

# Application à la parcelle de Thies - Sénégal

Dans les deux sections précédentes, le modèle développé au cours de ce travail de thèse a été appliqué à des cas tests qui peuvent être qualifiés de cas synthétiques. En effet, les systèmes considérés ont une géométrie simple et des dimensions réduites. Ils ont permis d'évaluer la capacité de notre modèle à représenter les deux types de ruissellement présentés dans les premières parties. Néanmoins, ces situations simples correspondent rarement à ce qui se produit sur le terrain. L'objectif de ce dernier chapitre est de confronter notre modèle à un système réel : la parcelle de Thies, au Sénégal [Planchon et al, 2001] [Tatard, 2005] [Tatard et al, 2007]. Les résultats présentés ci-dessous sont des résultats préliminaires à une étude plus détaillée. Ils ont simplement pour objectif d'illustrer la capacité de notre modèle à représenter une dynamique de ruissellement réelle.

## 3.1 La parcelle de Thies

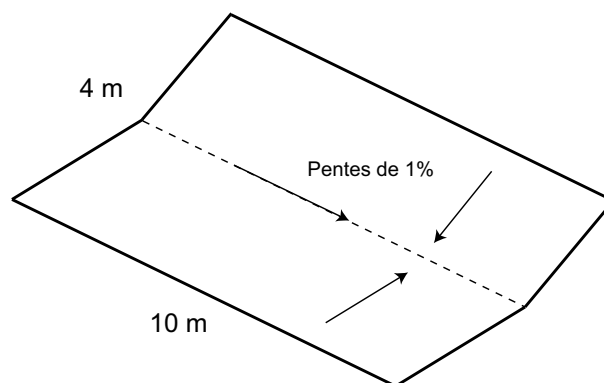


FIG. 3.1 – Forme théorique de la parcelle de Thies

La parcelle de Thies est un système expérimental situé au Sénégal et instrumenté par

l'Institut Recherche et Développement (U.R. Solutions) entre 2001 et 2004 [Tatard, 2005] [Tatard et al, 2007]. Cette parcelle fait 10 mètres de long pour 4 mètres de large. La pente moyenne est égale à 1% (cf figure 3.1). Le domaine de subsurface est constitué d'un sol de type sableux (1% d'argile, 7% de limon, 43% de sable fin et 49% de sable grossier). Au cours de la période d'étude, plusieurs expériences sous pluies naturelle ou simulée ont été réalisées. Elles ont permis de tester de nouvelles techniques de mesures (par exemple la Salt Velocity Gauge présentée dans [Planchon et al, 2005]) mais surtout d'étudier en détail la dynamique de ruissellement et d'érosion sur une parcelle de faible pente. Pour chacune des expériences, le ruissellement est de type hortonien. Des méthodes de traçage sont utilisées pour caractériser la dynamique du système. Au cours d'une des expériences, du traceur salin est injecté en différents points de la parcelle et les temps d'arrivée des pics de concentration sont mesurés. Une autre expérience a été réalisée pour mesurer directement les vitesses d'écoulement en surface par la méthode SVG [Planchon et al, 2005]. Ces mesures permettent de caractériser la variabilité du champ de vitesse dans la parcelle et d'étudier les processus d'érosion et de formation de rigoles.

