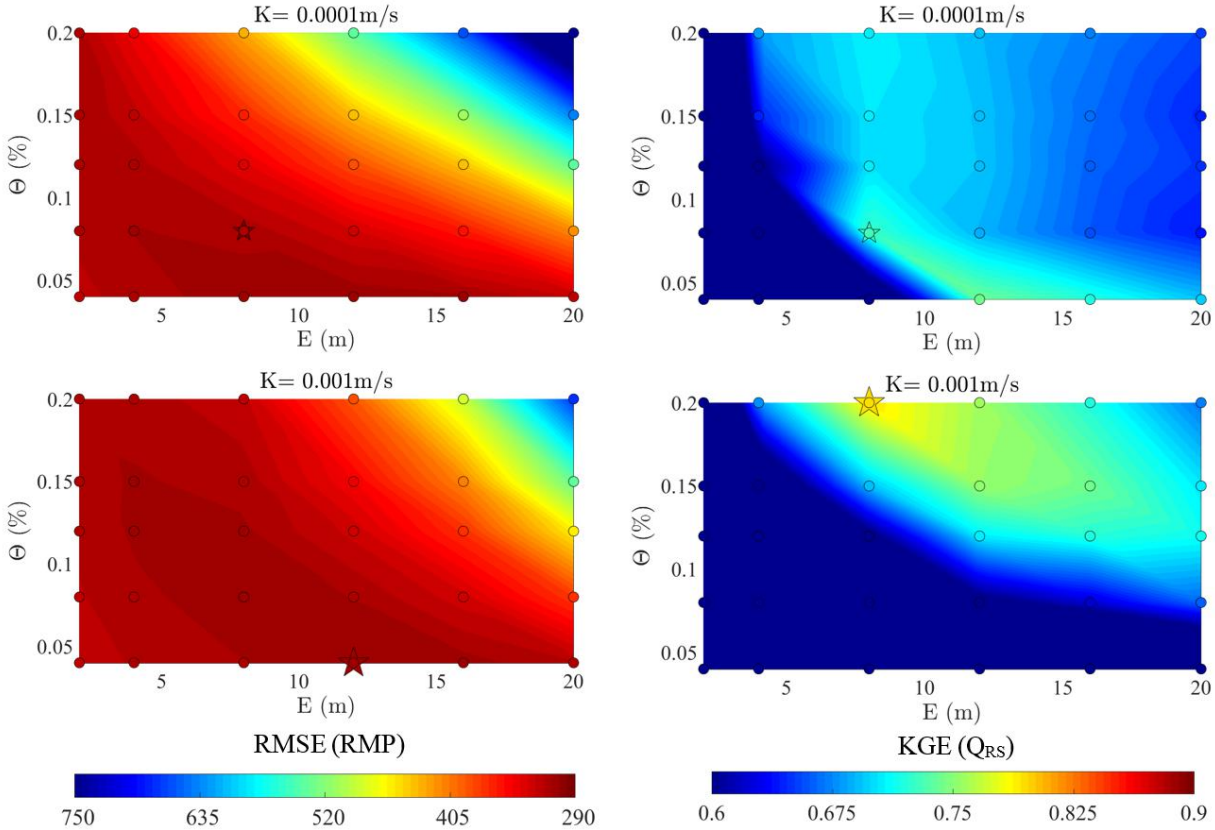


Figure 95 : Comparaison entre observations et simulations par NIM pour le bassin versant du Strengbach, pour 60 jeux différents de paramètres hydrodynamiques dans une zone donnée (épaisseur de l'aquifère notée E, porosité notée Θ, et conductivité hydraulique à saturation notée K). La période simulée s'étend du 1er Avril 2013 au 31 Mai 2013. On représente le coefficient de Kling-Gupta pour le débit à l'exutoire, noté KGE(Q_{RS}) (droite), et le RMSE pour le signal de résonance magnétique protonique, noté RMSE(RMP) (gauche). Les cercles correspondent aux combinaisons de paramètres hydrodynamiques testées. Les petites étoiles correspondent à une simulation de référence. Les grosses étoiles indiquent les combinaisons de paramètres qui produisent les valeurs optimales de KGE(Q_{RS}) et RMSE(RMP). De Lesparre (communicaiton personnelle, 2018)

6 Conclusion

NIM a été appliqué au bassin versant du Strengbach dans le contexte du projet HYDROCRIZSTO.

Différentes spatialisations du champ d'épaisseur de l'aquifère ont été essayées. Les différents tests réalisés attestent qu'il n'est pas nécessaire de modéliser un réseau de fractures profondes pour modéliser correctement le débit à l'exutoire du bassin versant, alors même que l'ensemble des paramètres hydrodynamiques (excepté l'épaisseur de l'aquifère) ont été définis de façon uniforme dans les modélisations réalisées.

Le débit en RS n'est pas le facteur le plus discriminant entre les modèles et s'avère donc être un élément de conditionnement de qualité discutable. Le débit au point RAZS, en revanche, est bien plus ardu à modéliser correctement. Sa prise en compte a permis de retenir la géométrie 1, déduite à partir d'avis d'experts, au détriment des 3 autres spatialisations testées.

En validation sur des périodes plus récentes, la qualité du modèle pour la géométrie 1 ne se dément pas, à l'exception de périodes d'étiage estivales.

Fort de ces résultats, les sorties du modèle ont été soumises à un post-traitement dans le but d'analyser le fonctionnement hydrologique du Strengbach. Ce post-traitement donne lieu à une collaboration avec des chercheurs en géochimie. Une autre série de collaborations est également en cours dans le but d'apporter des éléments de contrainte supplémentaires au modèle hydrologique à partir de mesures géophysiques.

VIII. Conclusion générale

1. Rappel du contexte de la thèse

Les modèles hydrologiques distribués à base physique et intégrés (i.e. couplant les processus de surface et de subsurface) sont des outils efficaces pour investiguer les diverses problématiques liées aux processus du cycle continental de l'eau. Toutefois, ces modèles se basent généralement sur une résolution de l'équation de Richards tridimensionnelle pour l'écoulement souterrain et s'avèrent donc coûteux en temps de calcul. Des méthodes massivement parallélisées ont été développées pour faire face à ce travers, mais les utilisateurs potentiels de tels modèles ne disposent pas nécessairement des ressources adaptées à l'emploi de ces techniques.

Une autre option consiste à réduire la dimensionnalité du problème étudié sans toutefois détériorer à outrance la base physique du modèle résultant. Des tests synthétiques et expérimentaux, ainsi que des tests sur des systèmes réels dans des conditions bien particulières (de saturation et de topographie notamment) se sont montrés encourageants quant aux capacités des modèles à dimension réduite, mais sans pour autant pleinement confirmer qu'ils pouvaient faire jeu quasi-égal sur le plan de la qualité des résultats avec des modèles basés sur l'équation de Richards 3-D.

Jusqu'à peu, les seuls exemples d'applications en situation réelle de modèles intégrés à dimension réduite étaient rendus possibles par la nature du site étudié, et mettaient en jeu des configurations au domaine de validité réduit. Certaines études profitaient d'un environnement à faible topographie pour négliger l'ensemble des flux souterrain latéraux et travailler avec une série de colonnes verticales 1-D indépendantes. D'autres s'intéressaient à des zones à haut niveau de saturation de façon à pouvoir utiliser un modèle qui néglige l'impact de la zone non saturée. En dehors de ces cas particuliers, les modèles intégrés à dimension réduite n'avaient pas encore (ou peu) fait la preuve en situation réelle qu'ils constituaient une alternative aux modèles intégrés plus complexes résolvant l'équation de Richards 3-D. C'est là le constat de départ de ce travail de thèse.

En conséquence, l'objectif de ce travail de thèse a été de participer au développement d'un modèle intégré avec un compartiment souterrain à dimension réduite, de façon à le rendre applicable en situation réelle et avec des coûts raisonnables, indépendamment de la nature du cas test considéré.

2. Le modèle développé et sa validation sur des cas tests synthétiques

Le modèle dont ce travail de thèse a poursuivi le développement, NIM (Normally Integrated Model), comportait dans sa forme préexistante un modèle souterrain à dimension réduite, ainsi que d'un module de ruissèlement en chenaux 1-D. La dimensionnalité du

compartiment souterrain était réduite en exécutant une intégration de l'équation de Richards 3-D dans la direction perpendiculaire au substratum. Ce procédé aboutissait à l'obtention de paramètres hydrodynamiques intégrés sur cette direction. Le routage en chenaux 1-D se basait sur une approximation des équations de Saint-Venant sous la forme d'une onde diffusive.

Le formalisme de la discrétisation et de la résolution des équations intervenant dans ces deux compartiments a été modifié, cela s'étant traduit en pratique par une réécriture à zéro du code. Un module de ruissellement de surface 2-D a ensuite été couplé aux deux autres compartiments afin d'augmenter l'applicabilité de NIM en situation réelle. En effet, l'absence d'un module de ruissèlement de surface 2-D dans la version préexistante de NIM était handicapante car elle empêchait la modélisation de processus tels que le ruissèlement dû à une précipitation sur une surface saturée, ou encore l'exfiltration de nappe, limitant de fait l'applicabilité du modèle. Ce modèle de ruissellement de surface 2-D utilise également une approximation des équations de Saint Venant sous la forme d'une équation d'onde diffusive. Le modèle NIM refondu a ensuite été soumis à une série de tests dont les principales conclusions sont énumérées ci-dessous.

Routage en chenaux 1-D

Le modèle de routage en chenaux 1-D a été soumis à des tests synthétiques et expérimentaux déjà effectués dans Pan (2015) . Le changement de formalisme et l'optimisation générale effectué dans le cadre de cette thèse a permis d'accélérer la vitesse du code d'un facteur variable (entre 5 et 25 fois plus rapide selon la complexité du cas étudié et la définition retenue pour le temps de calcul), sans en détériorer les résultats.

Compartiment souterrain à dimension réduite

Le compartiment souterrain à dimension réduite a été comparé à un modèle résolvant l'équation de Richards dans sa forme complète. Les cas tests sur lesquels la comparaison a été effectuée impliquent des géométries de coupe en 2-D issues d'un bassin versant réel. Les tests entrepris impliquent des conditions variées de topographie et de saturation. Les résultats les moins satisfaisants sont produits lorsque la topographie est faible et que le milieu est très désaturé. Toutefois, même dans ce cas désavantageux, l'erreur commise sur les flux et charges n'excède pas 10% de la variation totale de charge/flux observée. Le facteur d'accélération obtenu par rapport au modèle complet est de l'ordre de 20. En comparaison, Weill et al.(2017) utilisant la version préexistante de NIM sur des cas tests comparables et trouvaient un facteur d'accélération de 4.

Le plus gros point faible du compartiment souterrain de NIM réside dans la prédiction de la teneur en eau des premiers centimètres du sol. L'hypothèse simplificatrice d'un équilibre hydrostatique instantané faite dans NIM engendre des erreurs non négligeables dans la prédiction de l'humidité de surface, notamment à la suite d'un évènement pluvieux. Or, ces teneurs en eau de surface jouent un rôle prépondérant dans le calcul de l'évapotranspiration,

flux qui conditionne la réponse hydrologique du modèle. Ainsi, utiliser les teneurs en eau de surface calculées par NIM pour conditionner le calcul du terme évapotranspiratoire n'est pas pertinent. De fait, on a conclu que l'évapotranspiration était à calculer à partir d'un modèle de végétation existant, pour ensuite la transmettre à NIM. Le chapitre présenté en annexe de cette thèse présente les diverses alternatives à la disposition de l'utilisateur de NIM pour calculer le terme évapotranspiratoire.

Modèle couplé à trois compartiments (incluant le compartiment de ruissèlement de surface 2-D)

NIM dans sa forme couplée à trois compartiments a été soumis à l'ensemble des cas tests discutés dans un article intercomparant plusieurs modèles hydrologiques résolvant l'équation de Richards 3-D et faisant office de références dans le domaine de l'hydrologie de bassin versant (Maxwell et al., 2014). Les écarts observés entre NIM et les solutions de référence sont comparables aux écarts observés en inter-comparant les modèles de référence deux à deux. La plus grande difficulté pour NIM reste la simulation du ruissellement hortonien (i.e., par dépassement de la capacité d'infiltration du sol, en opposition au ruissellement dunien qui désigne l'écoulement sur une surface saturée). La simulation des écoulements hortoniens requiert une technique de couplage impliquant l'emploi de coefficients tabulés et/ou à calibrer. Toutefois, lorsque la genèse du ruissellement ne s'explique pas uniquement par des processus hortoniens, le recours à cette technique de couplage n'est pas nécessaire.

Les tests présentés dans Maxwell et al. (2014) ne font pas mention des temps de calcul, et utilisent des sols uniformes. Par conséquent, une inter-comparaison supplémentaire a été réalisée entre NIM et un modèle de référence résolvant l'équation de Richards 3-D (CATHY). Cet exercice met en jeu un champ de conductivité particulièrement hétérogène, généré stochastiquement et s'étalant sur 3 ordres de grandeur. La géométrie du système est celle d'un bassin tridimensionnel convergent. Les simulations réalisées avec NIM produisent des résultats dont les différences avec CATHY n'excèdent pas les écarts observés entre les divers modèles hydrologiques de l'inter-comparaison réalisée par Maxwell et al. (2014). Le facteur d'accélération de NIM par rapport au modèle de référence est de 6 sur ce cas test.

3. Les études de cas en situations réelles

Les tests sur des cas synthétiques ont produit des résultats encourageants quant à la capacité de NIM en tant qu'alternative à un modèle basé sur l'équation de Richards 3-D. Par conséquent, le modèle a été mis à l'épreuve de deux études des cas en situations réelles. Les deux sites d'étude correspondent à des contextes très différents. Le premier, l'île du Rohrschollen sur le corridor fluvial du Rhin Supérieur, présente une faible topographie et un niveau de saturation élevé. Le second, le bassin versant du Strenbach, fait état d'une forte topographie. L'eau a naturellement tendance à se concentrer vers les points bas du site, ce qui conduit à une large disparité des niveaux de saturation.

L'île du Rohrschollen

L'île du Rohrschollen est instrumentée par un réseau dense de piézomètres installés dans le cadre d'un projet de restauration écologique. Ce projet a consisté en la construction d'un canal et d'une vanne alimentant en permanence le réseau de chenaux de l'île. Le débit injecté par la vanne peut varier de 2 m^3/s jusqu'à plus de 80 m^3/s en fonction des débits du Rhin mais également d'objectifs de remise en eau de divers secteurs de l'île (marais, petits étangs,…). L'exercice réalisé a consisté à modéliser l'évolution de la piézométrie observée pendant des épisodes d'injection de débit.

Pour que les piézométries simulées correspondent aux valeurs observées, il a fallu calibrer les paramètres hydrodynamiques du sol à partir notamment d'informations géographiques et topologiques. La calibration et la validation des paramètres du sol se sont avérées satisfaisantes au regard des valeurs obtenues de RMSE et de Kling-Gupta efficiency coefficient (KGE).

A partir du modèle calibré, l'impact de la restauration de l'île sur la dynamique des échanges surface/souterrain a été évalué. L'étude a conclu que la restauration a été efficace au sens où elle a permis d'accroître les flux d'exfiltration de nappe observés sur l'île du Rohrschollen. Ces flux, minoritaires par rapport aux flux d'infiltration, participent au renouvellement de l'écosystème fluvial et au maintien des zones humides sur de longues périodes. Incidemment, les simulations de NIM démontrent que les injections intenses et de faible durée sont plus efficaces pour favoriser les processus d'exfiltration que les injections moins intenses mais de plus longue durée.

Ces résultats sont corroborés par une campagne d'imagerie thermique. En hiver, l'eau de nappe est plus chaude que l'eau de surface, si bien que les mécanismes d'exfiltration se caractérisent par l'observation d'anomalies thermiques dans l'eau de surface. Ces anomalies sont détectables via imagerie infrarouge. La campagne de mesures qui s'est intéressée au Rohrschollen révèle des anomalies thermiques correspondant assez bien aux localisations pour lesquelles NIM a simulé de l'exfiltration de nappe.

Ce travail a donné lieu à une publication déjà parue (Jeannot et al., 2018). Une seconde vient d'être soumise au moment de conclure ce travail (août 2018).

Le bassin versant du Strengbach

Le bassin versant du Strengbach est un petit bassin forestier peu anthropisé, fortement pentu, et siège d'études de recherche en géochimie, géophysique, et hydrologie. Le bassin repose sur un affleurement principalement granitique dont l'altération a conduit au développement d'une fine couche sableuse de surface (moins de 10 m) qui représente l'aquifère principal du système. La distribution des épaisseurs de la couche sableuse dans les simulations hydrologiques conduites avec de NIM a été définie à partir de données disponibles issues de

deux sources d'information différentes (les avis des chercheurs initiés à l'hydrologie du Strengbach d'une part, le service général Alsace-Lorraine du BRGM d'autre part). Dans la mesure où les informations recueillies çà et là diffèrent, les deux géométries ont été testées, ainsi que des géométries stochastiques.

Le calcul des termes évapotranspiratoires est réalisé en amont de la simulation, puis transféré à NIM. Ce calcul est réalisé de deux façons différentes. La première technique employée consiste à supposer que l'évapotranspiration réelle est égale à la demande atmosphérique. La seconde, plus complexe, utilise un modèle de réservoirs interconnectés et le formalisme de la Food and Agriculture Organization (Allen et al., 1998).

Hormis l'épaisseur de l'aquifère, tous les paramètres hydrodynamiques sont de distribution uniforme sur l'ensemble du bassin. Leur calibration a utilisé les débits mesurés dans le ruisseau comme donnée de conditionnement. Les valeurs de KGE et de RMSE obtenues attestent d'un assez bon accord entre simulations et observations.

A partir du modèle calibré, les temps de séjour de l'eau dans le milieu souterrain ont été calculés à partir d'une technique de backtracking de particules initialement réparties le long de la partie en eau de la rivière. Ces informations servent aujourd'hui de données d'entrée pour une étude s'intéressant à la prise de signature géochimique des eaux pluviales au contact de la couche d'altération. Par ailleurs, la distribution des masses d'eau simulées par NIM est utilisée dans des études géophysiques du bassin versant. Ces travaux étudient la résonance magnétique protonique ainsi que les anomalies gravimétriques. L'une des pistes envisagées prévoit d'affiner le conditionnement des paramètres hydrodynamiques dans NIM à partir des données géophysiques.

Du fait de l'ensemble de ces développements, une implication en tant que co-auteur d'un article scientifique est en cours. En outre, d'autres pourraient avoir lieu à l'avenir.

Bilan

En dépit des différences qui caractérisent les deux études de cas entreprises, NIM a permis dans chacune d'elles d'apporter des renseignements pertinents sur les processus hydrologiques en jeu. Ce constat constitue un témoignage de la capacité des modèles intégrés à dimension réduite à se poser en alternative aux modèles basés sur la résolution de l'équation de Richards tridimensionnelle.

4. Perspectives

Dans la mesure où ces premières applications ont produit des résultats probants, l'utilisation de NIM pour mener à bien d'autres études de cas en situations réelles est toute indiquée. Ainsi, la tendance des modèles hydrologiques intégrés plus complexes à ne plus se restreindre uniquement aux flux en eau est à transposer à NIM.

Cela inclut par exemple la gestion des processus de transport. Dans l'étude de cas sur le bassin versant du Strengbach, la technique de backtracking mise en œuvre dans NIM simule un transport convectif des particules, en négligeant les phénomènes de diffusion. Inclure ces phénomènes de diffusion au calcul et tester la validité du modèle résultant dans le cadre de cas tests synthétiques et réels semble un développement judicieux.

Incidemment et en raison du faible coût calculatoire de NIM par rapport aux modèles tridimensionnels, il serait pertinent de l'employer dans le cadre de techniques d'inversion automatiques (inversion de paramètres hydrodynamiques, de puits-source, de conditions limites, etc.). En effet, ces méthodes nécessitent d'exécuter le modèle direct d'écoulement de nombreuses fois. Dans ces conditions, le coût important des modèles résolvant l'équation de Richards 3-D devient problématique. Aussi, la possibilité d'utiliser NIM plutôt qu'un modèle plus complexe permettrait de réaliser une économie substantielle de temps CPU.

Afin de renforcer plus encore le caractère « tractable » de NIM, il serait utile d'optimiser plus encore sa vitesse de calcul. Pour ce faire, deux techniques semblent envisageables.

- D'une part, on peut considérer la possibilité d'une parallélisation du code. Dans son état actuel, NIM n'utilise qu'un seul processeur à la fois, alors que les stations de travail personnelles en possèdent généralement plusieurs. Il n'est pas dit cependant que la parallélisation soit un facteur important de gain. Elle supposerait pour être optimale, une décomposition de domaine, des équations peu couplées et des processus dont les constantes de temps caractéristiques sont du même ordre, tout ce dont NIM ne dispose pas sauf à amputer fortement sa physique. Il semble plus opportun de s'orienter vers un travail en tâches indépendantes gérées par un calculateur "frontal" mais qui permettent de dupliquer des simulations de même type, dont un exemple simple est la recherche de *n* solutions inverses équiprobables.
- D'autre part, l'éventualité d'un couplage séquentiel entre le compartiment souterrain et les compartiments de surface est à envisager dans la mesure où les temps caractéristiques de l'écoulement souterrain sont bien plus longs que ceux de l'écoulement de surface.

Enfin, il est à préciser que la gestion du terme évapotranspiratoire dans NIM est perfectible. Celui-ci est calculé de façon externe à partir d'un modèle au choix de l'utilisateur, pour des raisons expliquées en VIII.2. Toutefois, les processus hydrologiques des modèles de calcul d'évapotranspiration sont généralement simplifiés à outrance. Idéalement, au lieu du couplage à sens unique réalisé dans le cadre de cette thèse (le modèle de végétation renseigne NIM mais NIM ne renseigne pas le modèle de végétation), il serait approprié de faire bénéficier le modèle de végétation retenu des données de flux et de charge produites par NIM (mais pas des données de teneurs en eau de surface, celles-ci étant mal décrites par le modèle hydrologique).

Bilbiographie

Ababou, R., Alastal, K., Astruc, D., Al-Bitar, A., Marcoux, M., Wang, Y., 2015. Model coupling for environmental flows, with applications in hydrology and coastal hydrodynamics. Houille Blanche 9–24. https://doi.org/10.1051/lhb/20150014

Abbott, M.B., 1979. Computational hydraulics: elements of the theory of free surface flows, Monographs and surveys in water resources engineering. Pitman Pub. ; Fearon-Pitman Publishers, London : Belmont, Calif.

Ackerer, J., Chabaux, F., Lucas, Y., Clément, A., Fritz, B., Beaulieu, E., Viville, D., Pierret, M.C., Gangloff, S., Négrel, P., 2018. Monitoring and reactive-transport modeling of the spatial and temporal variations of the Strengbach spring hydrochemistry. Geochim. Cosmochim. Acta 225, 17–35. https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.01.025

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. FAO Irrigation and drainage paper No. 56. Rome Food Agric. Organ. U. N. 56, 97–156.

Aquanty Inc., 2013. HGS 2013, HydroGeoSphere User Manual. Waterloo, Ontario, Canada.

ASCE, 1996. Hydrology HandbookASCE Manuals and Reports of Engineering Practice N°28. New York.

Bao, C., Li, L., Shi, Y., Duffy, C., 2017. Understanding watershed hydrogeochemistry: 1. Development of RT-Flux-PIHM. Water Resour. Res. 53, 2328–2345. https://doi.org/10.1002/2016WR018934

Bates, P.D., Hervouet, J.-M., 1999. A new method for moving–boundary hydrodynamic problems in shallow water, in: Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. The Royal Society, pp. 3107–3128.

Bear, J., 1988. Dynamics of fluids in porous media, Dover books on physics and chemistry. Dover, New York.

Beven, K., 2004. Robert E. Horton's perceptual model of infiltration processes. Hydrol. Process. 18, 3447–3460. https://doi.org/10.1002/hyp.5740

Beven, K., 1997. TOPMODEL: A critique. Hydrol. Process. 11, 1069–1085. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199707)11:9<1069::AID-HYP545>3.0.CO;2-O

Biron, P., 1994. Le cycle de l'eau en forêt de moyenne montagne: flux de sève et bilans hydriques stationnels (bassin versant du Strengbach à Aubure-Hautes Vosges) 301.

Bixio, A., Gambolati, G., Paniconi, C., Putti, M., Shestopalov, V., Bublias, V., Bohuslavsky, A., Kasteltseva, N., Rudenko, Y., 2002. Modeling groundwater-surface water interactions including effects of morphogenetic depressions in the Chernobyl exclusion zone. Environ. Geol. 42, 162–177. https://doi.org/10.1007/s00254-001-0486-7

Boucher, M., Viville, D., Penz, S., Pierret, M.-C., Legchenko, A., Dumont, M., Chevalier, A., 2015. MRS characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Strengbach Catchment, Vosges Massif, France 3.

Boussinesq, J. (1842-1929) A. du texte, 1877. Essai sur la théorie des eaux courantes / par J. Boussinesq.

Broda, S., Larocque, M., Paniconi, C., Haitjema, H., 2012. A low-dimensional hillslope-based catchment model for layered groundwater flow. Hydrol. Process. 26, 2814–2826. https://doi.org/10.1002/hyp.8319

Brutsaert, W., 1994. The unit response of groundwater outflow from a hillslope. Water Resour. Res. 30, 2759–2763. https://doi.org/10.1029/94WR01396

Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., Orlandini, S., 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. Water Resour. Res. 46. https://doi.org/10.1029/2008WR007536

Clapp, R.B., Hornberger, G.M., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resour. Res. 14, 601–604. https://doi.org/10.1029/WR014i004p00601

Costabile, P., Costanzo, C., Macchione, F., Mercogliano, P., 2012. Two-dimensional model for overland flow simulations: A case study. Eur Water 38, 13–23.

Crouzeix, M., Raviart, P.-A., 1973. Conforming and nonconforming finite element methods for solving the stationary Stokes equations I. Rev. Fr. Autom. Inform. Rech. Opérationnelle Mathématique 7, 33–75. https://doi.org/10.1051/m2an/197307R300331

Curtu, R., Mantilla, R., Fonley, M., Cunha, L.K., Small, S.J., Jay, L.O., Krajewski, W.F., 2014. An integral-balance nonlinear model to simulate changes in soil moisture, groundwater and surface runoff dynamics at the hillslope scale. Adv. Water Resour. 71, 125–139. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.06.003

Defina, A., 2000. Two-dimensional shallow flow equations for partially dry areas. Water Resour. Res. 36, 3251–3264. https://doi.org/10.1029/2000WR900167

Delfs, J.-O., Blumensaat, F., Wang, W., Krebs, P., Kolditz, O., 2012. Coupling hydrogeological with surface runoff model in a Poltva case study in Western Ukraine. Environ. Earth Sci. 65, 1439–1457. https://doi.org/10.1007/s12665-011-1285-4

Devia, G.K., Ganasri, B.P., Dwarakish, G.S., 2015. A Review on Hydrological Models. Aquat. Procedia 4, 1001–1007. https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126

Di Giammarco, P., Todini, E., Lamberti, P., 1996. A conservative finite elements approach to overland flow: the control volume finite element formulation. J. Hydrol. 175, 267–291.

Dunne, T., Black, R.D., 1970. An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils. Water Resour. Res. 6, 478–490. https://doi.org/10.1029/WR006i002p00478

Ebel, B.A., Mirus, B.B., Heppner, C.S., VanderKwaak, J.E., Loague, K., 2009. First-order exchange coefficient coupling for simulating surface water-groundwater interactions: parameter sensitivity and consistency with a physics-based approach. Hydrol. Process. 23, 1949–1959. https://doi.org/10.1002/hyp.7279

Eschbach, D., Piasny, G., Schmitt, L., Pfister, L., Grussenmeyer, P., Koehl, M., Skupinski, G., Serradj, A., 2017a. Thermal-infrared remote sensing of surface water-groundwater exchanges in a restored anastomosing channel (Upper Rhine River, France). Hydrol. Process. 31, 1113–1124. https://doi.org/10.1002/hyp.11100

Eschbach, D., Schmitt, L., Imfeld, G., May, J.-H., Payraudeau, S., Preusser, F., Trauerstein, M., Skupinski, G., 2017b. Long-term river trajectories to enhance restoration efficiency and sustainability on the Upper Rhine: an interdisciplinary study (Rohrschollen Island, France). Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 1–32. https://doi.org/10.5194/hess-2017-435

Fang, Y., Leung, L.R., Duan, Z., Wigmosta, M.S., Maxwell, R.M., Chambers, J.Q., Tomasella, J., 2017. Influence of landscape heterogeneity on water available to tropical forests in an Amazonian catchment and implications for modeling drought response: Water Available to Tropical Forest. J. Geophys. Res. Atmospheres 122, 8410–8426. https://doi.org/10.1002/2017JD027066

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., Tarboton, D., 2016. An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology. J. Hydrol. 537, 45–60. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.026

Freeze, R.A., 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow. Water Resour. Res. 8, 609–623. https://doi.org/10.1029/WR008i003p00609

Freeze, R.A., Harlan, R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. J. Hydrol. 9, 237–258. https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90020-1

Gangloff, S., Stille, P., Pierret, M.-C., Weber, T., Chabaux, F., 2014. Characterization and evolution of dissolved organic matter in acidic forest soil and its impact on the mobility of major and trace elements (case of the Strengbach watershed). Geochim. Cosmochim. Acta 130, 21–41. https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.12.033

Garrett, R.C., Woolverton, A.H., 1951. The Unit Hydrograph - its Construction and Uses 24.

Gérard, F., Clément, A., Fritz, B., 1998. Numerical validation of a Eulerian hydrochemical code using a 1D multisolute mass transport system involving heterogeneous kinetically controlled reactions. J. Contam. Hydrol. 30, 201–216. https://doi.org/10.1016/S0169-7722(97)00047-8

Girard, J.-F., Boucher, M., Legchenko, A., Baltassat, J.-M., 2007. 2D magnetic resonance tomography applied to karstic conduit imaging. J. Appl. Geophys. 63, 103–116. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.08.001

Girard, J.F., Legchenko, A., Boucher, M., 2005. Stability of MRS signal and estimation of data quality. Surf. Geophys. 3. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2005013

Goddéris, Y., François, L.M., Probst, A., Schott, J., Moncoulon, D., Labat, D., Viville, D., 2006. Modelling weathering processes at the catchment scale: The WITCH numerical model. Geochim. Cosmochim. Acta 70, 1128–1147. https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.018

Gottardi, G., Venutelli, M., 1993. A control-volume finite-element model for two-dimensional overland flow. Adv. Water Resour. 16, 277–284.

Gunduz, O., Aral, M.M., 2005. River networks and groundwater flow: a simultaneous solution of a coupled system. J. Hydrol. 301, 216–234. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.034

Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. J. Hydrol. 377, 80–91. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003

Hazenberg, P., Broxton, P., Gochis, D., Niu, G.-Y., Pangle, L.A., Pelletier, J.D., Troch, P.A., Zeng, X., 2016. Testing the hybrid-3-D hillslope hydrological model in a controlled environment. Water Resour. Res. 52, 1089–1107. https://doi.org/10.1002/2015WR018106

Hazenberg, P., Fang, Y., Broxton, P., Gochis, D., Niu, G.-Y., Pelletier, J.D., Troch, P.A., Zeng, X., 2015. A hybrid-3D hillslope hydrological model for use in Earth system models. Water Resour. Res. 51, 8218–8239. https://doi.org/10.1002/2014WR016842

Henderson, F.., 1966. Open Channel Flow. The MacMillan Company, New York.

Hilberts, A.G.J., Troch, P.A., Paniconi, C., Boll, J., 2007. Low-dimensional modeling of hillslope subsurface flow: Relationship between rainfall, recharge, and unsaturated storage dynamics. Water Resour. Res. 43. https://doi.org/10.1029/2006WR004964

Hopp, L., Fatichi, S., Ivanov, V.Y., 2015. Simulating water flow in variably saturated soils: a comparison of a 3-D model with approximation-based formulations. Hydrol. Res. nh2015126. https://doi.org/10.2166/nh.2015.126

Horton, R., 1939. Analysis of runoff-plat experiments with varying infiltration-capacity. Eos Trans. Am. Geophys. Union 20, 693–711.

HydroGeoLogic Inc., 2006. MODHMS Software (Version 3.0) Documentation. Volume I: Groundwater Flow Modules, Volume II: Transport Modules, Volume III: Surface Water Flow Modules. Herndon, USA.

Idir, S., Probst, A., Viville, D., Probst, J.-L., 1999. Contribution des surfaces saturées et des versants aux flux d'eau et d'éléments exportés en période de crue: traçage à l'aide du

carbone organique dissous et de la silice. Cas du petit bassin versant du Strengbach (Vosges, France). Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 328, 89–96. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80003-2

Ivanov, V.Y., Bras, R.L., Vivoni, E.R., 2008. Vegetation-hydrology dynamics in complex terrain of semiarid areas: 1. A mechanistic approach to modeling dynamic feedbacks. Water Resour. Res. 44. https://doi.org/10.1029/2006WR005588

Ivanov, V.Y., Vivoni, E.R., Bras, R.L., Entekhabi, D., 2004. Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model. Water Resour. Res. 40. https://doi.org/10.1029/2004WR003218

Iwagaki, Y., 1955. Fundamental studies on the runoff by characteristics. Bull.-Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ. 10, 1–25.

Jackson, R.D., Hatfield, J.L., Reginato, R.J., Idso, S.B., Pinter, P.J., 1983. Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements. Agric. Water Manag. 7, 351–362. https://doi.org/10.1016/0378-3774(83)90095-1

Jan, A., Coon, E.T., Painter, S.L., Garimella, R., Moulton, J.D., 2018. An intermediate-scale model for thermal hydrology in low-relief permafrost-affected landscapes. Comput. Geosci. 22, 163–177. https://doi.org/10.1007/s10596-017-9679-3

Jeannot, B., Weill, S., Eschbach, D., Schmitt, L., Delay, F., 2018. Integrated hydrologic modeling to investigate the effect of hydraulic restoration on surface-subsurface interactions : Case study of Rohscollen Islan (Upper Rhine River - France).

Kazezyılmaz-Alhan, C.M., 2011. An improved solution for diffusion waves to overland flow. Appl. Math. Model. https://doi.org/10.1016/j.apm.2011.11.045

Kim, J., Ivanov, V.Y., Katopodes, N.D., 2013. Modeling erosion and sedimentation coupled with hydrological and overland flow processes at the watershed scale. Water Resour. Res. 49, 5134–5154. https://doi.org/10.1002/wrcr.20373

Kollet, S., Sulis, M., Maxwell, R.M., Paniconi, C., Putti, M., Bertoldi, G., Coon, E.T., Cordano, E., Endrizzi, S., Kikinzon, E., Mouche, E., Mügler, C., Park, Y.-J., Refsgaard, J.C., Stisen, S., Sudicky, E., 2017. The integrated hydrologic model intercomparison project, IH-MIP2: A second set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. Water Resour. Res. 53, 867–890. https://doi.org/10.1002/2016WR019191

Kollet, S.J., Maxwell, R.M., 2006. Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. Adv. Water Resour. 29, 945–958. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.08.006

Kollet, S.J., Maxwell, R.M., Woodward, C.S., Smith, S., Vanderborght, J., Vereecken, H., Simmer, C., 2010. Proof of concept of regional scale hydrologic simulations at hydrologic resolution utilizing massively parallel computer resources. Water Resour. Res. 46. https://doi.org/10.1029/2009WR008730

Kong, J., Shen, C., Luo, Z., Hua, G., Zhao, H., 2016. Improvement of the hillslope-storage Boussinesq model by considering lateral flow in the unsaturated zone. Water Resour. Res. 52, 2965–2984. https://doi.org/10.1002/2015WR018054

Kumar, M., Duffy, C.J., Salvage, K.M., 2009. A Second-Order Accurate, Finite Volume–Based, Integrated Hydrologic Modeling (FIHM) Framework for Simulation of Surface and Subsurface Flow. Vadose Zone J. 8, 873. https://doi.org/10.2136/vzj2009.0014

Ladouche, B., Probst, A., Viville, D., Idir, S., Baqué, D., Loubet, M., Probst, J.-L., Bariac, T., 2001. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). J. Hydrol. 242, 255–274. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00391-7

Lehmann, F., Ackerer, P.H., 1998. Comparison of iterative methods for improved solutions of the fluid flow equation in partially saturated porous media. Transp. Porous Media 31, 275–292.

Liggett, J.E., Werner, A.D., Simmons, C.T., 2012. Influence of the first-order exchange coefficient on simulation of coupled surface–subsurface flow. J. Hydrol. 414–415, 503–515. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.028

Lucas, Y., Chabaux, F., Schaffhauser, T., Fritz, B., Ambroise, B., Ackerer, J., Clément, A., 2017. Hydrogeochemical modeling (KIRMAT) of spring and deep borehole water compositions in the small granitic Ringelbach catchment (Vosges Mountains, France). Appl. Geochem. 87, 1–21. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.10.005

Maher, K., 2010. The dependence of chemical weathering rates on fluid residence time. Earth Planet. Sci. Lett. 294, 101–110. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.010

Marini, L.D., 1985. An Inexpensive Method for the Evaluation of the Solution of the Lowest Order Raviart–Thomas Mixed Method. SIAM J. Numer. Anal. 22, 493–496. https://doi.org/10.1137/0722029

Masson, F., Viville, D., Pierret, M.-C., Mouyen, M., Hecker, L., Chabaux, F., 2012. Time-lapse microgravity study of the Strengbach catchment (Vosges mountains, France). Comptes Rendus Geosci. 344, 357–365. https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.06.001

Matonse, A.H., Kroll, C., 2009. Simulating low streamflows with hillslope storage models. Water Resour. Res. 45. https://doi.org/10.1029/2007WR006529

Maxwell, R.M., Chow, F.K., Kollet, S.J., 2007. The groundwater–land-surface–atmosphere connection: Soil moisture effects on the atmospheric boundary layer in fully-coupled simulations. Adv. Water Resour. 30, 2447–2466. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.05.018

Maxwell, R.M., Condon, L.E., 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, 923–937. https://doi.org/10.5194/gmd-8-923-2015

Maxwell, R.M., Kollet, S.J., Smith, S.G., Woodward, C.S., Falgout, R.D., Ferguson, I.M., Baldwin, C., Bosl, W.J., Hornung, R., Ashby, S., 2009. ParFlow user's manual. Int. Ground Water Model. Cent. Rep. GWMI 1, 129.

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., Sulis, M., 2014. Surface-subsurface model intercomparison: A first set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. Water Resour. Res. 50, 1531–1549. https://doi.org/10.1002/2013WR013725

Medeiros, S.C., Hagen, S.C., 2013. Review of wetting and drying algorithms for numerical tidal flow models. Int. J. Numer. Methods Fluids 71, 473–487. https://doi.org/10.1002/fld.3668

Mirus, B.B., Loague, K., Cristea, N.C., Burges, S.J., Kampf, S.K., 2011. A synthetic hydrologic-response dataset. Hydrol. Process. 25, 3688–3692. https://doi.org/10.1002/hyp.8185

Niu, G.-Y., Paniconi, C., Troch, P.A., Scott, R.L., Durcik, M., Zeng, X., Huxman, T., Goodrich, D.C., 2014a. An integrated modelling framework of catchment-scale ecohydrological processes: 1. Model description and tests over an energy-limited watershed. Ecohydrology 7, 427–439. https://doi.org/10.1002/eco.1362

Niu, G.-Y., Troch, P.A., Paniconi, C., Scott, R.L., Durcik, M., Zeng, X., Huxman, T., Goodrich, D., Pelletier, J., 2014b. An integrated modelling framework of catchment-scale ecohydrological processes: 2. The role of water subsidy by overland flow on vegetation dynamics in a semi-arid catchment. Ecohydrology 7, 815–827. https://doi.org/10.1002/eco.1405

Pan, Y., 2015. Modélisation couplée des écoulements de surface et de sub-surface dans un bassin versant par approches numériques à dimensions euclidiennes réduites. Université de Strasbourg.

Pan, Y., Weill, S., Ackerer, P., Delay, F., 2015. A coupled stream flow and depth-integrated subsurface flow model for catchment hydrology. J. Hydrol. 530, 66–78. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.044

Panday, S., Huyakorn, P.S., 2004. A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. Adv. Water Resour. 27, 361–382. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.02.016

Paniconi, C., Putti, M., 1994. A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems. Water Resour. Res. 30, 3357–3374.

Partington, D., Brunner, P., Frei, S., Simmons, C.T., Werner, A.D., Therrien, R., Maier, H.R., Dandy, G.C., Fleckenstein, J.H., 2013. Interpreting streamflow generation mechanisms from integrated surface-subsurface flow models of a riparian wetland and catchment. Water Resour. Res. 49, 5501–5519. https://doi.org/10.1002/wrcr.20405

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass, in: Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. The Royal Society, pp. 120–145.

Pierret, M.C., Stille, P., Prunier, J., Viville, D., Chabaux, F., 2014. Chemical and U–Sr isotopic variations in stream and source waters of the Strengbach watershed (Vosges mountains, France). Hydrol. Earth Syst. Sci. 18, 3969–3985. https://doi.org/10.5194/hess-18-3969-2014

Probst, A., Dambrine, E., Viville, D., Fritz, B., 1990. Influence of acid atmospheric inputs on surface water chemistry and mineral fluxes in a declining spruce strand within a small granitic catchment 24.

Qu, Y., Duffy, C.J., 2007. A semidiscrete finite volume formulation for multiprocess watershed simulation. Water Resour. Res. 43. https://doi.org/10.1029/2006WR005752

Ran, Q., Loague, K., VanderKwaak, J.E., 2012. Hydrologic-response-driven sediment transport at a regional scale, process-based simulation. Hydrol. Process. 26, 159–167. https://doi.org/10.1002/hyp.8122

Santillana, M., Dawson, C., 2010. A numerical approach to study the properties of solutions of the diffusive wave approximation of the shallow water equations. Comput. Geosci. 14, 31–53. https://doi.org/10.1007/s10596-009-9131-4

Shen, C., Phanikumar, M.S., 2010. A process-based, distributed hydrologic model based on a large-scale method for surface–subsurface coupling. Adv. Water Resour. 33, 1524–1541. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.09.002

Shi, Y., Davis, K.J., Duffy, C.J., Yu, X., 2013. Development of a Coupled Land Surface Hydrologic Model and Evaluation at a Critical Zone Observatory. J. Hydrometeorol. 14, 1401–1420. https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0145.1

Sloan, W.T., 2000. A physics-based function for modeling transient groundwater discharge at the watershed scale. Water Resour. Res. 36, 225–241. https://doi.org/10.1029/1999WR900221

Sulis, M., Meyerhoff, S.B., Paniconi, C., Maxwell, R.M., Putti, M., Kollet, S.J., 2010. A comparison of two physics-based numerical models for simulating surface water–groundwater interactions. Adv. Water Resour. 33, 456–467. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.01.010

Sulis, M., Paniconi, C., Rivard, C., Harvey, R., Chaumont, D., 2011. Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface-subsurface interactions and comparison with a land surface model. Water Resour. Res. 47. https://doi.org/10.1029/2010WR009167

Sulis, M., Williams, J.L., Shrestha, P., Diederich, M., Simmer, C., Kollet, S.J., Maxwell, R.M., 2017. Coupling Groundwater, Vegetation, and Atmospheric Processes: A Comparison

of Two Integrated Models. J. Hydrometeorol. 18, 1489–1511. https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0159.1

Therrien, R., McLaren, R.G., Sudicky, E.A., Panday, S.M., 2009. HydroGeoSphere: a three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport. Groundw. Simul. Group Univ. Waterloo Waterloo ON.