## 3.2 L'expérience du 28 juin 2004

L'expérience du 28 juin 2004 a servi de base à un travail de compréhension de la formation des rigoles et des interactions entre l'hydraulique et l'érosion - i.e. entre vitesses d'écoulement et paramètre de rugosité [Tatard, 2005] [Tatard et al, 2007]. Cette expérience est la dernière d'une série de 4 expériences réalisées en juin 2004. On verra plus tard que cela peut avoir une influence sur la dynamique de ruissellement, notamment parce qu'un croûte de battance peut se créer sous l'effet de ces pluies intenses successives. Afin de pouvoir mesurer les vitesses d'écoulement par la méthode SVG de Planchon et al [Planchon et al, 2005], la parcelle est préparée de la manière suivante de façon à obtenir un réseau de rigoles permanent. Tout d'abord, une pluie de 20 mm est appliquée sur la surface non-retravaillée de la parcelle le 21 juin. Le sol est ensuite remanié sur 50 cm. La surface est alors lissée pour obtenir une forme de V avec des pentes d'environ 1%. Les 3 expériences sous pluie simulée du 22, 24 et 26 juin sont alors réalisées : la parcelle est soumise à trois périodes de pluie intenses de 2h chacune, séparées par plus d'un jour sans pluie. L'expérience qui nous intéresse est réalisée le 28 juin. La microtopographie de la parcelle est mesurée avant et après la pluie simulée. L'intensité de la pluie, le débit à l'exutoire ainsi que les vitesses d'écoulement en surface en 68 points de la parcelle sont également mesurés.

## 3.3 Travaux antérieurs

Les travaux présentés dans [Tatard, 2005] et [Tatard et al, 2007] ont pour objectif d'étudier les interactions entre vitesses d'écoulement et paramètre de rugosité. A partir des données mesurées pendant l'expérience décrite précédemment, les réponses de trois modèles d'écoulement de surface sont évaluées. Les trois modèles considérés sont : PSEM2D [Nord et Esteves, 2004] [Esteves et al, 2000], MAHLERAN [Wainwright et al, in review]

et Rillgrow2 [Favis-Mortlock, 1998] [Favis-Mortlock et al, 2000]. Ces modèles utilisent des équations différentes pour décrire les écoulements de surface et le processus d'infiltration : PSEM2D résout les équations de Saint-Venant complètes et utilise la théorie d'infiltration simplifiée de Green et Ampt ; MAHLERAN résout une équation d'onde cinématique pour la surface et utilise un terme source pour représenter l'infiltration ; enfin RillGrow2 résout une équation qui s'apparente à une équation d'onde diffusive pour la surface alors que le taux d'infiltration est considéré comme constant. Aucun de ces modèles ne prend en compte les interactions entre hydraulique et rugosité. L'idée est de déterminer si ils sont capables de représenter correctement la dynamique du ruissellement de surface, et donc servir de base à des modèles d'érosion. Les paramètres de ces modèles (en particulier le paramètre de rugosité) sont calés à partir de l'hydrogramme de sortie et les vitesses mesurées et simulées sont comparées. Une étude détaillée des lois utilisées pour décrire le paramètre de rugosité est également réalisée. Les conclusions générales de ces travaux montrent que le calage à partir de l'hydrogramme seul ne permet pas d'évaluer de façon correcte le paramètre de rugosité et que ce paramètre de rugosité dépend bien de la vitesse d'écoulement et donc du nombre de Reynolds.

## 3.4 Application de notre modèle à la parcelle de Thies

Les travaux réalisés avec notre modèle sur la parcelle de Thies sont bien moins aboutis que ceux présentés dans la section précédente. Par manque de temps, l'objectif retenu est de simuler l'expérience du 28 juin et de comparer les vitesses simulées et mesurées pour évaluer la capacité de notre modèle à représenter la dynamique de ruissellement de la parcelle. Un travail plus complet, notamment en réalisant une expérience de traçage numérique de l'eau de ruissellement, pourrait être une perspective intéressante de ce travail.

### 3.4.1 Démarche de modélisation

On cherche donc à simuler l'expérience du 28 juin avec notre modèle couplés surface/subsurface. La topographie et le microrelief considérés sont ceux obtenus par la méthode décrite dans [Planchon et al, 2001] et présentés figure 3.2. L'intensité de la pluie et du débit sortant mesurés sont représentés figure 3.3. Le ruissellement sur la parcelle de Thies étant de type hortonien, on s'appuie sur les conclusions obtenues dans l'étude du régime de Horton de la partie précédente pour analyser le comportement de la parcelle.

Dans un premier temps, on détermine la valeur de la conductivité hydraulique à saturation du sable de subsurface. On sait, d'après la partie précédente, que le flux infiltré tend au permanent vers cette valeur de perméabilité. A partir de l'intensité de pluie et de la valeur de flux sortant au permanent, on peut évaluer le flux infiltré et donc la valeur de  $K_{sat}$ . On considère pour simplifier que la parcelle est soumise à une pluie moyenne de  $70 \text{ mmh}^{-1}$ . On estime donc la valeur de  $K_{sat}$  à  $15 \text{ mmh}^{-1}$  soit  $4.2 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ . La figure 3.3 montre ensuite que le ruissellement devient actif peu de temps après le moment où l'intensité de la pluie dépasse la valeur de  $K_{sat}$ . Sur le cas synthétique utilisé dans le

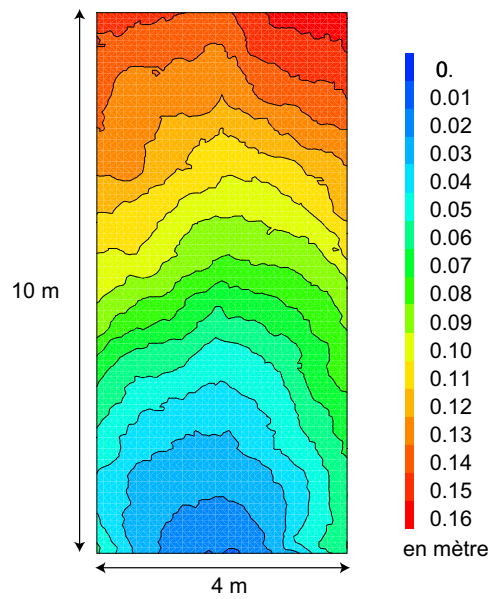


FIG. 3.2 – Topographie de la parcelle de Thies avant l’expérience du 28 juin 2004

chapitre précédent, l’intégralité de la pluie s’infiltré au début de simulation et le ruissellement ne devient actif qu’une fois la surface du sol complètement saturée. Cette période d’infiltration est observée figure 3.3 mais le temps de submersion est très court (inférieur à 2 minutes). De plus, on constate que l’augmentation de l’intensité de débit sortant est très “soudaine”.

Plusieurs raisons peuvent être avancées pour expliquer ce comportement :

- Si l’état de saturation initiale de la parcelle est proche de la saturation, une petite quantité d’eau infiltrée peut suffire à saturer la partie superficielle du sol. Dans ce cas, le ruissellement hortonien peut devenir actif très rapidement. Compte tenu de l’enchaînement des expériences et de l’évapotranspiration importante au Sénégal, cette hypothèse est peu probable. En effet, la pluie de l’expérience du 26 juin est la seule pluie qui précède celle de l’expérience. Le temps de deux jours observé entre ces expériences nous laisse penser que l’état de la parcelle est désaturé. Après discussion avec Olivier Planchon (responsable IRD de l’expérience), il semble que l’état de saturation initiale de la parcelle est proche de la capacité au champ. Cette hypothèse n’est donc pas retenue.
- Le temps de submersion peut également être court si une croûte de battance se forme à la surface du sol. Le sable considéré est composé majoritairement de sables fins et grossiers. Néanmoins, il est également composé de particules fines (1% d’argile, 7% de limons). Comme décrits précédemment, l’expérience du 28 juin est la dernière d’une série de quatre expériences. Pour chacune d’elle, la parcelle est soumise à une pluie intense. La formation d’une croûte de battance au cours des trois premières