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., Verhoest, N.E.C., 2013. The importance of hydraulic groundwater theory in catchment hydrology: The legacy of Wilfried Brutsaert and Jean-Yves Parlange. Water Resour. Res. 49, 5099–5116. https://doi.org/10.1002/wrcr.20407

Troch, P.A., Paniconi, C., 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 Resour. Res. 39. https://doi.org/10.1029/2002WR001728

van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils1. Soil Sci. Soc. Am. J. 44, 892. https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x

VanderKwaak, J., 1999. Numerical simulation of flow and chemical transport in integrated surface–subsurface hydrologic systems. Department of Earth Sciences, University of Waterloo, Ontario, Canada.

Viville, D., Chabaux, F., Stille, P., Pierret, M.-C., Gangloff, S., 2012. Erosion and weathering fluxes in granitic basins: The example of the Strengbach catchment (Vosges massif, eastern France). CATENA 92, 122–129. https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.12.007

Viville, D., Drogue, G., Probst, A., Ladouche, B., Idir, S., Probst, J.-L., Bariac, T., 2010. Hydrological behaviour of the granitic Strengbach catchment (Vosges massif, eastern France) during a flood event 7.

Vivoni, E.R., Mascaro, G., Mniszewski, S., Fasel, P., Springer, E.P., Ivanov, V.Y., Bras, R.L., 2011. Real-world hydrologic assessment of a fully-distributed hydrological model in a parallel computing environment. J. Hydrol. 409, 483–496. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.053

Vohralík, M., Wohlmuth, B.I., 2013. Mixed finite element methods: implementation with one unknown per element, local flux expressions, positivity, polygonal meshes, and relations to other methods. Math. Models Methods Appl. Sci. 23, 803–838.

Weill, S., Delay, F., Pan, Y., Ackerer, P., 2017. A low-dimensional subsurface model for saturated and unsaturated flow processes: ability to address heterogeneity. Comput. Geosci. 21, 301–314. https://doi.org/10.1007/s10596-017-9613-8

Annexe 1 : Bilbiographie sur le thème de l'évapotranspiration et sa prise en compte via des données de télédétection

Introduction

L'évaporation est le processus par lequel l'eau liquide d'une surface donnée est convertie en vapeur d'eau et soustraite à cette dite surface. La transpiration consiste en la vaporisation de l'eau liquide contenue dans les végétaux et au transfert de la vapeur d'eau ainsi produite vers l'atmosphère. L'évapotranspiration (ET) est la combinaison de ces deux processus (Allen et al., 1998)

L'évapotranspiration est une composante importante du bilan hydrologique terrestre, puisqu'elle représente 60% de la précipitation reçue à la surface des continents. (Brutsaert, 1986). Malheureusement, il est difficile de la mesurer directement (Allen et al., 1998).

1. Méthodes de mesure de l'évapotranspiration

En effet, les mesures requièrent de la précision et se doivent d'être effectuées par un personnel de recherche au savoir-faire approprié, ce qui limite l'application de ces méthodes en routine. (Allen et al., 1998)

Les principales méthodes de mesure de l'ET in situ sont les suivantes :

Pan evaporation:

Le principe consiste à installer une bassine sur le terrain, et à la remplir d'une certaine quantité d'eau. Il s'agit ensuite de laisser la bassine évaporer pendant une certaine période (généralement 24 h). La précipitation est mesurée simultanément le cas échéant. La mesure de l'eau évaporée est ensuite convertible en évapotranspiration pour une culture de référence. (Brouwer and Heibloem, 1986)

Lysimètres :

Le principe est de faire pousser la végétation dans un réservoir isolé de l'environnement extérieur. De la sorte, les seuls flux modifiant la quantité d'eau du réservoir sont la précipitation et l'évapotranspiration. L'évapotranspiration est ainsi déduite en fonction de la variation de masse du réservoir, ou en fonction d'un volume drainé au fond du réservoir. (Allen et al., 1998)

Covariance des turbulences :

Le principe est de mesurer le transport vertical de vapeur d'eau et de chaleur par les mouvements verticaux de particules d'air (i.e., les turbulences). L'évapotranspiration est en fait calculée à partir de la covariance de la vitesse verticale du vent et de la densité de vapeur en eau. Les mesures requièrent des instruments capables de dupliquer des échantillonnages « instantanés » au passage des turbulences (Johnson, 1995).

Bowen ratio :

L'énergie disponible à la surface de la terre se décompose en un flux de chaleur sensible, influant sur le gradient vertical de température, et un flux de chaleur latente, lié à l'évapotranspiration. L'hypothèse de la méthode consiste à supposer que le rapport entre les flux de chaleur sensible et latente (appelé ratio de Bowen) est proportionnel au rapport entre le gradient vertical de température et le gradient vertical d'humidité. Ces gradients étant mesurables, on peut retrouver la valeur du ratio de Bowen. Il s'agit ensuite d'utiliser le ratio de Bowen pour effectuer un bilan simple de la répartition d'énergie à la surface de la Terre pour se ramener à l'évapotranspiration. (Johnson, 1995)

Ces méthodes sont coûteuses et/ou demandent un personnel qualifié, et ne sont donc pas aisément reproductibles pour des études à l'échelle régionale.

2. Principe de la télédétection et lien avec l'évapotranspiration

La télédétection consiste à acquérir des images de la surface du sol. Ces images se caractérisent par un certain nombre de bandes spectrales, correspondant chacune à un certain intervalle de longueurs d'ondes. Pour chaque pixel de l'image et chaque bande spectrale, le satellite mesure l'intensité des radiations émises par la terre au sommet de l'atmosphère, sous la forme d'un nombre sans unité, dépendant bien sûr de la radiation perçue, mais aussi du capteur utilisé. Il s'agit ensuite de convertir ce nombre sans unité en grandeur physique indépendante du capteur à l'aide de relations tabulées. Par exemple, pour LandSat, la radiance spectrale est définie linéairement à partir du signal brut. (Equation(A.1)) (Markham and Barker, 1987):

$$L_{TOA}(bande) = a + \frac{(b-a)}{255} DN \qquad \text{(A.1)}$$

où :

- DN (Digital Number) est le nombre sans unité mesuré par le capteur pour la bande spectrale considérée
- a et b sont des constantes dépendant de la bande spectrale considérée
- $L_{TOA}(bande)$ est la radiance spectrale au sommet de l'atmosphère (Top Of Atmosphere) pour la bande spectrale considérée ($mW.cm^{-2}\ sr^{-1}.\mu m^{-1}$) (sr signifie stéradian, l'unité utilisée pour la mesure des angles solides)

La source de la radiance mesurée peut être la réfection par la Terre de la radiation solaire, (on parle alors de télédétection passive), ou la réfection par la Terre d'une onde émise par le satellite (on parle alors de télédétection active). Ainsi, un second paramètre physique notable à dériver est la réflectance exo-atmosphérique. La réflectance exo-atmosphérique ou réflectance au sommet de l'atmosphère correspond au ratio de la quantité de radiation quittant le sommet de l'atmosphère en direction de l'espace par la quantité de radiations atteignant le sommet de l'atmosphère. Dans le cas de la télédétection passive, son expression est (Markham and Barker, 1987) :

$$a_{TOA}(bande) = \frac{\pi L_{TOA}(bande) d_{T-S}{}^{2}}{\phi_{So}(bande)\cos(\theta_{zenith})} \tag{A.2}$$

Où :

- d_{T-S} est la distance Terre-Soleil en unités astronomiques (variable dans le temps)
- θ_{zenith} est l'angle d'incidence des rayons solaires pour la zone considérée
- $a_{TOA}(bande)$ est la réflectance au sommet de l'atmosphère (sans unité) pour la bande spectrale considérée
- $\phi_{So}(bande)$ est le flux de radiation solaire qui atteint le sommet de l'atmosphère pour la bande spectrale considérée. ($mW.cm^{-2}\ sr^{-1}.\mu m^{-1}$)

L'essor de la télédétection a vu la résolution et la fréquence de capture des satellites s'améliorer. A titre d'exemple, la mission Sentinel-2 permettra d'atteindre une résolution de 10 m et une fréquence de revisite de 5 jours ("Sentinel-2 - Missions - Sentinel Online," 2017). Or, après correction des effets atmosphériques sur le signal acquis, les radiances et réflectances mesurées donnent de l'information sur le bilan radiatif terrestre et sur divers paramètres de surface, tels que la fraction du sol couverte par les végétaux. La télédétection représente donc un outil pertinent d'estimation de l'évapotranspiration à l'échelle régionale, comme en attestent les nombreux modèles existants à ce sujets (Courault et al., 2005) (Li et al., 2009) (Kalma et al., 2008) (Kustas and Norman, 1996).

Cette revue de la littérature s'attachera à décrire les grandes catégories de méthodes utilisant la télédétection pour la description de l'évapotranspiration. En préambule, une partie introductive s'attèle à l'explication de la théorie ondulatoire à la surface de la Terre, élément déterminant dans la quasi-totalité des calculs d'ET. Les corrections à apporter aux images acquises de la sorte et leur traitement via différents types de modèles sont abordés ensuite.

Equilibre énergétique à la surface terrestre

1. Radiations solaires dans l'atmosphère terrestre

La radiation solaire est diffusée et absorbée lors de son passage dans l'atmosphère terrestre. Il en résulte l'équation ci-après (Sellers et al., 1990) :

$$\phi_{So} = \phi_{atm} + \phi_{Sref} + \phi_{S\downarrow}(1-\alpha) \qquad \text{(A.3)}$$

où :

- ϕ_{So} est le flux de radiation solaire au sommet de l'atmosphère (W.m^{-2})
- ϕ_{Satm} est le flux de radiation solaire absorbé par l'atmosphère (W.m^{-2})
- ϕ_{Sref} est le flux de radiation solaire reflété dans l'espace (W.m^{-2})
- $\phi_{S\downarrow}$ est l'insolation, c'est-à-dire le flux de radiation solaire qui atteint la surface terrestre (W.m^{-2})
- α est l'albédo i.e la portion de radiations solaires réfléchies par la surface terrestre vers l'atmosphère

Les radiations solaires qui atteignent la surface du sol sont partiellement réfléchies vers l'atmosphère, et partiellement absorbées par la surface, d'où les relations (Sellers et al., 1990) :

$$\phi_{Snet} = \phi_{S\downarrow} + \phi_{S\uparrow} \qquad \text{(A.4)}$$

$$\phi_{S\uparrow} = \alpha\phi_{S\downarrow} \qquad \text{(A.5)}$$

où :

- ϕ_{Snet} est le flux de radiation solaire net absorbé par la surface du sol (W.m^{-2})
- $\phi_{S\uparrow}$ est le flux de radiation solaire atteignant la surface du sol qui est réfléchi vers l'atmosphère (W.m^{-2})

$\phi_{S\uparrow}$ est partiellement absorbé par l'atmosphère, partiellement renvoyé vers l'espace, et partiellement réfléchi à nouveau vers la surface du sol. La Figure A1 illustre de façon simplifiée les processus que décrivent les bilans des équations (A.3), (A.4) et (A.5).

Par souci de concision, les termes des équations (A.3), (A.4), et (A.5) sont intégrés sur l'intervalle de longueurs d'ondes correspondant aux radiations solaires, soit [0, 4] µm.

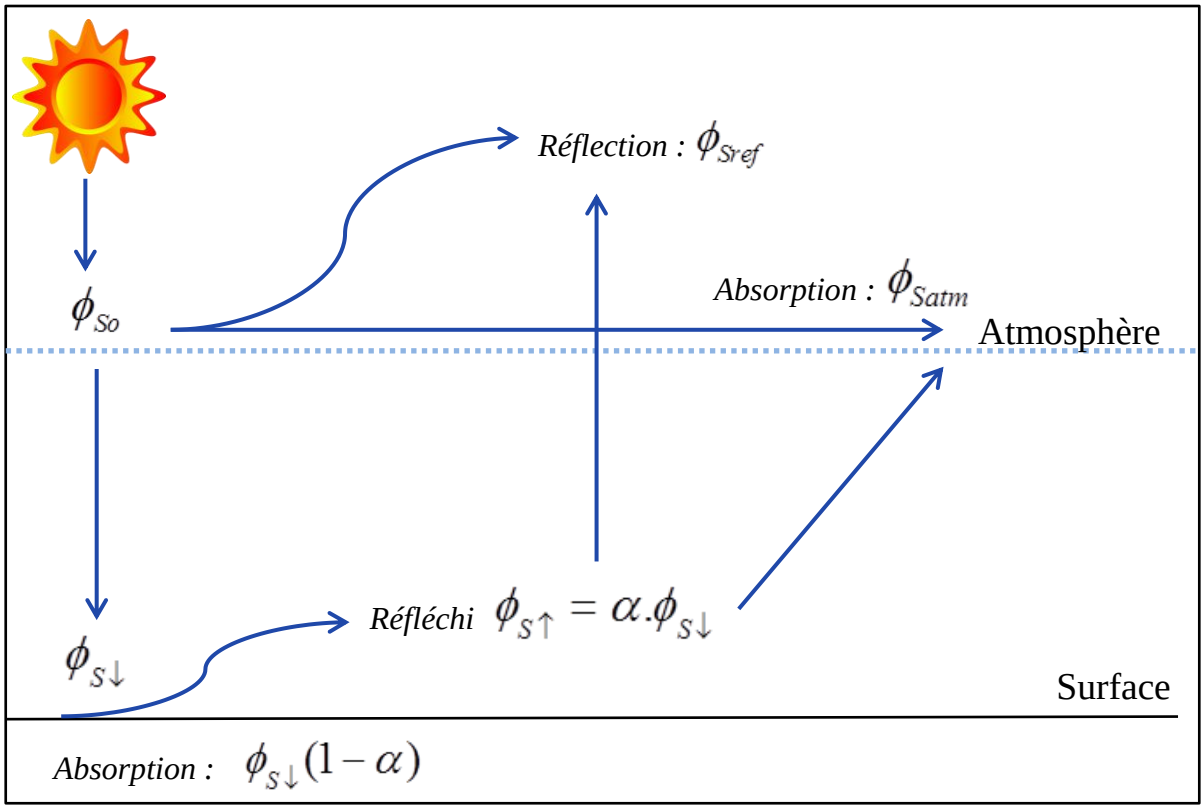


Figure A1 : Représentation schématique simplifiée du devenir des radiations solaires dans l'atmosphère terrestre. Φso désigne les radiations solaires incidentes au sommet de l'atmosphère, $\phi_{S\downarrow}$ désigne les radiations solaires qui atteignent la surface du sol, α désigne l'albédo de la surface du sol, $\phi_{S\uparrow}$ désigne les radiations solaires réfléchies par la surface du sol, ϕ_{Satm} désigne les radiations solaires absorbées par l'atmosphère, et ϕ_{Sref} désigne les radiations solaires réfléchies dans l'espace. Par souci de clarté, la portion de $\phi_{S\uparrow}$ réfléchie à nouveau vers la surface par l'effet de l'atmosphère est éludée.

2. Radiations émises par la Terre et l'atmosphère

La Terre a une température inférieure au soleil, et émet donc des radiations de plus grande longueur d'onde que les radiations solaires. Les satellites sont capables de mesurer ces radiations de grande longueur d'onde au sommet de l'atmosphère, mais le signal est affecté par l'atmosphère (Sellers et al., 1990) :

$$\phi_{L_{TOA}} = \phi_{L\uparrow} - \phi_{Latm} + \phi_{Le\uparrow} \qquad \text{(A.6)}$$

où :

- $\phi_{L_{TOA}}$ désigne les radiations de grande longueur d'onde mesurées au sommet de l'atmosphère et se dirigeant vers l'espace (W.m^{-2})
- $\phi_{L\uparrow}$ désigne les radiations de grande longueur d'onde émises par la surface (W.m^{-2})
- ϕ_{Latm} désigne la portion de $\phi_{L\uparrow}$ absorbée par l'atmosphère (W.m^{-2})

- $\phi_{Le\uparrow}$ désigne les radiations de grande longueur d'onde émises par l'atmosphère vers l'espace (W.m^{-2})

L'atmosphère émet également des radiations de grande longueur d'onde $\phi_{Le\downarrow}$ (W.m^{-2}) en direction de la surface. Toutefois, seule une portion ε_s (nommée absorptivité de la surface) de cette radiation de grande longueur d'onde est absorbée par la surface (Sellers et al., 1990).

$\phi_{L\uparrow}$ est la somme de deux termes. L'un prend en compte la portion non absorbée de $\phi_{Le\downarrow}$ (W.m^{-2}) par la surface. L'autre correspond aux radiations émises par tout corps dont la température est supérieure à 0 Kelvin, en vertu de la loi de Stefan. La loi de Stefan fait intervenir un coefficient nommé émissivité. En vertu de la loi de Kirchhoff, l'émissivité d'un corps à l'équilibre thermodynamique est égale à son absorptivité ε .Il en découle la relation :

$$\phi_{L\uparrow} = \varepsilon_s \sigma T_{rad-HEMI}{}^4 + (1-\varepsilon)\phi_{Le\downarrow} \qquad \text{(A.7)}$$

où :

- ε_s est l'émissivité de la surface, égale à son absorptivité en vertu de la loi de Kirchoff
- σ est la constante de Stefan-Boltzmann (W.m^{-2}.K^{-4})
- $T_{rad\text{-}HEMI}$ est la température radiométrique hémisphérique de surface (K), comme définie par Norman and Becker (Norman and Becker, 1995). Il s'agit d'une intégrale moyennée sur l'ensemble des directions d'observation de la température radiométrique de surface T_{rad} qui serait ressentie par un radiomètre en orbite dans l'espace. Dans la pratique, on suppose T_{rad}=$T_{rad\text{-}HEMI}$ (Kustas and Norman, 1996), aussi la distinction entre ces deux grandeurs ne sera plus faite ci-après.

La Figure A2 illustre les phénomènes liés aux ondes de grande longueur d'onde dans l'atmosphère terrestre.

En pratique, $\phi_{L\uparrow}$ peut être estimé par télédétection à partir de l'équation (A.6) après correction des effets atmosphériques. L'équation (A.7) peut alors permettre d'accéder à T_{rad} (Sellers et al., 1990).

3. Radiation nette et évapotranspiration

Le flux de radiation nette à la surface de la Terre R_n (W.m^{-2}) se calcule en combinant l'ensemble des flux radiatifs évoqués ci-dessus, d'où l'équation suivante : (Courault et al., 2005) :

$$R_n = \phi_{s\downarrow} - \phi_{s\uparrow} - \sigma\varepsilon T_{rad}{}^4 + \varepsilon\phi_{Le\downarrow} \qquad \text{(A.8)}$$

R_n représente l'énergie radiative disponible à la surface de la Terre. Cette énergie est consommée sous trois formes différentes :

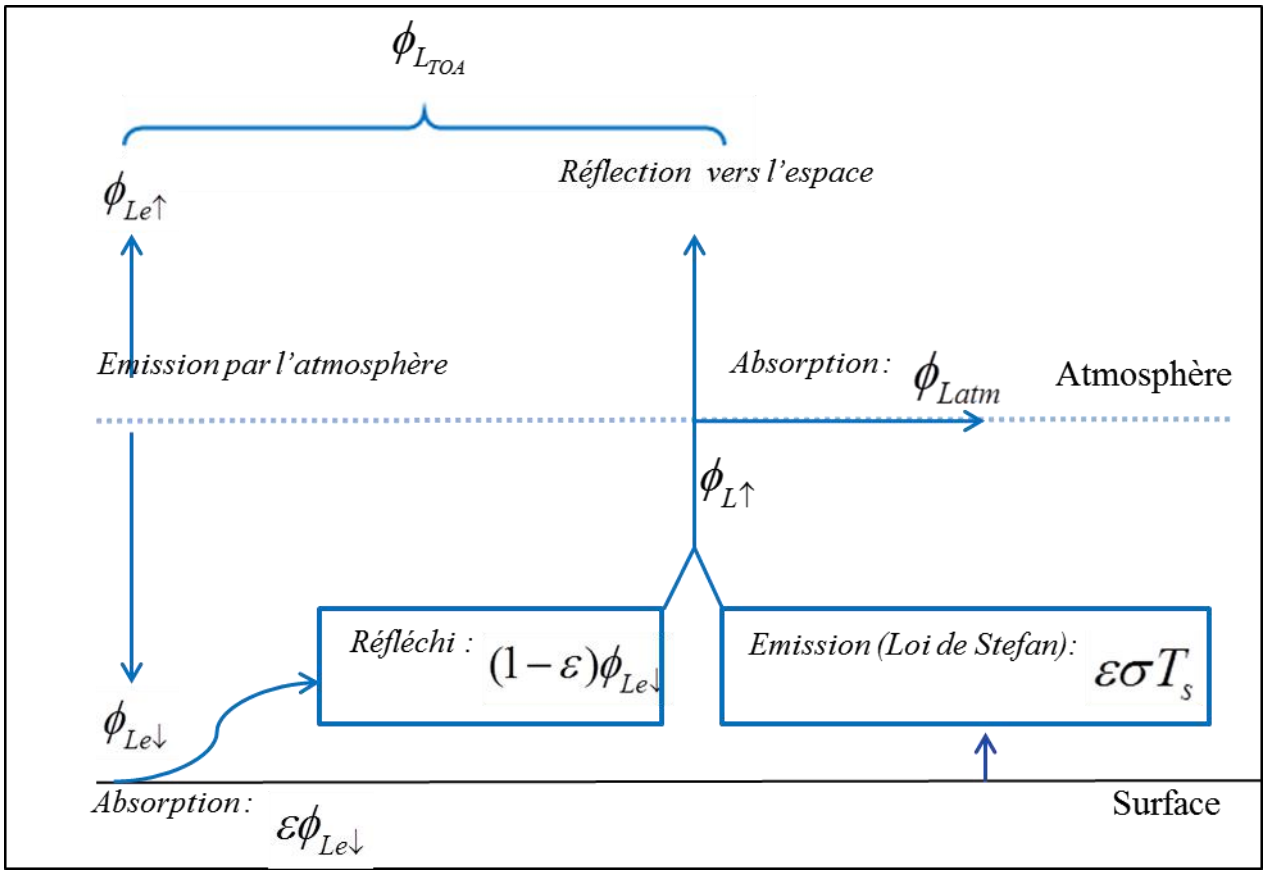


Figure A2 : Représentation schématique des processus liés aux ondes de grande longueur d'onde. $\phi_{Le\downarrow}$ et $\phi_{Le\uparrow}$ sont les radiations émises par l'atmosphère vers la surface et l'espace respectivement. ε est l'absorptivité, égale à l'émissivité à l'équilibre thermodynamique. σ est la constante de Stefan Boltzmann. Trad est la température radiative de surface. ϕ_{Latm} désigne les radiations de grande longueur d'onde absorbées par l'atmosphère

$$R_n = \lambda.ET + H + G \qquad \text{(A.9)}$$

où :

- *Rn* est le flux de radiation nette ($W.m^{-2}$)
- *G* est le flux de conduction dans le sol ($W.m^{-2}$)
- *λ* est la de chaleur latente de vaporisation (m^2s^{-2})
- *ET* est le taux d'évapotranspiration ($kg.m\text{-}2.s^{-1}$)
- *H* est le flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$)

H est lié au gradient de température vertical dans l'atmosphère : il s'agit d'un échange d'énergie sans changement de phase mais avec changement de température. λET est le flux d'énergie correspondant au changement de phase de l'eau : il s'agit d'un échange sans changement de température mais avec changement de phase. L'équation (A.9) fait directement intervenir le taux d'évapotranspiration *ET*, ce qui offre une opportunité de l'estimer à la condition de connaître la valeur des autres termes de l'équation.