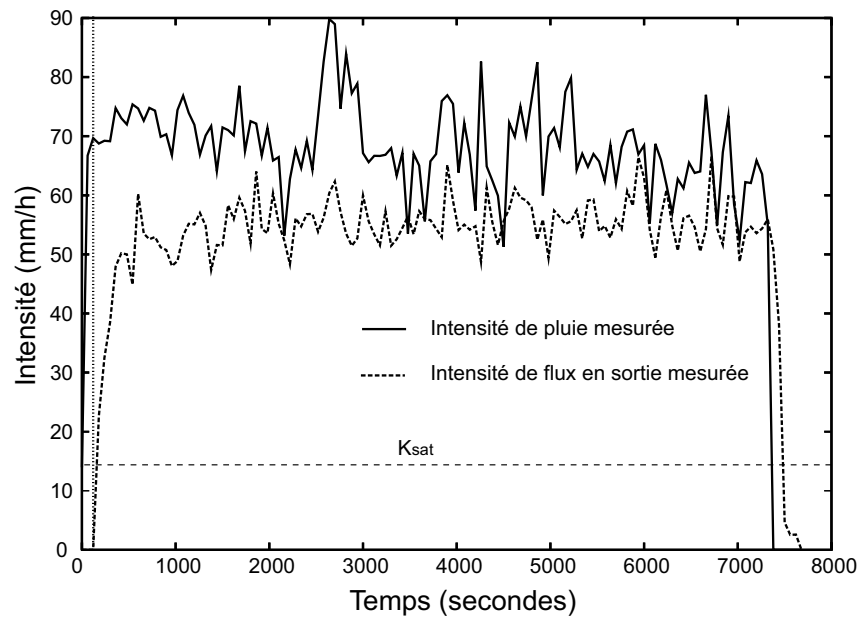


FIG. 3.3 – Évolution des intensités de pluie et de ruissellement en fonction du temps

expériences est donc une hypothèse envisageable.

- Le temps de submersion peut également être court si les lois du sol considéré sont “raides” - i.e. les dérivées de la teneur en eau et de la conductivité hydraulique en fonction de la pression capillaire sont grandes, ces lois étant par conséquent très non-linéaires - et la parcelle désaturée initialement. Dans ce cas précis, le front d’infiltration est très raide et la vitesse de progression du front est faible dans la partie supérieure du sol. La saturation complète de surface peut être atteinte vite et donner naissance au phénomène de ruissellement. La composition du sable de la parcelle de Thies nous laisse penser que ce sable peut avoir ce genre de comportement. Le temps de deux jours observés entre les expériences et la forte évapotranspiration au Sénégal peuvent être à l’origine d’une désaturation initiale importante de la parcelle. Cette hypothèse est donc envisageable.

Les résultats du paragraphe précédent montrent que, dans le cas d’un ruissellement de type hortonien, notre approche de modélisation permet de reproduire une augmentation rapide du débit en sortie de parcelle. Néanmoins, les deux hypothèses retenues - (i) existence d’une croûte de battance ou (ii) les lois de comportement du sol sont non-linéaires et le sol est initialement désaturé - posent des problèmes dans l’application de notre modèle. En effet, la modélisation d’une croûte de battance n’a pas encore été introduite dans notre modèle. On peut envisager de modifier les propriétés de la partie supérieure du sol pour modéliser les effets de battance mais cela n’a pas encore été testé. De plus, comme illustré dans le paragraphe précédent, un maillage très fin est nécessaire pour décrire du ruissellement hortonien dans le cas d’un sol aux lois de comportement

“raides” et initialement désaturé. Les résultats présentés figure 2.2 ont été obtenus avec 80 mailles selon la direction verticale. La surface topographique de la surface étant décrite par 8000 éléments triangulaires, le maillage nécessaire pour reproduire l’expérience du 28 juin dépasserait donc les 500000 mailles. Pour de raisons de coûts de calcul, ceci n’est pas envisageable. Une approche alternative a donc été trouvée pour pouvoir quand même tester notre modèle sur la parcelle de Thies. On choisit donc de ne simuler que l’écoulement de surface. Le domaine de calcul ne comprend alors que le domaine de surface (i.e. la couche de ruissellement). Le processus d’infiltration est modélisé à l’aide d’un terme puits. Pour déterminer ce terme puits, on estime l’évolution du flux infiltré à partir de la courbe de flux sortant mesuré. On cale ensuite une loi de Horton sur cette évolution. On impose alors à la surface de la couche de ruissellement un flux égal à l’intensité de la pluie réelle moins la valeur du terme puits d’infiltration. L’évolution du terme puits ainsi que les évolutions des flux sortants simulés et mesurés sont présentés figure 3.4. Cette démarche est similaire à celle employée dans [Tatard, 2005] [Tatard et al, 2007]. L’objectif est de caler les paramètres du modèle de façon à reproduire correctement l’évolution du flux en sortie de parcelle. C’est la comparaison entre les vitesses mesurées et simulées qui nous indiquera si notre modèle permet bien de reproduire la dynamique de ruissellement sur la parcelle. Pour les résultats présentés ci-dessous, le paramètre de Manning est égal à  $0.05 \text{ sm}^{-1/3}$ .

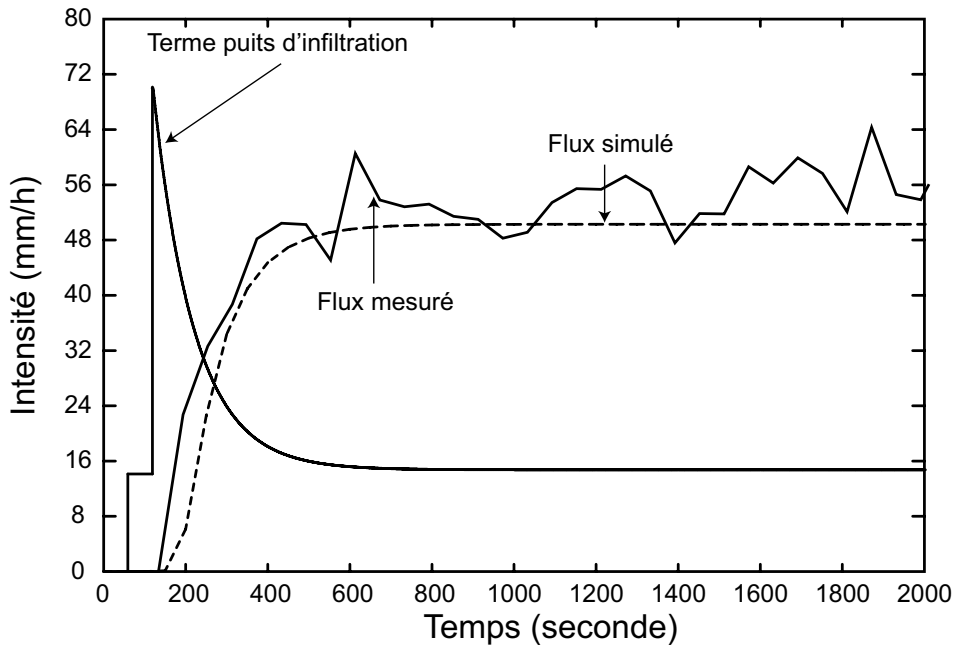


FIG. 3.4 – Terme source d’infiltration, flux totaux simulé et mesuré

### 3.4.2 Résultats

On constate figure 3.4 que l'évolution du flux total simulé suit l'évolution du flux total mesuré. Compte tenu de la démarche de modélisation utilisée, ceci n'est pas surprenant. Le terme puits d'infiltration a été évalué de façon à obtenir des courbes simulées et mesurées proches. On constate néanmoins un léger retard pour la courbe simulée. De plus, l'augmentation douce du flux en sortie n'est pas correctement représentée par notre approche simplifiée. Ceci est lié à l'utilisation de la loi de Horton pour évaluer le terme puits d'infiltration. La figure 3.5 présente une comparaison des vitesses simulées et mesurées au permanent (ici  $t = 2000$  secondes). D'un point de vue général, on constate que l'accord entre les vitesses mesurées et simulées est bon dans le domaine des faibles vitesses. En revanche, les fortes valeurs de vitesse, mesurées principalement dans les rigoles, sont mal modélisées. Il faut noter ici que ce graphe de corrélation est comparable à ceux présentés dans [Tatard et al, 2007], et notamment à celui obtenu avec le modèle PSEM2D qui résout les équations de Saint-Venant complètes. Dans [Tatard et al, 2007], la sous-évaluation des grandes vitesses dans les rigoles est attribuée à la non prise en compte des interactions hydraulique/paramètre de rugosité. Cette hypothèse n'a pas pu être testée pour le moment. On peut néanmoins penser qu'en diminuant le paramètre de rugosité dans les régions de fortes vitesses, les vitesses simulées seront plus importantes et se rapprocheront des vitesses mesurées.