λ est une fonction de la température, définie exactement par l'équation de Clapeyron (Koretsky, 2012) et approximable par ailleurs (Torquato and Stell, 1982).Parmi les autres termes de l'équation (A.9), Rn est le seul terme accessible plus ou moins directement via l'utilisation de données de télédétection, les autres devant être estimés par des méthodes indirectes (Sellers et al., 1990).

Les modèles de description de l'évapotranspiration à partir de données de télédétection se basent tous plus ou moins explicitement sur ce lien entre R_n et *ET*, en émettant des hypothèses complémentaires plus ou moins complexes pour approximer l'ensemble des termes de (A.9). Nouri et al. (2013) et Courault et al. (2005) passent en revue les méthodes existantes et distinguent quatre grandes catégories de modèles d'évapotranspiration utilisant des données de télédétection. Les quatre catégories en question sont les suivantes :

- Méthodes empiriques directes
- Méthodes résiduelles du bilan radiatif, estimant tous les paramètres de (A.9) dans le but d'isoler *ET*
- Méthodes d'inférence aussi appelées méthodes par indice de végétation. Celles-ci se basent sur l'équation de Penman-Monteith (PM) pour une culture de référence.
- Méthodes à base physique (dites « déterministes » dans la littérature scientifique (Courault et al., 2005)) utilisant des modèles décrivant les transferts entre le sol, la végétation et l'atmosphère. On parle de modèle SVAT. (Soil Vegetation Atmosphere Transfert model).

Une étude bibliographique récente de Zhang et al. (2016) propose une classification différente et met notamment en exergue d'autres méthodes utilisant des relations plus ou moins simplifiées basées sur l'équation de PM. Cette catégorie incluse, on en arrive donc à 5 grandes catégories de méthodes d'estimation d'ET à partir de données de télédétection.

Toutefois, toutes ces techniques ont en commun de nécessiter la réalisation d'étapes de prétraitement des images de télédétection acquises au sommet de l'atmosphère, de façon à pouvoir retrouver les réflectances de surface. En effet, l'atmosphère altère les réflectances mesurées par les satellites.

Ainsi, la suite de cette bibliographie s'attèle dans un premier temps à une revue synthétique des corrections apportées aux images acquises depuis l'espace en amont de leur utilisation, puis à la description des différentes méthodes d'estimation de l'ET à partir de ces images.

Prétraitement des images acquises par télédétection

L'interprétation d'images optiques acquises par télédétection ne peut se passer d'étapes de prétraitement, dont notamment :

- L'ortho-rectification
- La détection des nuages
- La correction atmosphérique

1. Ortho-rectification

L'angle de vue des capteurs est souvent oblique, ils n'acquièrent donc pas les images au nadir (i.e., à la verticale) de la zone considérée ; il en résulte un décalage géométrique des pixels acquis. Sans prétraitement, ce phénomène rend impossible la superposition des images à des cartes, et leur intégration à des Systèmes d'Information Géographique (SIG). Le relief terrestre, et les incertitudes liées au capteur, entre autres, participent également au décalage observé (Toutin, 2004).

Le prétraitement nécessaire pour pallier ce problème se nomme l'ortho-rectification. Il consiste à définir des points d'appui de coordonnées connues sur l'image acquise (des croisements de routes, par exemple) de façon à déterminer les coordonnées réelles de tout point de l'image par triangulation.

Renseigner les points d'appui peut s'avérer une tâche laborieuse. Diverses méthodes ont donc été développées pour détecter automatiquement les points d'appui (Leprince et al., 2007, Konugurthi et al., 2016, Liu and Chen, 2009).

2. Détection des nuages

A travers un couvert nuageux, l'information délivrée par un capteur radiatif est perdue ou fortement altérée. Or, les nuages couvrent plus de 50% de la surface terrestre (King et al., 2013). Des algorithmes de détection automatique des nuages ont donc été mis au point dans le but d'identifier les pixels nuageux. Ces algorithmes reposent sur des réflectances limites pour certaines bandes spectrales (Dozier, 1989; Saunders and Kriebel, 1988) et/ou sur la comparaison de la réflectance d'une même surface à plusieurs temps différents (Ackerman et al., 1998; Hagolle et al., 2010). Cette étape préliminaire est nécessaire dans la chaîne de traitement d'une image optique, notamment pour effectuer la correction atmosphérique (Hagolle et al., 2010).

3. Correction atmosphérique

L'atmosphère altère les mesures obtenues par télédétection via deux processus : l'absorption et la diffusion des ondes lumineuses. De fait, la réflectance mesurée au sommet de l'atmosphère

diffère de la réflectance à la surface du sol (Rahman and Dedieu, 1994), si bien qu'une correction des effets atmosphériques est nécessaire pour retrouver les réflectances de surface.

De nombreux modèles de transfert radiatif, plus ou moins complexes, permettent de décrire les phénomènes se jouant dans l'atmosphère afin de retrouver la valeur des paramètres de surface. Par exemple : 5S (Tanré et al., 1990), MODTRAN (Berk et al., 1999), LOWTRAN (Kneizys et al., 1988), SMAC (Rahman and Dedieu, 1994)

Les données d'entrée de ces outils de correction sont la géométrie du problème, la profondeur optique des aérosols (indicative de la transparence du milieu), et le contenu en divers gaz de l'atmosphère. Les données de profondeur optique peuvent avoir une grande hétérogénéité et sont donc critiques pour la correction atmosphérique (Liang et al., 2001). La profondeur optique des aérosols peut être obtenue à partir de photomètres. Le réseau AERONET constitue une source notable de mesures de profondeur optique des aérosols. (AERONET, 2017) .

Dans le cas où la profondeur optique des aérosols n'est pas directement mesurable, il est possible de retrouver ce paramètre indirectement. Les méthodes les plus utilisées pour y parvenir se classent en deux catégories : les méthodes multi-spectrales (MS) et les méthodes multi-temporelles (MT). Les méthodes MS utilisent des relations empiriques entre les réflectances de surface de plusieurs bandes spectrales. Les méthodes MT reposent sur la grande variabilité temporelle de l'épaisseur optique des aérosols comparée à celle des réflectances de surface. Dès lors, un changement brusque de la mesure de la réflectance au sommet de l'atmosphère a de fortes chances d'être associé à une variation de l'épaisseur optique des aérosols (Hagolle et al., 2015).

D'autres méthodes évitent le recours à un modèle de transfert radiatif. Chen et Ohring (1984) et Koepke et al. (1985) proposent une relation simple pour dériver les réflectances de surface à partir des réflectances au sommet de l'atmosphère :

$$a_0 = \frac{a_{TOA} - a_{atm}}{\tau_{sw''}} \qquad \text{(A.10)}$$

où :

- a_0 : réflectance de surface
- a_{TOA} : réflectance au sommet de l'atmosphère
- a_{atm} : « fractional path radiance ». Il s'agit de la réflectance due à l'atmosphère
- $\tau_{sw''}$: Produit de la transmittance de l'atmosphère pour le trajet de l'onde du sommet de l'atmosphère au sol et pour le trajet du sol au capteur.

Dans (A.10), pour une cible très sombre, on peut supposer que $a_0 = 0$. On en déduit que a_{atm} est égal à a_{TOA} d'une cible sombre. Une combinaison de cette hypothèse avec des mesures de

terrain complémentaires permet de retrouver la relation liant a_{TOA} et a_0. (Bastiaanssen et al., 1998). Alternativement, deux mesures (au moins) de a_0 peuvent être combinées à des mesures satellites de a_{TOA} pour calibrer une régression linéaire entre a_0 et a_{TOA}. (Roerink et al., 2000).

Parmi les autres corrections atmosphériques ne faisant pas intervenir de modèle de transfert radiatif, on peut notamment citer la correction Flat Field et la correction Internal Average Relative Reflectance (IARR - Gao et al., 2006).

La correction « flat field » nécessite que l'image contienne une cible dont la réflectance dépend peu de la longueur d'onde considérée. Une telle cible contient la signature des effets de diffusion et d'absorption atmosphérique. La méthode consiste à normaliser toutes les données acquises par celles de la cible choisie en tant que « flat field ». La méthode IARR, quant-à-elle, normalise les données acquises par une image moyennée issue des données. (Gao et al., 2006). Ces deux techniques ont l'avantage de ne requérir ni modèle de transfert radiatif, ni mesures de terrain. Toutefois, les réflectances de surface corrigées sont souvent sujettes à une absorption différente de celle que l'on pourrait observer par des mesures (Gao et al., 2006)

4. Autres correction

Les autres étapes de prétraitement des images optiques incluent notamment :

- correction des effets de relief sur le bilan radiométrique (Dymond and Shepherd, 1999)
- Correction des effets de l'environnement direct de la cible sur la réflectance mesurée (site internet du CESBIO)

Une fois l'ensemble de ces prétraitements réalisé, la modélisation de l'ET à partir des images issues de la télédétection est possible.

Les méthodes d'estimation de l'ET seront décrites dans les parties suivantes selon cinq catégories :

- Méthodes empiriques directes
- Méthodes résiduelles
- Méthodes d'inférence
- Autres méthodes basées sur l'équation de Penman-Monteith
- Méthodes déterministes

Méthodes empiriques directes

Jackson et al. (1977) ont été les premiers à dériver une relation empirique de l'ET au pas de temps journalier à partir de mesures de terrain. Cette relation a été obtenue en émettant plusieurs hypothèses simplificatrices de l'équation (A.9) et est analysée par Seguin et Itier (1983).

D'une part, *G* est considéré négligeable sur une période de 24 h. D'autre part, sur cette même période, le rapport *H*/*Rn* est considéré constant égal à sa valeur à midi, d'où l'équation suivante (Seguin and Itier, 1983) :

$$\frac{H_d}{R_{nd}} = \frac{H_i}{R_{ni}} \tag{A.11}$$

Les indices *d* et *i* font référence à la valeur journalière et à midi, respectivement. En pratique, le ratio H/R_n varie, notamment de nuit. Toutefois, la magnitude de l'ET aux alentours de midi est telle que l'erreur qui résulte de cette hypothèse est faible (Seguin and Itier, 1983).

H est approximé par l'équation suivante (Norman and Becker, 1995) :

$$H = \frac{\rho_a C_p (T_{aero} - T_a)}{r_a} \tag{A.12}$$

où :

- C_p est la chaleur spécifique de l'air ($J.K^{-1}.kg^{-1}$)
- ρ_a est la densité de l'air ($kg.m^{-3}$)
- T_{aero} est la température aérodynamique de surface (K). Il s'agit de la température obtenue en extrapolant le profil logarithmique de température de l'air jusqu'à une certaine hauteur traduisant la rugosité du couvert végétal (Norman and Becker, 1995)
- T_a est la température de l'air, et l'altitude du thermomètre est notée z (K)
- r_a est la résistance aérodynamique. ($s.m^{-1}$) et détermine le transfert de chaleur et de vapeur d'eau dans l'air au-dessus de la végétation (Allen et al., 1998)

Puisque T_{aero} ne peut pas être mesuré par télédétection, T_{aero} est généralement remplacé par la température radiative de surface T_{rad} (Kustas and Norman, 1996), d'où l'équation (A.13). L'écart entre T_{aero} et T_{rad} est typiquement de 1 à 2 Kelvin (Choudhury et al., 1986) (Huband and Monteith, 1986) mais peut atteindre 10 Kelvin pour des végétations éparses. (Kustas, 1990).

$$H = \frac{\rho_a C_p (T_{rad} - T_a)}{r_a} \tag{A.13}$$

La combinaison des équations (A.9), (A.11), et (A.13) donne l'équation (A.14) :

$$\lambda ET_d = R_{nd} - H_d = R_{nd} - H_i \frac{R_{nd}}{R_{ni}} = R_{nd} - \frac{R_{nd}}{R_{ni}} \frac{\rho_a C_p (T_{rad} - T_a)}{r_{ai}} \qquad \text{(A.14)}$$

Pour un cas neutre et une approximation au premier ordre, la résistance aérodynamique à midi r_{ai} peut s'écrire (Seguin and Itier, 1983) :

$$r_{ai} = \frac{\left[\ln(\frac{z_u}{z_0})\right]^2}{V_k{}^2 u_i(z_u)} \qquad \text{(A.15)}$$

où :

- V_k est la constante de Von Karman
- $u_i(z_u)$ est la vitesse du vent à midi (ms^{-1}). La côte du capteur est notée z_u (m)
- z_0 est un paramètre de rugosité (m)

Si l'on admet que le ratio R_{nd}/R_{ni} et la vitesse du vent $u_i(z_u)$ sont raisonnablement constants d'un jour à l'autre, alors (A.15) dans (A.14) donne (A.16) (Seguin and Itier, 1983) :

$$\lambda ET_d = R_{nd} - B(T_{rad} - T_a) \qquad \text{(A.16)}$$

avec $B = \frac{R_{nd}}{R_{ni}} \frac{\rho_a C_p}{r_{ai}}$, constant en vertu des hypothèses ci-avant, à calibrer avec des mesures de terrain. Jackson et al. (1977) trouvent expérimentalement B=0.064 pour un terrain de blé à Phoenix, Seguin et Itier obtiennent B=0.25 pour un terrain d'herbe à Crau. Chacun s'accorde à dire que la valeur de B n'est pas transférable d'un site à un autre.

Seguin et Itier proposent une approximation plus complexe de r_{ai} dans le but de prendre en compte l'état d'instabilité de l'atmosphère. Il en découle une expression plus générale :

$$\lambda ET_d = R_{nd} - B(T_{rad} - T_a)^n \qquad \text{(A.17)}$$

Où B et n, à calibrer en fonction de la zone d'étude, dépendent notamment de la stabilité de l'atmosphère, de la vitesse du vent, et de la rugosité de la surface.

Un défaut notable de cette méthode réside dans le besoin d'une mesure de T_a (l'hétérogénéité du champ de température au niveau du sol est relativement élevée). Carlson et Buffum (1989) ont donc suggéré que la mesure de T_a se fasse à z=50 m. A cette altitude, les effets de surface ont un impact limité sur T_a, si bien que des moyennes régionales peuvent être utilisées.

Par ailleurs, les hypothèses qui permettent de poser *B* et *n* comme des paramètres constants sont très simplificatrices. Elles ne permettent pas d'appliquer la méthode sur une surface hétérogène étendue, comme en attestent les valeurs de *B* très différentes calculées par Jackson et al. et Seguin et Itier. En conséquence, Carlson et al. (1995) ont utilisé un modèle SVAT pour établir un lien entre *B* et *n* d'une part, et la fraction du sol couverte par la végétation (notée f_c) d'autre part. En effet, la transpiration des plantes dépend de f_c. Pour des rugosités de surface allant de 2 à 30 cm et des vitesses du vent comprises entre 1 et 8.5 ms^{-1}, les chercheurs en arrivent à la régression statistique suivante :

$$B = 0.0175 + 0.05 f_c \ (\mp 0.002) \tag{A.18}$$

$$n = 1.004 - 0.335 f_c \ (\mp 0.053) \tag{A.19}$$

Dans (A.18) et (A.19), f_c est approximable directement à partir d'un indice de végétation (Normalized Difference Vegetation Index ou NDVI), découlant lui-même d'images issues de la télédétection (Carlson et al., 1995) :

$$NDVI = \frac{a_{0nir} - a_{0vis}}{a_{0nir} + a_{0vis}} \tag{A.20}$$

$$N^* = \frac{NDVI - NDVI_0}{NDVI_s - NDVI_0} \tag{A.21}$$

$$f_c = (N^*)^2 \ (\mp 4.2\%) \tag{A.22}$$

où :

- a_0 est la réflectance de surface
- les indices *vis* et *nir* font références aux bandes spectrales de longueur d'onde légèrement inférieures à 0.7 µm et légèrement supérieures à 0.7µm, respectivement.
- N^* est le NDVI normalisé
- $NDVIs$ est la valeur de NDVI pour f_c=1
- $NDVI_0$ est la valeur de NDVI pour f_c=0

Toutefois, il est à noter que même en utilisant pour *B* et *n* les approximations (A.18) et (A.19) dans l'équation (A.17), l'obtention de l'ET n'est pas immédiate. En effet, R_{nd} , T_{rad}, et *fc* restent inconnus *a priori*. Jackson et al. travaillent à l'échelle locale et se passent donc de télédétection : ils mesurent R_n et T_{rad} avec des instruments au sol. Ils n'ont pas non plus besoin d'accéder à f_c car ils calibrent *B* expérimentalement. A l'échelle régionale, ces paramètres sont généralement obtenus à partir de données de télédétection. Plus de détail à ce sujet sera apporté dans les parties suivantes.

Au pas de temps journalier, les méthodes empiriques ont une précision de 20 à 30% ou $\mp$ 1mm (Kustas and Norman, 1996). Le Tableau A1 récapitule les forces et faiblesses de ce type de méthodes.

Tableau A1 : Forces et faiblesses des méthodes empiriques directes pour le calcul de l'évapotranspiration

Forces	**Faiblesses**
Méthode très simple à appliquer	Nombreuses hypothèses simplificatrices. Ne reproduit pas la physique de processus
Des relations existent dans une certaine gamme de rugosités et de vitesses du vent pour déterminer *B* et *n* sans calibration à partir de *NDVI*	Mesures de terrain nécessaires pour calibrer le modèle en dehors des gammes de valeurs évoquées ci-contre. *B* et *n* calibrés de la sorte ne sont pas transférables à d'autres sites.
Une fois la relation calibrée, peu de paramètres sont requis : Température de l'air au niveau du sol, température radiative de surface, et flux de radiation net	

Méthodes résiduelles

Le principe des méthodes résiduelles est d'estimer *Rn*, *G*, et *H* dans le but d'isoler *ET* dans (A.9). A la différence des méthodes empiriques, qui ne se basent que sur des régressions statistiques, les méthodes résiduelles combinent des relations physiques à des relations empiriques.

Ces modèles se divisent en deux sous catégories : les modèles à simple source (Allen et al., 2007; Bastiaanssen, 2000; Boni et al., 2001; Roerink et al., 2000) et les modèles à double source (Anderson, 1997; Norman et al., 1995; yunhao et al., 2005). Les modèles simple-source ne distinguent pas l'évaporation de la transpiration. A l'opposé, les modèles à double source estiment séparément les flux d'énergie entre le sol et l'atmosphère d'une part, et entre la végétation et l'atmosphère d'autre part (Kalma et al., 2008).

1. Modèles à simple source

Isoler *ET* implique une estimation de l'ensemble des autres paramètres de (A.9). Les inconnues restantes à identifier sont *G*, *H* et *Rn*.

1. Estimation de Rn le flux de radiation net

Rn est estimé grâce à l'équation (A.8). (A.5) dans (A.8) permet d'écrire *Rn* sous la forme :

$$R_n = (1-\alpha)\phi_{s\downarrow} - \sigma\varepsilon T_{rad}{}^4 + \varepsilon\phi_{Le\downarrow} \qquad \text{(A.23)}$$

L'idée étant de déterminer les paramètres de (A.23) soit par le biais de la télédétection, soit par des mesures au sol.

ε est exprimé en fonction de *NDVI* (Bastiaanssen, 2000; Roerink et al., 2000), du *SAVI* (Soil Vegetation Atmosphere Index - Allen et al., 2007) ou mesuré (Su, 2002).

Les senseurs thermiques avec plus d'une bande spectrale dans une fenêtre atmosphérique relativement transparente permettent l'utilisation de techniques simples pour atteindre T_{rad} : les techniques « split window ». Il s'agit d'une déduction de T_{rad} à partir du signal radiométrique de deux bandes spectrales, en faisant l'hypothèse que l'absorption atmosphérique est une combinaison linéaire des radiances de deux bandes spectrales (Jin and Goetz, 2001). La méthode a été introduite pour la première fois en 1970 (Anding and Kauth, 1970).