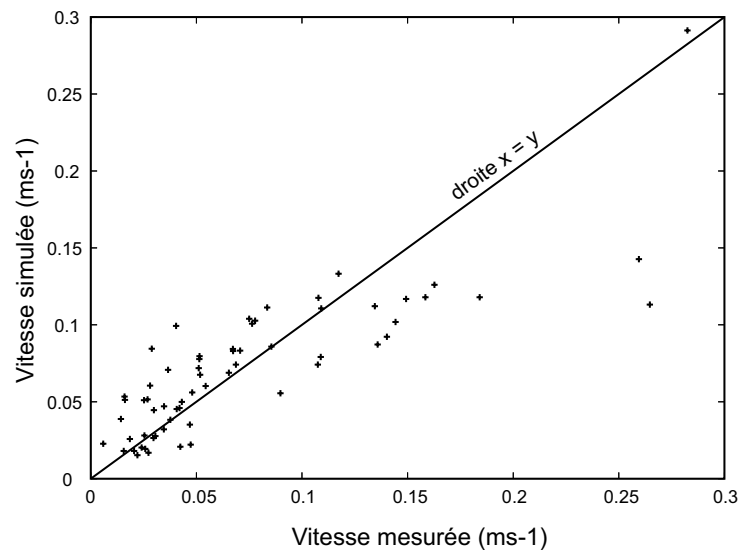


FIG. 3.5 – Corrélation vitesse simulée/vitesse mesurée au régime permanent ( $t = 2000$  s)

Les figures 3.6 et 3.7 présentent respectivement les distributions de hauteur de lame d'eau et de vitesse à la surface de la parcelle. Le champ de vitesse simulé présente les mêmes caractéristiques que celles présentées dans [Tatard et al, 2007]. On constate notamment que la vitesse est plus importante dans la rigole centrale. En revanche, la distribution de hauteur de lame d'eau présente des différences, surtout au niveau des valeurs maximales observées. En effet, notre modèle simule des hauteurs de lame d'eau plus importantes que

les trois modèles utilisés dans l'article de Tatard et al. Ceci peut être lié à la loi expérimentale utilisée pour décrire la relation hauteur de lame d'eau-vitesse. Notre approche de modélisation s'appuie sur la relation de Manning-Stickler alors que les autres modèles utilisent la relation de Darcy-Weisbach. L'utilisation de deux lois différentes caractérisant la rugosité de la pente peut expliquer les différences observées entre les différentes hauteurs de lame d'eau simulées. L'ensemble des résultats présentés ci-dessus nous laisse donc penser que notre approche de modélisation permet bien de représenter la dynamique de la parcelle de Thies. Néanmoins, la reproduction numérique de l'expérience du 28 juin n'est pas totalement satisfaisante puisque seul le modèle de surface a été utilisé. Le processus d'infiltration a été pris en compte par l'intermédiaire d'un terme puits. Cette approche donne des résultats corrects mais n'est pas satisfaisante dans la mesure où elle ne permet pas d'évaluer la qualité du modèle couplé. Pour répondre à cette interrogation, une nouvelle simulation de la parcelle a été réalisée en utilisant les données récoltées pendant l'expérience du 24 juin 2004.

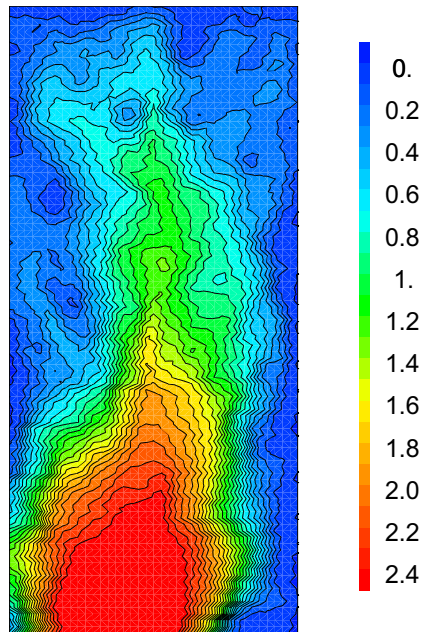


FIG. 3.6 – Hauteur de lame d'eau simulée en cm au permanent ( $t= 5000$  s)

### 3.5 L'expérience du 24 juin

Le problème majeur rencontré pour reproduire l'expérience du 28 juin 2004 est l'activation très rapide du processus de ruissellement. Ce comportement "soudain" a été attribué à l'existence d'une croûte de battance ou à l'association d'un sol aux lois de teneur en eau et de perméabilité relative très non-linéaires et d'une saturation initiale faible. Nous avons donc simulé l'expérience du 24 juin 2004 pour tester notre modèle couplé. Au cours de cette expérience, une méthode de traçage est utilisée pour mieux comprendre le régime



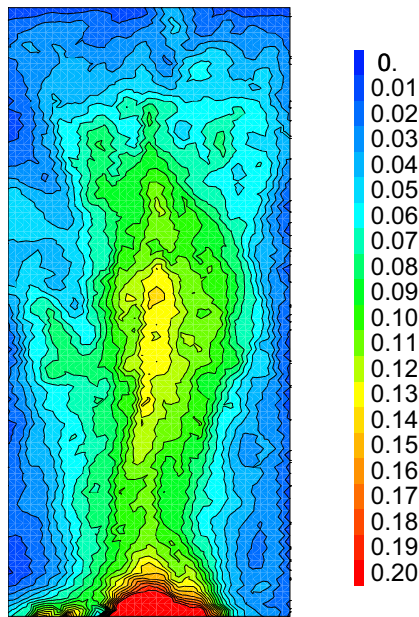


FIG. 3.7 – Champ de vitesse en  $ms^{-1}$  au permanent ( $t= 5000$  s)

d'écoulement de surface sur la parcelle. Le travail présenté dans la partie suivante est un travail préliminaire qui illustre que notre modèle peut reproduire l'hydraulique de la parcelle de Thies. Dans un futur proche, l'expérience de traçage sera reproduite à l'aide de notre modèle couplant écoulement et transport. Nous nous sommes appuyé sur les travaux menés par Rajoelisoa [Rajoelisoa, 2005] pour réaliser ce travail.

### 3.5.1 Démarche de modélisation

Les intensités respectives de pluie et de débit en sortie de la parcelle sont présentées figure 3.8. On constate que l'intensité de flux sortant évolue beaucoup plus doucement que celle de l'expérience du 28 juin. Alors que le régime permanent est atteint après 600-800 secondes le 28 juin, il faut plus de 1500 secondes pour atteindre le régime permanent le 24 juin. D'après notre expérience du régime de Horton, on peut penser que la progression du front d'infiltration, plus lente que celle du 28 juin, se fait dans un milieu qui présente des lois de comportement relativement douces et qui est initialement pas trop désaturé. Même si le ruissellement devient actif dès le début de la pluie, il semble donc que l'expérience du 24 juin peut être reproduite en prenant en compte l'infiltration.