α est généralement calculé par une combinaison linéaire de réflectances dans différentes longueur d'ondes (Liang, 2004). $\phi_{s\downarrow}$ est une fonction du jour de l'année, d'éléments géométriques, et de la transmitivité atmosphérique. (Allen et al., 2007). $\phi_{Le\downarrow}$ est tantôt mesuré (Roerink et al., 2000), tantôt exprimé par la loi de Stefan, où ε_a est l'émissivité de l'air pouvant être déduite de l'humidité de l'air (Brutsaert, 1975) :

$$\phi_{Le\downarrow} = \sigma\varepsilon_a T_a \tag{A.24}$$

Toutefois, Sellers et al. (1990) font remarquer que déterminer ainsi *Rn* via une estimation de $\phi_{L\downarrow}$, $\phi_{L\uparrow}$, $\phi_{S\downarrow}$, et $\phi_{S\uparrow}$ est propice à l'accumulation d'erreurs.

Alternativement, des chercheurs proposent donc d'estimer *Rn* à la surface à partir de son homologue au sommet de l'atmosphère (Pinker and Tarpley, 1988). D'autres utilisent des propriétés à variation lente dans le temps (albédo, humidité du sol) conjointement à une estimation de $\phi_{S\downarrow}$ par télédétection pour aboutir à *Rn* (Kustas et al., 1994).

2. *Estimation de G, le flux de conduction dans le sol*

L'estimation de *G* est considérée relativement simple (Kalma et al., 2008). Pourtant, Li et al. (2009) indiquent qu'il est impossible de mesurer directement *G* à partir de données de télédétection.

En conséquence, le ratio *G/Rn* est supposé constant, ou estimé en fonction de plusieurs paramètres. Ainsi, par exemple, *G* peut être calculé empiriquement à partir de divers paramètres issus de la télédétection par les équations suivantes (Allen et al., 2007; Su, 2002) :

$$G = (0.30(1 - 0.98NDVI^4)R_n \tag{A.25}$$

$$\frac{G}{R_n} = (\mathrm{T_s} - 273.15)(0.0038 + 0.0074\alpha)(1 - 0.98\ \mathrm{NDVI}^4) \tag{A.26}$$

La précision de ces méthodes indirectes est d'environ 20 à 30%. (Kustas and Norman, 1996). Toutefois, l'impact de *G* est faible sur le bilan de radiation. D'une part, sur un cycle de 24 heures, les variations de *G* ont tendance à se compenser si bien que diverses études ont négligé *G* au pas de temps infra-journalier (Allen et al., 1998; Seguin and Itier, 1983). Par ailleurs, le ratio *G/Rn* vaut communément 0.05 à 0.2 (Kalma et al., 2008).

3. *Estimation de H, le flux de chaleur sensible*

L'estimation de *H* se fait via l'équation (A.12) et constitue le pivot des méthodes résiduelles. (Kalma et al., 2008). Comme indiqué précédemment, dans (A.12), T_{aero} ne peut pas être mesuré par télédétection; il donc généralement remplacé par T_{rad} (Kustas and Norman, 1996), d'où l'équation (A.13). Dans (A.12), r_a dépend notamment de la rugosité de surface, de la vitesse du vent mesurée à la côte z_u, et de la stabilité de l'atmosphère. Son expression la plus commune est décrite par l'équation suivante (Kalma et al., 2008) :

$$r_a = \frac{\ln\left[(z_u - d)/z_{om} - \psi_1\right]\ln\left[(z_u - d)/z_{oh} - \psi_2\right]}{V_k^{\,2}u} \tag{A.27}$$

où :

- z_{oh} est la longueur de rugosité pour le flux de chaleur sensible
- z_{om} est la longueur de rugosité pour le flux de quantité de mouvement, généralement estimée à partir de mesures de vitesses du vent au-dessus de la végétation. Il s'agit de la hauteur au-dessus de d où la vitesse du vent atteindrait 0 si l'on étendait artificiellement le profil vertical de vitesse de vent en dessous du couvert végétal (Brutsaert, 1982)
- d est un décalage par rapport au plan de référence, introduit pour prendre en compte le fait que l'origine de z est référencée à la côte du sol, au lieu de la côte appropriée pour la dérivation du profil logarithmique de vitesse du vent. (Brutsaert, 1982)
- ψ_1 et ψ_2 sont des fonctions qui dépendent de la stabilité de l'atmosphère.

ψ_1 et ψ_2 sont des fonctions complexes dont l'un des paramètres doit être résolu itérativement simultanément à H (Choudhury, 1994). Pour des conditions de stabilité neutres, $\psi_1 = \psi_2 = 0$, et on retrouve ainsi l'équation (A.15) en supposant par ailleurs z_{om}=z_{oh}. Toutefois, cette hypothèse est simplificatrice, car z_{om} et z_{oh} décrivent des processus physiques différents ; un écart subsiste donc entre ces deux grandeurs (Brutsaert, 1982, in Li et al., 2009)

Pour prendre en compte l'écart entre z_{om} et z_{oh} d'une part, (Li et al., 2009), et pour compenser l'erreur commise en remplaçant T_{aero} par T_{rad} d'autre part (Lhomme et al., 2000), l'approche commune est d'ajouter une résistance additionnelle r_e dans (A.13), conduisant à l'équation ci-après (Lhomme et al., 2000) :

$$H = \frac{\rho_a C_p (T_{rad} - T_a)}{r_a + r_e} \quad avec \quad r_e = \frac{B^{-1}}{u^*}$$

(A.28)

où :

- B^{-1} est défini par $VkB^{-1} = ln(z_{om}/z_{oh})$, et s'obtient par calibration (Kalma et al., 2008)
- u^* est la vitesse de friction (m.s^{-1})

Toutefois, Verhoef et al. (1997) ont passé en revue les méthodes de détermination de B^{-1} et concluent en émettant d'importantes réserves. La plupart des méthodes sont empiriques, et par conséquent difficiles à appliquer à une grande variété de surfaces (Kustas and Norman, 1997).

Les modèles simple-source sont généralement peu demandeurs en temps de calcul (Li et al., 2009). Toutefois, ils requièrent souvent une calibration à partir de mesures de terrain, ce qui limite leur utilisation sur de larges étendues (Li et al., 2009). Par ailleurs, leur efficacité est discutable pour des végétations éparses (Kustas and Daughtry, 1990). Des corrections existent, et r_e en est un exemple, mais souvent elles ne sont pas applicables en toutes circonstances (Li et al., 2009). Par ailleurs, les équations (A.27) et (A.28) ne permettent pas de distinguer les

processus liés à l'évaporation de ceux liés à la transpiration, par conséquent, les résistances ne sont pas bien définies (Kalma et al., 2008). Pour pallier à ces problèmes, des modèles à double sources ont été développés.

2. Modèles à double source

Les modèles à double source reposent sur l'idée de modéliser indépendamment l'évaporation et la transpiration. Ils ne requièrent pas de calibration a priori et ne nécessitent pas plus de données au sol que les modèles à simple source. (Li et al., 2009). Leur principe est détaillé ci-après.

Vining and Blad ont démontré que lorsque T_{aero} dans (A.12) est remplacé par T_{rad} dans (A.13), l'angle θ_{rad} selon lequel est mesuré T_{rad} impacte significativement le calcul de H (Vining and Blad, 1992). Cela bouscule le postulat émis dans l'équation (A.7), selon lequel $T_{rad} = T_{rad\text{-}HEMI}$.

Cela est dû à deux phénomènes. D'une part, la température T_c de la végétation et la température T_s du sol ne sont pas identiques. D'autre part, la fraction du sol perçue comme couverte par la végétation (f_c) est une fonction de l'angle de vue. T_{rad} peut donc s'écrire sous la forme de l'équation suivante (Norman et al., 1995) :

$$T_{rad}(\theta_{rad}) = \left[f_c(\theta) T_c^{n_t} + (1 - f_c(\theta)) T_s^{n_t} \right]^{\frac{1}{n_t}} \tag{A.29}$$

où n_t dépend de la bande spectrale considérée. n_t =4 convient pour les bandes 8-14µm et 10-12µm (Becker and Li, 1990).

D'autres études ont ensuite démontré que cette caractéristique pouvait être utilisée pour prendre en compte les variations de z_{oh} à partir de mesures de T_{rad} à l'angle θ_{rad} (Brutsaert and Sugita, 1996). Or, en utilisant un modèle double source, Blyth et Dolman (1995) ont mis en exergue la dépendance de z_{oh} avec des conditions de surface (f_c, résistances du sol et de la végétation, déficit en eau) et la quantité d'énergie disponible Rn-G.

Ceci a motivé la communauté à utiliser des modèles double source pour prendre en compte le remplacement de T_{aero} par T_{rad} (Kustas and Norman, 1997). Ainsi, Norman et al. (1995) réécrivent l'équation (A.13) sous la forme de l'équation suivante :

$$H = \frac{\rho_a C_p (T_{rad}(\theta_{rad}) - T_a)}{r_r} \tag{A.30}$$

Dans (A.30), r_r est est une résistance radiométrique-convective, dont l'expression est détaillée dans l' équation suivante (Norman et al., 1995) :

$$r_r = \frac{T_{rad}(\theta) - T_a}{\frac{T_c - T_a}{r_a} + \frac{T_s - T_a}{r_a + r_{sol}}} \tag{A.31}$$

où :

- T_c est la température du couvert végétal (K)
- T_s est la température de la suface du sol (K)
- r_{sol} est la résistance du sol au transfert de chaleur (s.m^{-1})

Dans (A.31), la résistance r_r fait clairement apparaître deux composantes permettant de distinguer l'évaporation de la transpiration.

Toutefois T_c et T_s ne sont pas connus *a priori*, il en est donc de même pour $T_{rad}(\theta_{rad})$. Pour retrouver ces paramètres, la température de brillance, $T_B(\theta_{rad})$, mesurable directement par un radiomètre en orbite, est utilisable. Dans ce cas, il faut également estimer l'émissivité thermale directionnelle de surface $\varepsilon(\theta_{rad})$, et la température hémisphérique du ciel T_{sky} (Norman et al., 1995) :

$$T_B(\theta_{rad}) = \left[\varepsilon(\theta_{rad})(T_{rad}(\theta_{rad}))^{n_t} + (1 - \varepsilon(\theta_{rad}))T_{sky}{}^{n_t} \right]^{\frac{1}{n_t}} \tag{A.32}$$

Par définition, la température de brillance est la température d'un corps noir qui émettrait des radiations de même radiance que celles observées (Norman and Becker, 1995).

Deux mesures de T_b sous des angles différents permettent, via les équations (A.32) et (A.29), d'estimer T_c, T_b, et T_{rad}. Toutefois, souvent, à un temps donné, une unique mesure de T_b est disponible. Des techniques alternatives permettent néanmoins de retrouver ces paramètres. Norman et al. (1995) y parviennent en partitionnant la divergence de la radiation nette en un flux de chaleur sensible et un flux de chaleur latente en ayant recours à l'approximation de Priestly-Taylor (1972).

La communauté scientifique a continué à innover dans le développement des modèles à double source (Kalma et al., 2008; Li et al., 2009), mais les quelques équations et principes ci-dessus en sont la base.

Parmi les innovations notables, on peut citer le modèle à double source ALEXI (Atmosphere Land Exchange Inverse Model). Les données d'entrée principales du modèle sont f_c (obtenu via le *NDVI*) et une différence de T_{rad} à quatre heures d'intervalle, peu après le lever du soleil (Mecikalski et al., 2005). Cette méthode diminue l'impact des incertitudes liées à l'estimation de l'émissivité et des effets atmosphérique. En effet, puisque ce n'est pas la valeur absolue de T_{rad} qui est utilisée mais une différence, les erreurs commises ont tendance à se compenser (Kalma et al., 2008). Toutefois, seuls les satellites géostationnaires permettent la capture d'images optiques d'une même zone à quatre heures d'intervalle. Or, l'angle de vue des

satellites géostationnaires n'est pas optimal pour les hautes latitudes (>60° - van den Hurk, 2001).

Le Tableau A2 résume les forces et faiblesses des modèles résiduels à simple source. Le Tableau A3 rappelle les forces et faiblesses des modèles résiduels à double source.

Tableau A2 : Forces et faiblesses de modèles résiduels à simple source

Forces	**Faiblesses**
Méthode légère en temps de calcul par rapport aux méthodes résiduelles à double-source	Recours à des calibrations empiriques pour compenser le remplacement de la température aérodynamique par la température radiométrique. Ne distinguent pas l'évaporation de la transpiration
Bonne précision pour les zones homogènes à la végétation dense	Précision inférieure pour les végétations éparses

Tableau A3 : Forces et faiblesses de modèles résiduels à double source

Forces	**Faiblesses**
Base physique supérieure à celle des modèles résiduels à simple source. Distinguent l'évaporation de la transpiration en limitant les calibrations empiriques	Requièrent l'estimation de la température du couvert végétal et de la température du sol
Plus facilement applicables à une grande variété de surfaces	

Méthodes par inférence

En recherche, les méthodes par inférence déterminent l'évapotranspiration par le biais de l'équation suivante (Allen et al., 1998) :

$$ET = ET_0(K_s.K_{cb} + K_e) \tag{A.33}$$

où :

- ET est l'évapotranspiration réelle pour la zone d'étude (mm/jour)
- ET_0 est l'évapotranspiration pour une culture de référence, définie par la suite
- K_{cb} (basal crop coefficient) est un coefficient définissant la transpiration de la végétation étudiée. Il s'agit du rapport entre ET et ET_0 lorsque la surface du sol est sèche, tout en conservant un degré d'humidité suffisant dans la zone racinaire pour maintenir une transpiration maximale de la plante. K_{cb} inclue tout de même un faible apport dû à l'évaporation correspondant au sol se trouvant sous la végétation dense et à l'eau se trouvant sous la surface sèche
- K_s est un coefficient de stress hydrique variant entre 0 et 1 et réduisant la transpiration de la plante en fonction de l'humidité de la zone racinaire
- K_e est un coefficient décrivant l'évaporation du sol et dépend principalement de la fraction du sol à la fois humide et exposée au rayonnement solaire.

L'obtention des termes de (A.33) est détaillée ci-après.

1. Evapotranspiration de référence

En 1948, Penman a combiné l'équation (A.9) et l'hypothèse d'un ratio de Bowen approximable par des gradients de température et d'humidité afin de calculer le taux d'évaporation d'une étendue d'eau à surface libre pour des conditions météorologiques standards (Penman, 1948). La communauté scientifique a poursuivi son travail en étendant l'équation aux végétaux. Il en a découlé l'équation de PM (Monteith, 1965) :

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \dfrac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \dfrac{r_s}{r_a})} \tag{A.34}$$

Dans (A.34), Δ est la pente de la courbe décrivant la pression de vapeur saturante en fonction de la température, e_s est la pression de vapeur saturante de l'air, e_a est la pression de vapeur réelle de l'air et γ est la constante psychométrique. R_n est le flux de radiation net, G est le flux de conduction dans le sol, et r_a est la résistance aérodynamique. r_s est une résistance de surface décrivant la résistance de la surface du sol à l'évaporation et celle du couvert végétal à la

transpiration (Allen et al., 1998). r_s dépend de plusieurs facteurs environnementaux, notamment le stress hydrique.

Allen et al. (1998) définissent une culture de référence et y appliquent (A.34). La culture en question a une hauteur hypothétique de 12 cm, une résistance de surface r_s= 70 s.m^{-1}, et un albedo de 0.23. Une telle culture aurait des caractéristiques proches d'une herbe verte de hauteur uniforme, empêchant totalement l'accès de la lumière au sol, et dans une situation de stress hydrique nul (d'où la valeur constante de r_s - Allen et al., 1998). Les chercheurs expriment c_p en fonction de la constante psychométrique et considèrent la loi des gaz parfait pour exprimer ρ_a. Pour le calcul de r_a, l'équation (A.27) est largement simplifiée. En effet, les auteurs considèrent le cas de stabilité atmosphérique neutre ($\psi_1 = \psi_2 = 0$) et expriment d, z_{om}, et z_{oh} par des relations empiriques dépendant de la hauteur de la végétation (12 cm pour cette culture de référence). Les mesures de température, d'humidité, et de vitesse du vent sont supposées être prises à une hauteur de 2 m. Il en résulte l'équation ci-après, exprimée au pas de temps journalier, souvent dénotée : Equation de Penman Monteith FAO (Food and Agriculture Organization).

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \qquad \text{(A.35)}$$

où :

- ET_0 : evapotranspiration de référence (mm.jour^{-1})
- R_n : Radiation nette à la surface (MJ.m^{-2}.jour^{-1}) (M est l'abréviation de Méga)
- G : flux de conduction dans le sol (MJ.m^{-2}.jour^{-1})
- T : température moyenne journalière à z=2m (°C)
- u_2 : vitesse du vent à z=2m (m.s^{-1})
- e_s : pression de vapeur saturante de l'air (kPa)
- e_a : pression de vapeur réelle de l'air (kPa)
- (e_s-e_a) déficit en vapeur de l'air (kPa)
- Δ : pente de la courbe décrivant la pression de vapeur saturante en fonction de la température (kPa.°C^{-1})
- γ : constante psychométrique (kPa.°C^{-1})

Allen et al. (1998) fournissent un guide très détaillé permettant d'approximer chacun des termes de (A.35), notamment *Rn* et *G*.

Allen et al. (1998) fournissent également une forme de (A.35) au pas de temps horaire. Ils indiquent toutefois que des estimations précises au pas de temps horaire pourraient nécessiter l'emploi d'hypothèses moins fortes pour l'expression de r_a et r_s. D'après ces mêmes auteurs, la sommation des estimations horaires sur des cycles de 24 heures a tendance à voir les erreurs se compenser.

Cette formulation a l'intérêt de ne dépendre que de paramètres climatiques (en plus de R_n et G) : la vitesse du vent, la température, l'humidité de l'air, et la radiation nette. En effet, Δ et γ sont exprimés à partir de la température et de la pression respectivement, cette dernière étant une fonction de l'altitude. L'équation (A.35) permet donc de comparer la demande évapotranspiratoire à différentes périodes de l'année et dans différentes régions. (Allen et al., 1998)

En cas de données météorologiques incomplètes, Allen et al. proposent une grande variété d'approximations empiriques pour estimer malgré tout *l'*ET_0. Les chercheurs concluent en indiquant qu'un calcul *d'*ET_0 reste possible tant que la température minimum journalière T_{min} et la température journalière maximum T_{max} sont disponibles. Dans ce cas, les estimations journalières devraient être moyennées sur des périodes plus longues et l'impact des approximations devrait être évalué. Les chercheurs proposent pour cette évaluation de comparer *l'*ET_0 calculée avec et sans données manquantes pour une station de mesures proche de la zone d'étude (Allen et al., 1998).

2. Calcul de l'évapotranspiration réelle à partir de l'évapotranspiration de référence

Une fois *l'*ET_0 calculée à partir des paramètres climatiques, l'ET est obtenue à partir de (A.33) où K_s et K_e dépendent de l'humidité du sol. Un modèle hydrologique décrivant les réservoirs d'eau de la zone racinaire et de la zone liée à l'évaporation est donc nécessaire pour obtenir les coefficients K_s et K_e de l'équation (A.33). Pour K_{cb}, Allen et al. proposent des valeurs tabulées en fonction de la culture étudiée, à ajuster en fonction du stade de développement de la plante (Allen et al., 1998).

Le formalisme proposé par Allen et al. (1998) a été utilisé dans des outils comme CROPWAT (Clarke et al., 2001) pour le calcul de l'évapotranspiration à l'échelle locale. Cette méthode a aussi été utilisée dans le chapitre VII de ce manuscrit de thèse, sous le nom de « méthode de forçage 2 ». Le site d'application du chapitre VII est une forêt majoritairement composée de conifères.

Toutefois, dans le cas de larges populations de différentes cultures, il paraît difficile d'estimer correctement les différent stades du développement des végétaux (et la variation de K_{cb} qui en découle - Allen et al., 2005). En conséquence, en lieu et place des valeurs de K_{cb} tabulées à modifier en fonction du cycle de développement de la plante, de nombreux chercheurs ont pris le parti d'utiliser des données de télédétection pour parvenir au coefficient K_{cb}. Généralement, une relation statistique liant K_{cb} à un indice de végétation est dérivée à partir de données de terrain (Consoli et al., 2006; Neale et al., 2005; O'Connell et al., 2010). L'obtention de K_{cb} par télédétection a l'avantage de prendre en compte la variation dans le développement de la végétation, que celle-ci soit liée à la nature du sol, à des facteurs climatiques, ou aux activités d'agriculture (Neale et al., 2005). Toutefois, les relations obtenues dépendent de la végétation étudiée et l'application de telles méthodes demande une calibration in situ ou à l'aide d'un modèle plus complexe (Neale et al., 2005; Tasumi et al., 2005).

Saadi et al. (2015) et Duchemin et al. (2015) présentent des applications récentes notables de deux modèles par inférence (respectivement SAMIR et SAFY) déterminant K_{cb} à l'aide de données de télédétection. A titre d'exemple, le formalisme de SAMIR, s'inspirant largement des recommandations de Allen et al. (1998), est décrit dans ses grandes lignes ci-après.

La représentation du sol se décompose en 3 couches de sol. Une couche superficielle d'épaisseur *Ze* est sujette à l'évaporation. Cette couche se superpose à une couche de zone racinaire d'épaisseur *Zr*. En dessous de cette couche s'étend une zone plus profonde d'épaisseur *Zd*. Les flux latéraux étant négligés, les seuls échanges modélisés sont l'évaporation, la transpiration, la percolation profonde, la diffusion inter-compartiments, et l'apport d'eau par irrigation/précipitation. La Figure A3 est une représentation schématique simplifiée du modèle.

La quantité maximale d'eau présente dans chacune des couches est décrite par les équations suivantes :

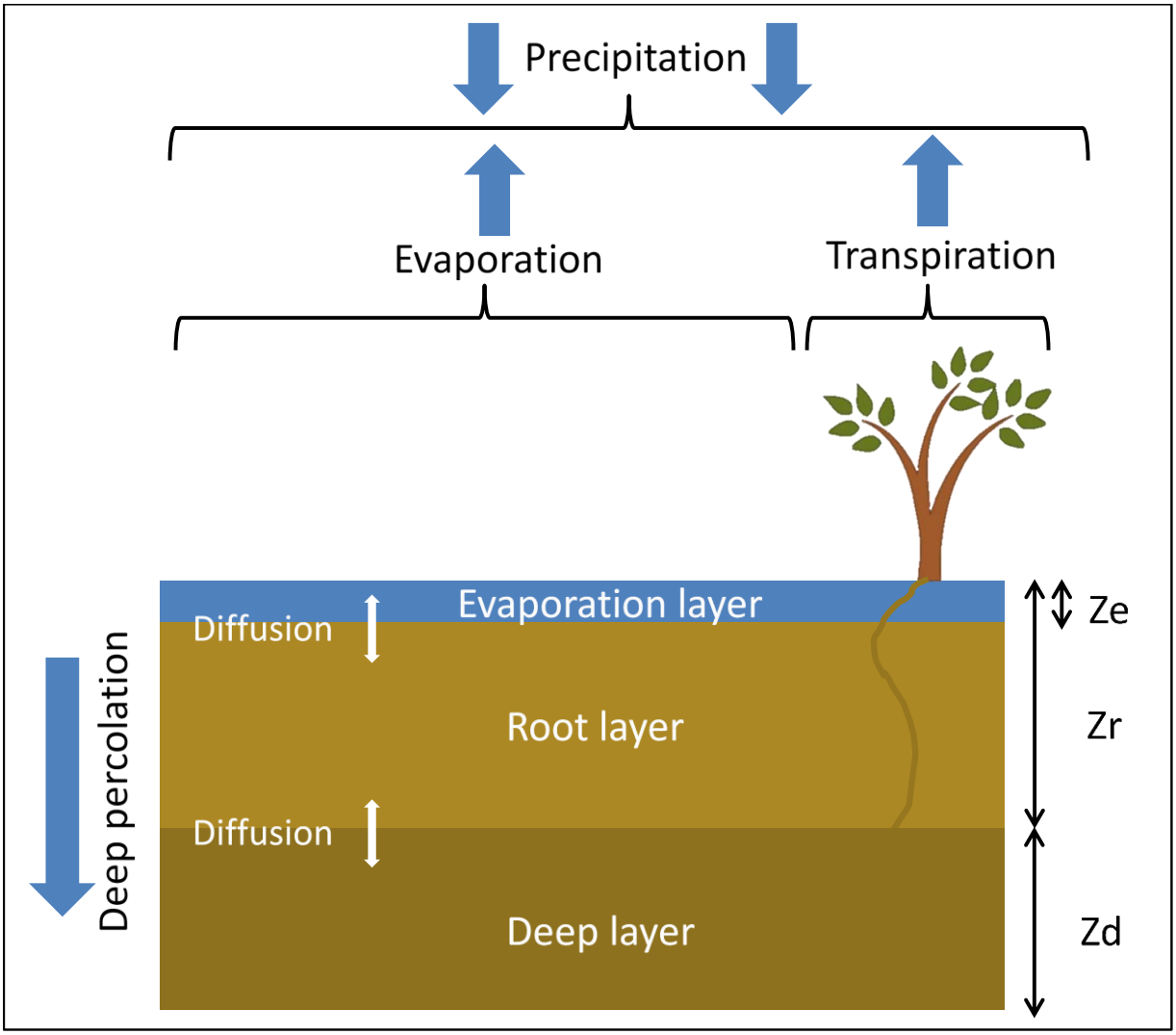


Figure A3 : Représentation schématique de SAMIR

$$TEW = 1000(\theta_{FC} - \frac{\theta_{WP}}{2})Ze \quad (A.36)$$

$$TAW = 1000(\theta_{FC} - \theta_{WP})Zr \quad (A.37)$$

$$TDW = 1000(\theta_{FC} - \theta_{WP})Zd \quad (A.38)$$

où :

- *TEW* est la quantité maximale d'eau évaporable (mm)
- *TAW* est la quantité maximale d'eau disponible à la transpiration (mm)
- *TDW* est la quantité maximale d'eau disponible dans la zone profonde (mm)
- θ_{FC} est la porosité du milieu
- θ_{WP} est la teneur résiduelle en eau du milieu
- *Ze*, Zr, et *Zd* sont exprimés en mètres (Figure A3)

Lorsque la zone racinaire est à saturation, la quantité d'eau transpirable vaut *TAW*, la transpiration n'est donc limitée que par des facteurs climatiques. En conséquence, le coefficient de stress hydrique K_s vaut 1. En revanche, lorsque la zone racinaire s'est vue retrancher une certaine quantité d'eau notée *RAW* (Readily Available Water), la transpiration devient limitée par la quantité d'eau disponible ; K_s devient strictement inférieur à 1 et décroit linéairement jusqu'à valoir 0 lorsque le déficit en eau de la zone racinaire vaut *TAW*. Ces variations se matérialisent par l'équation suivante :

$$Ks = \frac{TAW - Dr}{TAW - RAW} \quad (A.39)$$

où *Dr* est le déficit en eau de la zone racinaire en mm. Des relations similaires font décroître linéairement le taux d'évaporation au-delà d'un déficit seuil noté *REW* (Readily Evaporable Water) de la zone d'épaisseur *Ze*. Cela se matérialise par une décroissance linéaire de K_e au-delà d'un certain déficit en eau de la zone d'épaisseur *Ze*.

L'expression de K_{cb} se fait via des données de télédétection, et c'est là la différence majeure entre SAMIR et la méthode prônée par Allen et al. (1998). Une équation très simple est utilisée :

$$K_{cb} = a_{K_{cb}}.NDVI + b_{K_{cb}} \quad (A.40)$$

Où $a_{K_{cb}}$ et $b_{K_{cb}}$ sont des coefficients à calibrer à l'aide de mesures in situ. Chaque couple (a_{Kcb} ; b_{Kcb}) est spécifique à une culture.

Duchemin et al. (2015) utilisent un modèle appelé SAFY lui aussi basé sur le formalisme de Allen et al. (1998), mais légèrement différent de SAMIR. Dans SAFY, les auteurs calibrent par des mesures in situ une relation entre un indice foliaire, le Green Leaf Area Index (*GLA*), et le

NDVI. Puis, ils injectent les valeurs de *GLA* dérivées ainsi dans une seconde relation empirique tirée de la littérature (Equation (A.41) - Duchemin et al., 2006) pour déterminer K_{cb}. Le procédé de Duchemin et al. (2015) paraît légitime, puisqu'ils étudient une culture de blé en Tunisie, et utilisent la relation de Duchemin et al. (2006) , développée pour une culture de blé dans une zone au climat similaire, au Maroc.

$$K_{cb} = 0.92(1 - e^{-0.84GLA}) \tag{A.41}$$

Pour chaque jour modélisé, les relations ci-dessus sont utilisées pour déterminer le terme évapotranspiratoire. Les autres processus physiques sont décrits par des relations simples. Le jour suivant, la quantité d'eau dans les différents compartiments a varié sous l'influence des divers processus concernés, et la valeur de K_{cb} a changé en fonction de l'évolution du couvert végétal. Il en résulte une modification de *l'ET*.

Allen et al. (2011) indiquent que les mesures de terrain nécessaires aux méthodes résiduelles sont chronophages et requièrent un personnel qualifié. En comparaison, selon ces auteurs, les méthodes par inférence, décrites ci-avant, font intervenir des analyses rapides sur de larges étendues et peuvent donc être exécutées par un technicien modérément qualifié. Ces arguments semblent convaincre une partie de la communauté scientifique. Ainsi, Nouri et al. (2013) proposent une bibliographie des méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection et concluent en exprimant leur préférence marquée pour les méthodes par inférence, en raison de leur simplicité et de leur rapidité, tout en ayant par ailleurs la capacité de prendre en compte l'hétérogénéité de la végétation. Amri et al. (2014) comparent une méthode par inférence fortement inspirée de Allen et al. (1998) à ISBA, un modèle déterministe bien plus complexe. Les chercheurs trouvent pour la différence d'ET journalière entre ces deux modèles un RMSE de 0.36 mm/jour, ce qui reste faible en comparaison avec les valeurs moyennes observées sur le site d'étude en question, de l'ordre de 2mm/jour.

Les forces et les faiblesses des méthodes par inférence sont résumées dans le Tableau A4.

Tableau A4 : Forces et faiblesses des méthodes par inférence

Forces	**Faiblesses**
Le concept d'évapotranspiration de référence ET_0 élimine du calcul certains concepts abscons ou difficile à estimer propres aux modèles résiduels ; c'est le cas par exemple de la résistance aérodynamique r_a	Les relations liant les indices de végétation à K_{cb} sont à calibrer pour chaque type de culture.
Simple d'utilisation une fois les relations calibrées.	Requiert le développement d'un modèle hydrologique pour définir le stress hydrique limitant l'évapotranspiration.
Une fois développé, le modèle hydrologique a au moins l'intérêt de clairement définir la limitation et l'évapotranspiration due au stress hydrique.	

Autres méthodes basées sur l'équation de Penman-Monteith

En se plaçant dans la cas d'une culture de référence non exposée au stress hydrique, l'équation (A.35) perd une partie de l'information contenue dans l'équation de PM (Equation (A.34)). Certains chercheurs choisissent plutôt de conserver le degré de complexité de l'équation originale (Cleugh et al., 2007; Leuning et al., 2008; Mu et al., 2007; Wigmosta et al., 1994). En effet, (A.34) à l'avantage de directement prendre en compte le stress hydrique du sol via la résistance r_s, contrairement à l'équation (A.35) de l'approche par inférence. Par exemple, en l'absence de stress hydrique, r_s tend vers 0 et l'équation de PM se ramène à l'équation (A.42)(Wigmosta et al., 1994). Plus le stress hydrique augmente, plus r_s augmente, et l'on s'éloigne progressivement du cas limite de l'équation suivante :

$$\lambda ET(r_s = 0) = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \dfrac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma} \qquad \text{(A.42)}$$

r_a est généralement calculé en supposant une stabilité neutre de l'atmosphère de façon à simplifier l'équation (A.27) en imposant $\psi_1 = \psi_2 = 0$. Cette hypothèse reste justifiable car l'équation de PM est peu sensible aux variations de r_a, d'autant plus lorsque $r_a << r_s$ et à un pas de temps journalier (Cleugh et al., 2007). La grande difficulté des méthodes basées sur l'équation de PM réside plutôt dans l'estimation de r_s.

Parmi les auteurs employant cette méthode, certains ne distinguent pas explicitement l'évaporation de la transpiration, d'autres s'y attèlent et s'imposent donc d'appliquer l'équation pour le sol d'une part, et pour le couvert végétal d'une part. Par ailleurs, certains chercheurs adaptent et simplifient quelque peu le formalisme de l'équation initiale. Ces méthodes sont passées en revue ci-après.

1. Simplifications de l'équation de Penman Monteith

Nemani et Running (1989) simplifient (A.34) pour une forêt de conifères. Ils expliquent que pour une telle végétation, rugueuse sur le plan aérodynamique, le ratio r_s/r_a vaut généralement entre 5 et 30. Sous ces conditions, on peut supposer $r_a << r_s$. Par ailleurs, dans ce cas le terme radiatif au numérateur de l'équation de PM devient jusqu'à 20 fois inférieur au terme de résistance aérodynamique, et est donc négligé. (A.34) se réduit donc à l'équation suivante :

$$\lambda ET = \frac{\rho_a c_p (e_s - e_a)}{(\Delta + \gamma) r_s} \qquad \text{(A.43)}$$

Enfin, Nemani et Runing calibrent une relation statistique entre r_s, et le coefficient directeur σ_{VI} d'une régression linéaire entre *NDVI*, et T_{rad}. Ils accèdent ainsi à r_s à l'aide de données de télédétection, permettant finalement l'estimation de ET.

Ce lien entre σ_{VI} et r_s a motivé toute une série de méthodes de détermination de l'évapotranspiration basées sur l'espace T_{rad}-*VI* (où *VI* est un indice de végétation quelconque, *NDVI* le plus souvent). Ces méthodes sont parfois appelées « méthodes du triangle ». En effet, les couples T_{rad}-*VI* observés expérimentalement pour un large nombre de pixels d'hétérogénéité suffisante ont tendance à former un triangle dans l'espace *Trad-VI*. (Zhang et al., 2016)

Certaines méthodes du triangle ont tendance à s'inspirer de l'équation de Priestley-Taylor (1972). Il s'agit d'une simplification de l'équation de PM pour une condition de stress hydrique nul :

$$\lambda ET_{PT} = \alpha_{PT} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(R_n - G) \qquad \text{(A.44)}$$

où :

- ET_{PT} désigne l'évapotranspiration à l'équilibre dans une situation de stress hydrique nul, et dans des conditions d'advection minimale (Kalma et al., 2008).
- α_{PT} est un coefficient empirique. Priestley et Taylor trouvent α environ égal à 1.2 - 1.3

Le principe de ces méthodes est d'utiliser l'espace T_{rad}-*VI* afin de remplacer α_{PT} dans (A.44) par un coefficient variable prenant en compte les conditions de stress hydrique. On se ramène ainsi à un calcul de l'évapotranspiration réelle. (Jiang and Islam, 2001) (Wang et al., 2006). L'intérêt de la méthode réside dans l'absence de termes à mesurer in situ dans (A.44). En effet, l'équation de Priestley-Taylor ne fait intervenir ni la vitesse du vent, ni la température de l'air, ni le déficit en vapeur d'eau de l'air.

Nishida et al. (2003) et Tang et al. (2009) utilisent l'espace T_{rad}-*VI* différemment : les chercheurs parviennent à calculer la quantité appelée la fraction évapotranspiratoire *FET* définie par $FET=ET/(R_n-G)$. Pour ce faire, ils divisent *FET* en deux termes, FET_{veg} ayant trait à la végétation, et FET_{sol} concernant le sol nu. Ils déduisent FET_{sol} à l'aide de la relation liant T_{rad} à VI. Pour FET_{veg}, les chercheurs combinent la formule de Priestley-Taylor , la relation de complémentarité (Bouchet, 1963), et l'équation de PM. Ils en déduisent une estimation semi-empirique de la fraction évapotranspiratoire du couvert végétal.

D'autres études ont choisi de représenter la forme créée par l'agrégat des couples *Trad-VI* par un trapézoïde au lieu d'un triangle (Long and Singh, 2012; Moran et al., 1994).

Il est toutefois à noter qu'aucune des méthodes suscitées ne prend en compte l'humidité du sol pour le calcul d'ET. Barr et al. (1997) comparent 3 méthodes se basant sur le formalisme de Priestley-Taylor et trouvent que celle basée sur le formalisme de Spittlehouse (1989), prenant

en compte l'humidité du sol, produit les résultats les plus proches des observations. Le principe de la méthode est d'utiliser (A.44) lorsque *ET* est limitée par la quantité d'énergie disponible, et les équations suivantes lorsque *ET* est limité par l'humidité du sol :

$$ET(\theta_{\lim ited}) = \beta \times m(\theta root) \tag{A.45}$$

$$m(\theta root) = \frac{\theta root - \theta root_{WP}}{\theta root_{FC} - \theta root} \quad ; \quad 0 \le \Theta_e \le 1 \tag{A.46}$$

où :

- $ET(\theta_{\lim ited})$ désigne l'évapotranspiraiton limitée par la teneur en eau de la zone racinaire
- $\theta root$ est la teneur en eau intégrée sur la zone racinaire (mm)
- $\theta root_{WP}$ est la valeur de $\theta root$ à la teneur en eau résiduelle (mm)
- $\theta root_{FC}$ est la valeur de θroot à saturation (mm)
- β est un coefficient empirique (mm.jour$_{-1}$)

Toutes ces méthodes ont l'avantage de simplifier le formalisme de l'équation de PM, et évitent pour la plupart d'avoir à exprimer r_s. Toutefois, Cleugh et al. (2007) déconseillent l'utilisation de ces simplifications et prônent l'emploi de (A.34) dans sa forme complète.

2. Equation de Penman Monteith (forme complète)

1. *Equation de PM complète sans distinction entre évaporaiton et transpiraiton*

En effet, Cleugh et al. (2007) émettent l'argument que l'équation de PM complète est plus robuste pour plusieurs raisons. Notamment, sa base théorique est pertinente, sa sensibilité vis-à-vis des différents paramètres est relativement faible, et elle module le taux évapotranspiratoire par une contrainte énergétique (i.e., un bilan radiatif), contrairement à l'équation (A.43), par exemple.

Pour calculer r_s, Cleugh et al. emploient l'équation(A.47).

$$g_s = c_L.LAI + g_{s,\min} \tag{A.47}$$

où :

- g_s est la conductance de surface (m.s^{-1}). $g_s = r_s^{-1}$
- *LAI* est le Leaf Area Index, égal au ratio entre la somme de la surface des feuilles au-dessus du sol par la surface du sol. Des relations permettent de déterminer le *LAI* à partir d'indices de végétation.
- c_L et $g_{s,\min}$ sont des coefficients à déterminer empiriquement. (m.s^{-1})

Dans cette même étude, Cleugh et al. comparent l'équation de PM définissant r_s par (A.47) à une méthode résiduelle du bilan énergétique. Les chercheurs indiquent que la méthode résiduelle a produit des résultats significativement moins bons que l'équation de PM. Ceci est dû à la grande sensibilité de la méthode résiduelle à T_{rad}, alors que l'équation de PM est peu sensible à l'ensemble de ses paramètres. (Cleugh et al., 2007)

Toutefois, la méthode sus-citée a deux inconvénients. D'une part, elle ne distingue pas l'évaporation de la transpiration. En effet, un unique r_s et défini pour représenter à la fois la résistance du sol et celle de la végétation. La valeur de r_s ne dépend que de la quantité de végétation présente (via le LAI), ce qui sous-entend que la portion de r_s liée au sol nu est négligée. Or, pour de faibles valeurs de *LAI* et une surface du sol humide, l'évaporation est la composante dominante de *ET* (Hsiao and Xu, 2005). D'autre part, (A.47) ne fait pas apparaître de contrainte liée au stress hydrique ou à la température, alors qu'en pratique, ces deux éléments influent sur la quantité d'eau évapotranspirée (Mu et al., 2007).

2. *Equation de PM complète avec distinction entre évaporation et transpiration*

En conséquence, Mu et al.(2007) adaptent le formalisme de Cleugh et al. (2007). Pour ce faire, ils expriment l'évaporation et la transpiration indépendamment. Pour l'évaporation, ils définissent une évaporation potentielle et la pondèrent par le déficit en vapeur d'eau de l'air. La formule fait apparaître une résistance de surface définie par le biais de certaines hypothèses et simplifications. Pour la transpiration, ils amendent (A.47) et la limitent à la seule végétation (excluant donc l'impact du sol sur la résistance calculée). Il en résulte l'équation ci-après :

$$g_s(veg) = g_l \times LAI \times m(T_{\min}) \times m(e_s - e_a) \qquad \text{(A.48)}$$

Où :

- g_s(veg) est la conductance de surface pour la végétation (m.s^{-1})
- g_l est un coefficient à calibrer empiriquement (m.s^{-1})
- $m(T_{min})$ et $m(e_s\text{-}e_a)$ sont des fonctions limitant g_s en fonction de la température minimum de l'air et de son déficit en vapeur d'eau

Ainsi, l'évaporation et la transpiration sont bien définies et la résistance de surface est contrainte par des facteurs environnementaux. Toutefois, le stress hydrique de la zone racinaire du sol n'apparaît pas directement dans (A.48) ; la seule contrainte hydrique intervient par le déficit en vapeur d'eau de l'air e_s-e_a. Les chercheurs justifient leur modèle conceptuel en indiquant que des études ont suggéré que les conditions atmosphériques reflétaient les conditions de surface (Bouchet, 1963; Morton, 1983) et que le déficit en vapeur d'eau de l'air peut être utilisé en tant qu'indicateur de stress hydrique (Granger and Gray, 1989; Running and Nemani, 1988).

Pourtant, idéalement, Jarvis (1976) préconise trois autres fonctions multiplicatives *m*(-),en plus de $m(T_{min})$ et $m(e_s\text{-}e_a)$, afin de prendre en compte les forçages environnementaux sur $g_s(veg)$. Il

s'agit respectivement d'une fonction prenant en compte la radiation nette active photosynthétiquement, d'une autre considérant la teneur en eau de la zone racinaire, et d'une dernière traitant de la concentration en CO_2 de l'air. La formulation de ces fonctions limitatives varie selon les auteurs (Chen et al., 2005; Dickinson et al., 1991; Zhou et al., 2006).

Zhou et al.(2006) et Wigmosta et al. (1994) adoptent le formalisme de Jarvis, en n'éludant que la dépendance en CO_2 de $r_s(veg)$. Pour ce qui est de la fonction limitant l'évapotranspiration en fonction de la teneur en eau de la zone racinaire, ils emploient une fonction similaire à celle de l'équation (A.46). Ces deux modèles ont également la particularité de définir clairement et distinctement un réservoir d'eau interceptée par la végétation, et quantifient son impact sur le bilan évapotranspiratoire. Or, à la connaissance de l'auteur de la présente bibliographie, seule une faible proportion des méthodes abordées jusqu'ici prend explicitement en compte l'interception. A titre d'exemple, le formalisme de Wigmosta et al. (1994) est donc décrit dans ses grandes lignes ci-après. Les chercheurs couplent un modèle hydrologique à deux couches de végétation, l'une de faible hauteur, l'autre de taille plus conséquente. Par simplicité, le formalisme ci-dessous est adapté à une unique couche de couvert végétal.

3. *Exemple : formalisme de Wigmosta et al. (1994)*

La précipitation est entièrement interceptée par le couvert végétal, jusqu'à un volume maximum d'interception S_{max}. S_{max}(mm) est calculé en fonction du *LAI* d'après Dickinson et al. (1991).

L'équation (A.42) exprimée pour le couvert végétal uniquement se transcrit par l'équation :

$$\lambda ET_{veg,potentiel} = \frac{\Delta(R_{n,veg}) + \rho_a c_p \dfrac{(e_s - e_a)}{r_{a,veg}}}{\Delta + \gamma} \qquad \text{(A.49)}$$

Où :

- $r_{a,\text{veg}}$ est la résistance aérodynamique pour le couvert végétal (s.m^{-1})
- $R_{n,\text{veg}}$ désigne la portion de R_n effectivement reçue par la végétation (MJ.m^{-2}.jour^{-1})
- $ET_{veg,potentiel}$ désigne l'évapotranspiration potentielle pour la végétation (mm/jour)

Ainsi, (A.49) décrit la transpiration potentielle de la végétation.

L'eau interceptée s'évapore selon l'équation (A.49), sauf dans le cas où la demande évapotranspiratoire est supérieure à la quantité d'eau interceptée. Cela se traduit par l'équation suivante :

$$ET_i = \min(ET_{veg,potentiel}, S_i) \qquad \text{(A.50)}$$

Où :

- ET_i est l'évapotranspiration dans le réservoir d'interception (mm/jour)
- S_i est la quantité d'eau totale interceptée (mm/jour)

Une fois ET_i calculée, le reliquat d'énergie disponible à la transpiration soustrait de l'eau à la zone racinaire. D'un point de vue calculatoire, cela se transcrit par l'équation suivante, obtenue en manipulant les équations (A.50),(A.49) , et (A.34).

$$ET_{veg} = (ET_{veg,potentiel} - ET_i)\frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_{s,veg}}{r_{a,veg}})} \qquad \text{(A.51)}$$

Où :

- $R_{s,\text{veg}}$ est la résistance de surface pour le couvert végétal (s.m^{-1})
- ET_{veg} est la quantité d'eau réelle transpirée par la végétation après évaporation du réservoir d'interception (mm/jour)

L'homologue de l'équation (A.49) pour l'évaporation du sol nu est l'équation :

$$\lambda ET_{sol,potentiel} = \frac{\Delta(R_{n,sol} - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_{a,sol}}}{\Delta + \gamma} \qquad \text{(A.52)}$$

Où :

- $r_{a,sol}$ est la résistance aérodynamique pour le sol (s.m^{-1})
- $R_{n,sol}$ désigne la portion de R_n effectivement reçue par le sol (MJ.m^{-2}.jour^{-1})
- $ET_{sol,potentiel}$ désigne l'évapotranspiration potentielle pour le sol (mm/jour)

L'évaporation réelle du sol est ensuite définie par l'équation :

$$ET_{sol} = \min(ET_{sol,potentiel}, F_e) \qquad \text{(A.53)}$$

Où F_e est la désorptivité du sol (mm/jour), calculée en fonction de la teneur en eau dans la couche supérieure du sol, en adoptant l'approche de Entekhabi and Eagleson (1989).

4. Bilan

Les forces et les faiblesses des méthodes qui emploient l'équation de Penman Monteith tout en se distinguant des méthodes par inférence sont résumées en Tableau A5

Tableau A5: Forces et faiblesses des méthodes basées sue l'équation de Penman Monteith sans se ramener à une culture de référence

Forces	**Faiblesses**
Evitent le recours à une culture de référence	Nécessité de décrire la résistance de surface r_s, plus ou moins empiriquement
Le degrès de complexité de ces méthodes est très vaste. Les méthodes simplifiées basées sur l'espace T_{rad}-VI ne nécessitent aucune acquisition de données au sol. Les méthodes plus complexes pensées pour s'intégrer à des modèles hydrologiques distribués décrivent clairement la physique des processus, notamment en ce qui concerne l'interception de la pluie par le couvert végétal	

Méthodes déterministes (modèles SVAT – Soil Vegation Atmosphere Transfert)

Les modèles déterministes décrivent les transferts entre le sol, la végétation, et l'atmosphère, de façon relativement complexe, en faisant intervenir de nombreux paramètres et des équations aux dérivées partielles. Ces modèles décrivent sur une forte base physique les transferts entre le sol, la végétation et l'atmosphère A titre d'exemple, le formalisme du modèle ISBA est détaillé ci-après.

Le modèle dans sa forme originelle (Noilhan and Mahfouf, 1996; Noilhan and Planton, 1989) décrit le sol par deux couches : une couche de surface, et une couche profonde. Les couches sont sujettes à des échanges diffusifs, à l'évaporation, et à la précipitation nette après interception. L'algorithme utilise la méthode force-restore (Blackadar, 1976; Deardorff, 1977) afin de déterminer l'évolution du sol d'un point de vue hydrologique et thermique. Il s'agit d'une simplification des processus décrivant les mouvements d'eau et de température dans le sol. L'hypothèse principale consiste à supposer que les stocks d'eau et de température varient en fonction d'une contrainte (force) et sont rappelés en direction d'une situation d'équilibre (aussi appelée restore term) (Segui, 2008).

Depuis, la méthode a évolué. Une liste non exhaustive des améliorations apportées au modèle original est proposée ci-après. Malhouf et Noilhan (1996) ont inclus un module de drainage gravitationnel. Douville et al. (1995) ont proposé un schéma simplifié de prise en compte de la neige. Habbets et al. (1999) ont proposé une description du ruissellement sous-maille. En effet, le niveau de saturation d'une maille n'étant pas uniforme, le ruissellement par saturation du sol doit être décrit par un algorithme d'échelle « sous-maille », c'est-à-dire inférieure à l'échelle d'une maille. Boone et al. (1999) proposent un découpage du sol en trois couches plutôt que deux. Calvet et al. (1998) ont introduit le principe d'une végétation interactive avec l'environnement, permettant de déterminer l'évolution de LAI même lorsque les données de télédétection ne sont pas disponibles.

Segui (2008) utilise l'approche de Boone et al. (1999) agrémentée d'un schéma de neige plus complexe. Il décrit le modèle par la Figure A4. Il est assez intéressant de constater que le modèle conceptuel proposé en Figure A4 se rapproche en bien des points de celui des méthodes par inférence (Figure A3).

Certaines équations au cœur du formalisme d'ISBA dans sa version originelle sont décrites ci-dessous.

1. Sélection d'équations du formalisme d'ISBA

1. *Equations de détermination de la température*

La méthode employée, dite « force-restore », fut proposée par Bhumaralkar (1975) et Blackadar (1976). Pour la température, les équations correspondantes sont mes suivantes :

$$\frac{\partial T_{surf}}{\partial t} = C_T (R_n - H - \lambda ET) - \frac{2\pi}{\tau}(T_{surf} - T_2) \quad \text{(A.54)}$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_{surf} - T_2) \quad \text{(A.55)}$$

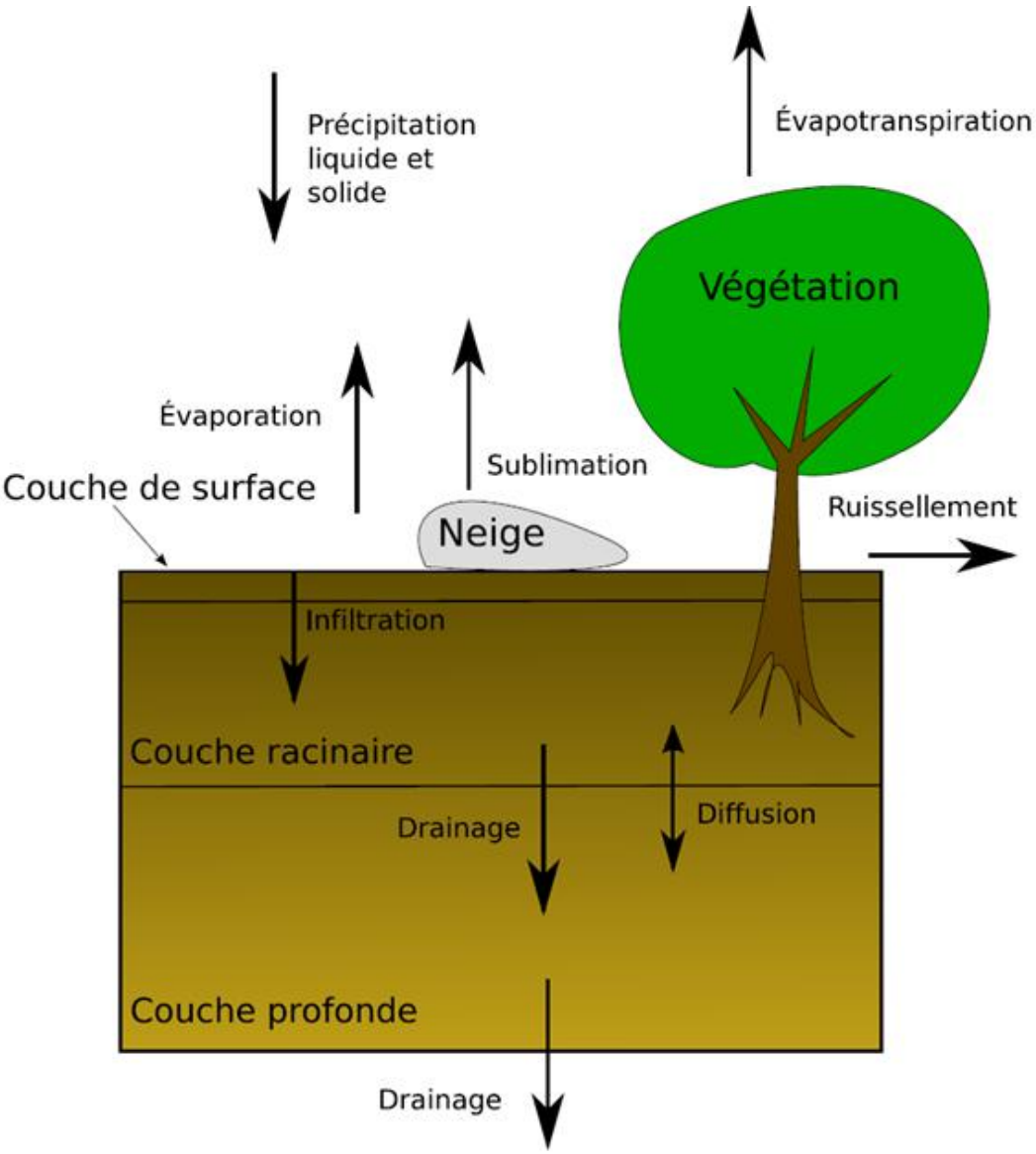


Figure A4 : Représentation schématique simplifiée du fonctionement d'ISBA. De Segui (2008)

Où :

- t est le temps (jours)
- C_T est la capacité thermique de la surface (sol et végétation) (K.jours^2.kg^{-1})
- τ est une constante temporelle pour chaque jour de simulation. (jours)
- T_{surf} est la température de surface (K). La notation T_{rad} n'est pas utilisée ici car T_{rad} désigne expressément la température de surface obtenue par télédétection. Ici, T_{surf} est l'une des variables du calcul.
- T_2 est la température du sol en profondeur (K)

C_T est une moyenne des capacités thermiques du sol, de la neige, et de la végétation. Cette moyenne est pondérée par la fraction du sol couverte par la végétation, et par l'étendue du couvert neigeux.

(A.54) implique que T_{surf} dépend directement du flux de conduction de chaleur dans le sol G ($G=R_n-H-\lambda ET$), tout en étant par ailleurs rappelée vers la température profonde T_2. Dans cette équation, R_n et H sont décrits d'une façon similaire à ce que l'on a déjà pu décrire pour les modèles résiduels (Equations (A.23)et (A.13)) . L'évapotranspiration est une somme de plusieurs termes détaillés plus loin.

2. *Equations de détermination de l'humidité du sol*

La méthode force-restore appliquée par Deardorff (1977) à l'humidité du sol a donné lieu aux équations suivantes :

$$\frac{\partial \omega_g}{\partial t} = \frac{C_1}{d_1 \rho_w}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(\omega_g - \omega_{geq}) \quad ; \quad 0 \le \omega_g \le \omega_{sat} \qquad \text{(A.56)}$$

$$\frac{\partial \omega_2}{\partial t} = \frac{1}{d_2 \rho_w}(P_g - E_g - E_{tr}) - \frac{C_3}{d_2 \tau}\max\left[0;(\omega_2 - \omega_{fc})\right] \quad ; \quad 0 \le \omega_2 \le \omega_{sat} \qquad \text{(A.57)}$$

Où :

- ω_g est la teneur en eau à la surface
- ω_2 est la teneur en eau profonde
- ω_{sat} est la teneur en eau à saturation du sol
- C_3 est un coefficient prenant en charge les effets de drainage par l'effet de la gravité (mm^{-1}jours^{-1})
- C_1 et C_2 sont des coefficients propres à la méthode « force-restore » pour l'humidité des sols
- ω_{geq} est la teneur en eau à la surface à l'équilibre
- d_1 et d_2 désignent les épaisseurs de la couche superficielle et de la couche profonde de sol (mm)

- P_g est la flux d'eau pénétrant la surface du sol (cela inclue notamment (mm/jours)
- E_g est l'évaporation de surface du sol nu (mm/jours)
- E_{tr} est la transpiration (mm/jours)
- ρ_w est la densité de l'eau liquide

C_1, C_2, et ω_{geq} sont obtenus par des relations empiriques dépendant de ω_g et ω_2. Noilhan et Planton (1989) ont calibré ces 3 coefficients pour différents types de sol à différentes teneurs en eau. C_3, lui, ne dépend que de la texture du sol. (Amri et al., 2014)

3. *Interception de la précipitation par le couvert végétal*

P_g n'est pas directement égale à la précipitation en raison de l'interception de la pluie par la végétation. Ce processus d'interception est décrit par l'équation suivante :

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = P \times f_c - E_r - R_r \quad ; \quad 0 \le W_r \le W_{r\max} \tag{A.58}$$

Où :

- W_r désigne la quantité d'eau interceptée par le couvert végétal (mm)
- W_{rmax} désigne la capacité maximale d'interception du couvert végétal, calculée en fonction *fc*, et de *LAI*. (mm)
- f_c est la fraction du sol couverte par la végétation
- P est la précipitation avant interception par la précipitation (mm/jours)
- E_r est l'évaporation depuis le réservoir d'interception (mm/jours)
- R_r est la quantité d'eau en excès ruisselant à partir du réservoir d'interception (mm/jours) lorsque celui-ci est plein. Une partie de R_r est vouée à s'infiltrer dans le sol, tandis qu'une autre est perdue sous forme de ruissellement de surface.

L'eau dans ce réservoir s'évapore selon l'équation :

$$E_r = f_c \frac{\delta}{r_a}\left[q_{sat}(T_{surf}) - q_a \right] \tag{A.59}$$

Où :

- δ désigne la portion du couvert végétal couverte par une lame d'eau interceptée, et est définie en fonction de W_r.
- r_a est la résistance aérodynamique (jours.mm^{-1}). Son calcul n'est pas détaillé par souci de concision et de simplicité
- $q_{sat}(T_{surf})$ est l'humidité spécifique à saturation, à la température T_{surf}
- q_a est l'humidité spécifique de l'air

Les autres équations décrivant le processus d'évapotranspiration sont décrites ci-après.

4. Equations déterminant la quantité d'eau évapotranspirée

L'évapotranspiration dans ISBA se divise en un terme d'évapotranspiration pour le sol ET_{sol} et un terme d'évapotranspiration pour la végétation ET_{veg}.

$$ET_{veg} = f_c \rho_a C_H u \left(h_u q_{sat}(T_{surf}) - q_a \right) \quad \text{(A.60)}$$

$$ET_{sol} = (1 - f_c) \rho_a C_H u h_v \left(q_{sat}(T_{surf}) - q_a \right) \quad \text{(A.61)}$$

Où :

- ρ_a est la densité de l'air
- h_u est une fonction de ω_g décrivant le stress hydrique à la surface du sol
- h_v est une fonction limitant la transpiration et dont le formalisme est inspiré de celui de Jarvis (1976), déjà expliqué ci-avant.
- C_H est un coefficient dépendant de la stabilité thermique de l'atmosphère
- u est la vitesse du vent
- q_{sat} est l'humidité spécifique de saturation à la température T_{surf}

Bilan : on a passé en revue quelques-unes des principales équations au cœur du formalisme d'ISBA. L'évapotranspiration, la température des différents réservoirs et leur teneur en eau sont liées par des équations aux dérivées partielles, résolues par le modèle.

2. Utilisation de la télédétection dans les SVAT

Les SVAT utilisent une base physique forte, en réduisant au maximum l'emploi de relations empiriques. Cela s'accompagne de l'utilisation d'un grand nombre de paramètres à renseigner. Toutefois, ces paramètres ne sont pas dénués de sens physique. Ainsi, certaines inconnues du problème peuvent être estimées par la télédétection. Les inconnues les plus adéquates à l'assimilation de données sont la variable d'état décrivant l'humidité du sol et les divers paramètres de résistance de surface d'après Olioso et al. (1999). Il y a deux manières d'assimiler les données de télédétection dans les SVAT (Kalma et al., 2008) :

- Corriger les variables d'état dans le modèle (température, humidité du sol) à chaque temps auquel des données de télédétection sont disponibles. On parle d'assimilation séquentielle.
- Réinitialiser ou changer les paramètres inconnus en utilisant des données acquises sur une fenêtre temporelle de plusieurs jours/semaines. On parle d'assimilation variationnelle.

Une différence notable entre ces deux approches réside dans le fait que les approches d'assimilation séquentielles n'influent sur la réponse du SVAT qu'après la date de la donnée

de télédétection utilisée (Talagrand, 1997) . L'approche variationnelle, elle, ajuste la solution du modèle de façon plus globale. L'approche séquentielle a été entreprise par divers auteurs. Ainsi Reichle et al. (2002) utilisent un filtre de Kalman pour estimer l'humidité du sol dans un SVAT en assimilant des données de télédétection impliquant des ondes radiométriques. D'autres auteurs ont employé l'approche variationnelle. Ainsi, Olioso et al. (2003) utilisent ISBA et y assimilent diverses données de télédétection (dont le NDVI et des données thermiques infra-rouges) afin de déterminer certains paramètres, comme les paramètres de croissance des plantes.

L'un des principaux problèmes relatifs à l'utilisation d'un SVAT est la résolution des données de télédétection. En effet, la description des processus fournie par ces modèles se base sur des paramètres locaux. Or, la résolution requise de ces paramètres ne correspond pas toujours à la résolution des données de télédétection disponibles. L'utilisation de données de télédétection de résolution de l'ordre de 10 à 100 kilomètres dans un SVAT ne s'intéressant qu'à une zone de faible étendue a conduit à la recherche de paramètres « efficaces » pour la description de la surface du sol (Boulet et al., 1999).

Un intérêt tout particulier des SVAT par rapport à des méthodes plus simplistes est de permettre l'accès non seulement à l'évapotranspiration, mais aussi à des variables intermédiaires, telles que le LAI (Courault et al., 2005). En effet, le modèle interpole ces variables entre deux mesures par télédétection.

Le Tableau A6 résume les forces et les faiblesses des approches dites « déterministes », faisant intervenir des SVAT .

Tableau A6: Forces et faiblesses des méthodes faisant intervenir un SVAT

Forces	**Faiblesses**
La forte base physique du modèle est telle que ses paramètres peuvent être déduits par télédétection	Grande quantité de données requises et problèmes de résolution
L'accès aux variables intermédiaires du camcul de l'évapotranspiration, tels que le *LAI*, est possible	

Remarques conclusives du chapitre annexe

Une spatialisation efficace du calcul de l'évapotranspiration requiert d'utiliser des données de télédétection. L'étude bibliographique qui a précédé a mis en avant les éléments de contexte de ce calcul, les étapes de prétraitement qui y sont nécessaires, ainsi que les différentes méthodes possibles pour déterminer la quantité d'eau évapotranspirée au cours du temps. Le niveau de complexité de celles-ci est variable, allant de méthodes empiriques directes, jusqu'à des méthodes à forte base physique.

Dans la pratique, il sera judicieux d'adapter le niveau de complexité à adopter en fonction des données disponibles et de la précision attendue des résultats. Dans le cas d'une application de ces flux d'évapotranspiration à NIM, il ne faudra pas oublier qu'il s'agit d'un modèle qui prend déjà le parti d'une simplification de la physique du système. Dès lors, l'utilisation des méthodes de calcul d'évapotranspiration les plus raffinées n'est pas nécessairement la manœuvre la plus judicieuse. Il s'agit d'adopter un niveau de précision sur les intrants hydrométéorologiques de NIM adapté à la précision que l'on attend du modèle.

Dans la partie VII de cette thèse, on a utilisé une méthode par inférence dont le formalisme est issu de Allen et al. (1998). Il s'agissait d'un couplage externe à sens unique dans la mesure où l'évapotranspiration a été calculée en amont par le modèle d'évapotranspiration et transférée ensuite à NIM. Des travaux futurs pourront éventuellement s'intéresser à l'hypothèse d'un couplage à double-sens entre NIM et le modèle d'évapotranspiration choisi. D'une part, bien sûr, le modèle d'évapotranspiration peut déterminer la quantité d'évapotranspiration à appliquer dans NIM. D'autre part, en retour, NIM peut fournir au modèle d'évapotranspiration de l'information sur les flux d'eau non infiltrés car perdus sous forme de ruissellement, et sur le niveau de nappe (dont dépend la vitesse de percolation de l'eau dans le sol).

Bibliographie du chapitre annexe

Ackerman, S.A., Strabala, K.I., Menzel, W.P., Frey, R.A., Moeller, C.C., Gumley, L.E., 1998. Discriminating clear sky from clouds with MODIS. J. Geophys. Res. Atmospheres 103, 32141–32157. https://doi.org/10.1029/1998JD200032

AERONET Aerosols [WWW Document], n.d. URL http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/aerosols.html (accessed 1.5.17).

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. FAO Irrigation and drainage paper No. 56. Rome Food Agric. Organ. U. N. 56, 97–156.

Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., 2007. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. J. Irrig. Drain. Eng. 133, 380–394. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380)

Amri, R., Zribi, M., Lili-Chabaane, Z., Szczypta, C., Calvet, J., Boulet, G., 2014. FAO-56 Dual Model Combined with Multi-Sensor Remote Sensing for Regional Evapotranspiration Estimations. Remote Sens. 6, 5387–5406. https://doi.org/10.3390/rs6065387

Anderson, M., 1997. A Two-Source Time-Integrated Model for Estimating Surface Fluxes Using Thermal Infrared Remote Sensing. Remote Sens. Environ. 60, 195–216. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00215-5

Anding, D., Kauth, R., 1970. Estimation of sea surface temperature from space. Remote Sens. Environ. 1, 217–220.

Barr, A.G., Kite, G.W., Granger, R., Smith, C., 1997. Evaluating three evapotranspiration methods in the SLURP macroscale hydrological model. Hydrol. Process. 11, 1685–1705. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19971030)11:13<1685::AID-HYP599>3.0.CO;2-T

Bastiaanssen, W.G.., 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. J. Hydrol. 229, 87–100. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00202-4

Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A.A.M., 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. J. Hydrol. 212–213, 198–212. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4

Becker, F., Li, Z.-L., 1990. Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands. Remote Sens. Environ. 32, 17–33. https://doi.org/10.1016/0034-4257(90)90095-4

Berk, A., Anderson, G.P., Bernstein, L.S., Acharya, P.K., Dothe, H., Matthew, M.W., Adler-Golden, S.M., Chetwynd, Jr., J.H., Richtsmeier, S.C., Pukall, B., Allred, C.L., Jeong, L.S., Hoke, M.L., 1999. MODTRAN4 radiative transfer modeling for atmospheric correction, in: Larar, A.M. (Ed.), . p. 348. https://doi.org/10.1117/12.366388

Bhumralkar, C.M., 1975. Numerical Experiments on the Computation of Ground Surface Temperature in an Atmospheric General Circulation Model. J. Appl. Meteorol. 14, 1246–1258. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1975)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2

Blackadar, A.., 1976. Modeling the nocturnal boundary layer. Amer. Meteor. Soc, Boston.

Blyth, E.M., Dolman, A.J., 1995. The Roughness Length for Heat of Sparse Vegetation. J. Appl. Meteorol. 34, 583–585. https://doi.org/10.1175/1520-0450-34.2.583

Boni, G., Entekhabi, D., Castelli, F., 2001. Land data assimilation with satellite measurements for the estimation of surface energy balance components and surface control on evaporation. Water Resour. Res. 37, 1713–1722. https://doi.org/10.1029/2001WR900020

Boone, A., Calvet, J.-C., Noilhan, J., 1999. Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force–Restore Method. J. Appl. Meteorol. 38, 1611–1630. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2

Bouchet, R.J., 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. IAHS Publ 62, 134–142.

Boulet, G., Kalma, J.D., Braud, I., Vauclin, M., 1999. An assessment of effective land surface parameterisation in regional-scale water balance studies. J. Hydrol. 217, 225–238. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00246-7

Brouwer, C., Heibloem, M., 1986. Evaporation pan : Operating instructions. Train. Man. 3.

Brutsaert, W., 1986. Catchment-Scale Evaporation and the Atmospheric Boundary Layer, in: Trends and Directions in Hydrology. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 39S-45S. https://doi.org/10.1002/9781118782088.ch4

Brutsaert, W., 1982. Evaporation into the Atmosphere. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-1497-6

Brutsaert, W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. Water Resour. Res. 11, 742–744. https://doi.org/10.1029/WR011i005p00742

Brutsaert, W., Sugita, M., 1996. Sensible Heat Transfer Parameterization for Surfaces with Anisothermal Dense Vegetation. J. Atmospheric Sci. 53, 209–216. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<0209:SHTPFS>2.0.CO;2

Calvet, J.-C., Noilhan, J., Roujean, J.-L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., Wigneron, J.-P., 1998. An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. Agric. For. Meteorol. 92, 73–95. https://doi.org/10.1016/S0168-1923(98)00091-4

Carlson, T.N., Buffum, M.J., 1989. On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements. Remote Sens. Environ. 29, 197–207. https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90027-8

Carlson, T.N., Capehart, W.J., Gillies, R.R., 1995. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. Remote Sens. Environ. 54, 161–167. https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00139-R

Chen, J.M., Chen, X., Ju, W., Geng, X., 2005. Distributed hydrological model for mapping evapotranspiration using remote sensing inputs. J. Hydrol. 305, 15–39. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.029

Chen, T.S., Ohring, G., 1984. On the Relationship between Clear-Sky Planetary and Surfae Albedos. J. Atmospheric Sci. 41, 156–158. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<0156:OTRBCS>2.0.CO;2

Choudhury, B.J., 1994. Synergism of multispectral satellite observations for estimating regional land surface evaporation. Remote Sens. Environ. 49, 264–274. https://doi.org/10.1016/0034-4257(94)90021-3

Choudhury, B.J., Reginato, R.J., Idso, S.B., 1986. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. Agric. For. Meteorol. 37, 75–88. https://doi.org/10.1016/0168-1923(86)90029-8

Clarke, D., Smith, M., El-Askari, K., 2001. CropWat for Windows: user guide. IHE.

Cleugh, H.A., Leuning, R., Mu, Q., Running, S.W., 2007. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. Remote Sens. Environ. 106, 285–304. https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.007

Consoli, S., D'Urso, G., Toscano, A., 2006. Remote sensing to estimate ET-fluxes and the performance of an irrigation district in southern Italy. Agric. Water Manag. 81, 295–314. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2005.04.008

Courault, D., Seguin, B., Olioso, A., 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. Irrig. Drain. Syst. 19, 223–249. https://doi.org/10.1007/s10795-005-5186-0

Deardorff, J.W., 1977. A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models. J. Appl. Meteorol. 16, 1182–1185. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2

Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., Rosenzweig, C., Sellers, P.J., 1991. Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate models, a review. Agric. For. Meteorol. 54, 373–388.

Douville, H., Royer, J.-F., Mahfouf, J.-F., 1995. A new snow parameterization for the Météo-France climate model: Part I: validation in stand-alone experiments. Clim. Dyn. 12, 21–35. https://doi.org/10.1007/BF00208760

Dozier, J., 1989. Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper. Remote Sens. Environ. 28, 9–22. https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90101-6

Duchemin, B., Fieuzal, R., Rivera, M., Ezzahar, J., Jarlan, L., Rodriguez, J., Hagolle, O., Watts, C., 2015. Impact of Sowing Date on Yield and Water Use Efficiency of Wheat Analyzed through Spatial Modeling and FORMOSAT-2 Images. Remote Sens. 7, 5951–5979. https://doi.org/10.3390/rs70505951

Duchemin, B., Hadria, R., Erraki, S., Boulet, G., Maisongrande, P., Chehbouni, A., Escadafal, R., Ezzahar, J., Hoedjes, J.C.B., Kharrou, M.H., Khabba, S., Mougenot, B., Olioso, A., Rodriguez, J.-C., Simonneaux, V., 2006. Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: On the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. Agric. Water Manag. 79, 1–27. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2005.02.013

Dymond, J.R., Shepherd, J.D., 1999. Correction of the topographic effect in remote sensing. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 37, 2618–2619. https://doi.org/10.1109/36.789656

Entekhabi, D., Eagleson, P.S., 1989. Land Surface Hydrology Parameterization for Atmospheric General Circulation models Including Subgrid Scale Spatial Variability. J. Clim. 2, 816–831. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<0816:LSHPFA>2.0.CO;2

Gao, B.-C., Davis, C., Goetz, A., 2006. A Review of Atmospheric Correction Techniques for Hyperspectral Remote Sensing of Land Surfaces and Ocean Color. IEEE, pp. 1979–1981. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2006.512

Granger, R.J., Gray, D.M., 1989. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. J. Hydrol. 111, 21–29. https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90249-7

Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J.., Lacarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, C., Vidal-Madjar, D., 1999. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. J. Hydrol. 217, 75–96. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00019-0

Hagolle, O., Huc, M., Pascual, D., Dedieu, G., 2015. A Multi-Temporal and Multi-Spectral Method to Estimate Aerosol Optical Thickness over Land, for the Atmospheric Correction of FormoSat-2, LandSat, VENS and Sentinel-2 Images. Remote Sens. 7, 2668–2691. https://doi.org/10.3390/rs70302668

Hagolle, O., Huc, M., Pascual, D.V., Dedieu, G., 2010. A multi-temporal method for cloud detection, applied to FORMOSAT-2, VENµS, LANDSAT and SENTINEL-2 images. Remote Sens. Environ. 114, 1747–1755. https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.03.002

Hsiao, T., Xu, L., 2005. Evapotranspiration and relative contribution by the soil and the plant. Calif. Water Plan Update 4, 129–60.

Huband, N.D.S., Monteith, J.L., 1986. Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy: I. Comparison of radiative and aerodynamic canopy temperature. Bound.-Layer Meteorol. 36, 1–17. https://doi.org/10.1007/BF00117455

Jarvis, P.G., 1976. The Interpretation of the Variations in Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the Field. Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci. 273, 593–610. https://doi.org/10.1098/rstb.1976.0035

Jiang, L., Islam, S., 2001. Estimation of surface evaporation map over Southern Great Plains using remote sensing data. Water Resour. Res. 37, 329–340. https://doi.org/10.1029/2000WR900255

Jin, M., Goetz, S., 2001. A note on skin temperature : definitions, simulations, and applications to land surface processes.

Johnson, M.J., 1995. Summer Evapotranspiration Rates, by Bowen-ratio and Eddy-correlation Methods, in Boulder Flat and in Maggie Creek Area, Eureka County, Nevada, 1991–91. US Geological Survey.

Kalma, J.D., McVicar, T.R., McCabe, M.F., 2008. Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. Surv. Geophys. 29, 421–469. https://doi.org/10.1007/s10712-008-9037-z

King, M.D., Platnick, S., Menzel, W.P., Ackerman, S.A., Hubanks, P.A., 2013. Spatial and Temporal Distribution of Clouds Observed by MODIS Onboard the Terra and Aqua Satellites. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 51, 3826–3852. https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2227333

Kneizys, F.X., Shettle, E.P., Abreu, L.W., Chetwynd, J.H., Anderson, G.P., 1988. Users guide to LOWTRAN 7. DTIC Document.

Koepke, P., Kriebel, K.T., Dietrich, B., 1985. The effect of surface reflection function and of atmospheric parameters on the shortwave radiation budget. Adv. Space Res. 5, 351–354. https://doi.org/10.1016/0273-1177(85)90340-0

Koretsky, M.D., 2012. Engineering and Chemical Thermodynamics, 2nd Edition, 2nd ed. Wiley, Hoboken, NJ.

Kustas, W.P., 1990. Estimates of Evapotranspiration with a One- and Two-Layer Model of Heat Transfer over Partial Canopy Cover. J. Appl. Meteorol. 29, 704–715. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1990)029<0704:EOEWAO>2.0.CO;2

Kustas, W.P., Daughtry, C.S.., 1990. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. Agric. For. Meteorol. 49, 205–223. https://doi.org/10.1016/0168-1923(90)90033-3

Kustas, W.P., Norman, J.M., 1997. A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations. Water Resour. Res. 33, 1495–1508. https://doi.org/10.1029/97WR00704

Kustas, W.P., Norman, J.M., 1996. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. Hydrol. Sci. J. 41, 495–516. https://doi.org/10.1080/02626669609491522

Kustas, W.P., Pinker, R.T., Schmugge, T.J., Humes, K.S., 1994. Daytime net radiation estimated for a semiarid rangeland basin from remotely sensed data. Agric. For. Meteorol. 71, 337–357. https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)90019-1

Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F., Avouac, J.-P., 2007. Automatic and Precise Orthorectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 45, 1529–1558. https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.888937

Leuning, R., Zhang, Y.Q., Rajaud, A., Cleugh, H., Tu, K., 2008. A simple surface conductance model to estimate regional evaporation using MODIS leaf area index and the Penman-Monteith equation: MODIS-LAI-BASED EVAPORATION MODEL. Water Resour. Res. 44, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2007WR006562

Lhomme, J.-P., Chehbouni, A., Monteny, B., 2000. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation: Parameterizing B-1. Bound.-Layer Meteorol. 97, 431–457.

Li, Z.-L., Tang, R., Wan, Z., Bi, Y., Zhou, C., Tang, B., Yan, G., Zhang, X., 2009. A Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. Sensors 9, 3801–3853. https://doi.org/10.3390/s90503801

Liang, S., 2004. Quantitative remote sensing of land surfaces, Wiley series in remote sensing. Wiley-Interscience, Hoboken, N.J.

Liang, S., Fang, H., Chen, M., 2001. Atmospheric correction of Landsat ETM+ land surface imagery. I. Methods. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 39, 2490–2498. https://doi.org/10.1109/36.964986

Long, D., Singh, V.P., 2012. A Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME) from satellite imagery. Remote Sens. Environ. 121, 370–388. https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.02.015

Mahfouf, J.-F., Noilhan, J., 1996. Inclusion of Gravitational Drainage in a Land Surface Scheme Based on the Force-Restore Method. J. Appl. Meteorol. 35, 987–992. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<0987:IOGDIA>2.0.CO;2

Markham, B.L., Barker, J.L., 1987. Radiometric properties of US processed Landsat MSS data. Remote Sens. Environ. 22, 39–71.

Mecikalski, J.R., Mackaro, S.M., Anderson, M.C., Norman, J.M., Basara, J.B., 2005. Evaluating the use of the Atmospheric Land Exchange Inverse (ALEXI) model in short-term prediction and mesoscale diagnosis, in: Conference on Hydrology, San Diego, CA, USA. pp. 8–13.

Monteith, 1965. Evaporation and Environment. The state and movement of water in living organisms, pp. 205–234.

Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y., Vidal, A., 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. Remote Sens. Environ. 49, 246–263. https://doi.org/10.1016/0034-4257(94)90020-5

Morton, F.I., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. J. Hydrol. 66, 1–76. https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90177-4

Mu, Q., Heinsch, F.A., Zhao, M., Running, S.W., 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. Remote Sens. Environ. 111, 519–536. https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.04.015

Neale, C.M., Jayanthi, H., Wright, J.L., 2005. Irrigation water management using high resolution airborne remote sensing. Irrig. Drain. Syst. 19, 321–336.

Nishida, K., Nemani, R.R., Glassy, J.M., Running, S.W., 2003. Development of an evapotranspiration index from aqua/MODIS for monitoring surface moisture status. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 41, 493–501. https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.811744

Noilhan, J., Mahfouf, J.-F., 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. Glob. Planet. Change 13, 145–159.

Noilhan, J., Planton, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. Mon. Weather Rev. 117, 536–549. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2

Norman, J.M., Becker, F., 1995. Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. Remote Sens. Rev. 12, 159–173. https://doi.org/10.1080/02757259509532284

Norman, J.M., Kustas, W.P., Humes, K.S., 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. Agric. For. Meteorol. 77, 263–293. https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02265-Y

Nouri, H., Beecham, S., Kazemi, F., Hassanli, A.M., Anderson, S., 2013. Remote sensing techniques for predicting evapotranspiration from mixed vegetated surfaces. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 10, 3897–3925. https://doi.org/10.5194/hessd-10-3897-2013

O'Connell, M., Whitfield, D., Abuzar, M., Sheffield, K., McClymont, L., McAllister, A., 2010. Satellite remote sensing of crop water use in perennial horticultural crops, in: Program and Abstracts Australian Irrigation Conference Held in Sydney In. pp. 129–130.

Olioso, A., Chauki, H., Courault, D., Wigneron, J.-P., 1999. Estimation of Evapotranspiration and Photosynthesis by Assimilation of Remote Sensing Data into SVAT Models. Remote Sens. Environ. 68, 341–356. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00121-7

Olioso, A., Inoue, Y., Ortega-Farias, S., Demarty, J., Braud, I., Jacob, F., Lecharpentier, P., Ottlé, C., Calvet, J.-C., Brisson, N., 2003. Assimilation of remote sensing data into crop simulation models and SVAT models 16.

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass, in: Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. The Royal Society, pp. 120–145.

Pinker, R.T., Tarpley, J.D., 1988. The Relationship between the Planetary and Surface Net Radiation: An Update. J. Appl. Meteorol. 27, 957–964. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1988)027<0957:TRBTPA>2.0.CO;2

Rahman, H., Dedieu, G., 1994. SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. Int. J. Remote Sens. 15, 123–143. https://doi.org/10.1080/01431169408954055

Reichle, r, Mclaughlin, d, Enthekabi, d, 2002. Hydrologic Data Assimilation with the Ensemble Kalman Filter. Mon. WEATHER Rev. 130, 12.

Roerink, G.., Su, Z., Menenti, M., 2000. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. Phys. Chem. Earth Part B Hydrol. Oceans Atmosphere 25, 147–157. https://doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8

Running, S.W., Nemani, R.R., 1988. Relating seasonal patterns of the AVHRR vegetation index to simulated photosynthesis and transpiration of forests in different climates. Remote Sens. Environ. 24, 347–367. https://doi.org/10.1016/0034-4257(88)90034-X

Saunders, R.W., Kriebel, K.T., 1988. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. Int. J. Remote Sens. 9, 123–150. https://doi.org/10.1080/01431168808954841

Segui, P.Q., 2008. Simulation hydrologique en région méditerranéenne avec SAFRAN-ISBA-MODCOU. Amélioration de la physique et évaluation des risques dans le cadre du changement climatique. Université de Toulouse.

Seguin, B., Itier, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. Int. J. Remote Sens. 4, 371–383. https://doi.org/10.1080/01431168308948554

Sellers, P.J., Rasool, S.I., Bolle, H.-J., 1990. A Review of Satellite Data Algorithms for Studies of the Land Surface. Bull. Am. Meteorol. Soc. 71, 1429–1447. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1990)071<1429:AROSDA>2.0.CO;2

Sentinel-2 - Missions - Sentinel Online [WWW Document], 2017. URL https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-2 (accessed 2.8.17).

Spittlehouse, D.L., 1989. Estimating evapotranspiration from land surfaces in British Columbia. Estim. Areal Evapotranspiration IAHS Publ. 177, 245–253.

Su, Z., 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. Hydrol. Earth Syst. Sci. 6, 85–100. https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002

Talagrand, O., 1997. Assimilation of Observations, an Introduction (gtSpecial IssueltData Assimilation in Meteology and Oceanography: Theory and Practice). J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser II 75, 191–209. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.75.1B_191

Tang, Q., Peterson, S., Cuenca, R.H., Hagimoto, Y., Lettenmaier, D.P., 2009. Satellite-based near-real-time estimation of irrigated crop water consumption. J. Geophys. Res. 114. https://doi.org/10.1029/2008JD010854

Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J.J., Perbos, J., Deschamps, P.Y., 1990. Technical note Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. Int. J. Remote Sens. 11, 659–668. https://doi.org/10.1080/01431169008955048

Tasumi, M., Allen, R.G., Trezza, R., Wright, J.L., 2005. Satellite-Based Energy Balance to Assess Within-Population Variance of Crop Coefficient Curves. J. Irrig. Drain. Eng. 131, 94–109. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:1(94)

Torquato, S., Stell, G.R., 1982. An equation for the latent heat of vaporization. Ind. Eng. Chem. Fundam. 21, 202–205. https://doi.org/10.1021/i100007a003

Toutin, T., 2004. Review article: Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. Int. J. Remote Sens. 25, 1893–1924. https://doi.org/10.1080/0143116031000101611

Verhoef, A., De Bruin, H.A.R., Van Den Hurk, B., 1997. Some practical notes on the parameter kB- 1 for sparse vegetation. J. Appl. Meteorol. 36, 560–572.

Vining, R.C., Blad, B.L., 1992. Estimation of sensible heat flux from remotely sensed canopy temperatures. J. Geophys. Res. 97, 18951. https://doi.org/10.1029/92JD01626

Wang, K., Li, Z., Cribb, M., 2006. Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley–Taylor parameter. Remote Sens. Environ. 102, 293–305. https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.02.007

Wigmosta, M.S., Vail, L.W., Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. Water Resour. Res. 30, 1665–1679. https://doi.org/10.1029/94WR00436

yunhao, C., Xiaobing, L., Jing, L., Peijun, S., Wen, D., 2005. Estimation of daily evapotranspiration using a two-layer remote sensing model. Int. J. Remote Sens. 26, 1755–1762. https://doi.org/10.1080/01431160512331314074

Zhang, K., Kimball, J.S., Running, S.W., 2016. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation: A review of remote sensing evapotranspiration. Wiley Interdiscip. Rev. Water 3, 834–853. https://doi.org/10.1002/wat2.1168

Zhou, M.C., Ishidaira, H., Hapuarachchi, H.P., Magome, J., Kiem, A.S., Takeuchi, K., 2006. Estimating potential evapotranspiration using Shuttleworth–Wallace model and

NOAA-AVHRR NDVI data to feed a distributed hydrological model over the Mekong River basin. J. Hydrol. 327, 151–173. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.013