Par manque de temps, une seule simulation a pu être réalisée. Le domaine de calcul comporte donc un domaine de surface (la couche de ruissellement) et un domaine de subsurface de 10 cm d'épaisseur. Le maillage utilisé pour discrétiser la surface topographique de la surface comporte le même nombre d'éléments (8000 éléments triangulaires) que celui du paragraphe précédent. On utilise 15 mailles pour discrétiser selon la verticale, le maillage étant raffiné en surface pour mieux représenter la progression du front d'infiltration. En première approche, un sol que l'on maîtrise - i.e. le Yolo Clay Loam (cf figure

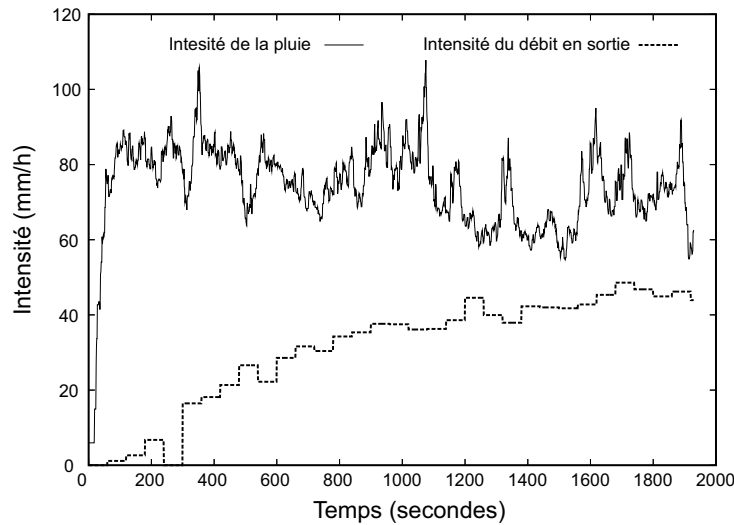


FIG. 3.8 – Intensités de la pluie et de débit en sortie de la parcelle pour l'expérience du 24 juin 2004

1.2) - a été utilisé. Nous sommes conscients que ce sol ne correspond pas à la granulométrie du sol échantillonné sur la parcelle, qui s'apparente plus à un sol de type sableux. Néanmoins, on considère que les résultats obtenus avec ce type de sol nous permettent, dans un premier temps, d'appréhender la dynamique du système. On pourra toujours par la suite, si nécessaire, caler la courbe de flux sortant simulée à la courbe mesurée en modifiant les paramètres des lois de comportement du domaine de subsurface. La condition initiale choisie est une condition de pression capillaire constante dans l'ensemble de domaine. On impose une pression initiale de  $-0.5$  mètre, ce qui correspond à une saturation initiale d'environ 0.5. Une pluie de  $75 \text{ mmh}^{-1}$  est imposée à la surface de la couche de ruissellement.

### 3.5.2 Résultats

La figure 3.9 compare l'évolution des intensités des débits sortants simulés et mesurés. Cette figure montre bien que ce travail est en cours puisque la simulation n'a pu être menée que jusqu'à 2000 secondes environ. Comme attendu d'après l'étude réalisée sur le régime de Horton, l'intégralité de l'eau s'infiltre en début de simulation et le ruissellement ne devient actif qu'à partir de 250 secondes. On constate néanmoins qu'à partir du temps de submersion, la courbe de débit simulé est en accord avec la courbe de débit mesuré, même si la courbe simulée se situe légèrement en dessous de la courbe mesurée. Un calage sur la condition initiale et sur les paramètres des lois de comportement devra donc être réalisé pour reproduire avec plus de précision l'hydrogramme mesuré. Ces courbes nous indiquent néanmoins que le sol considéré a un comportement proche de celui de la parcelle. Il faut cependant garder à l'esprit qu'un calage sur l'hydrogramme de sortie n'est pas suffisant, comme démontré dans [Tatard et al, 2007]. Deux champs de saturation sont représentés figure 3.10. On constate que notre modèle est capable de décrire correctement l'avancée

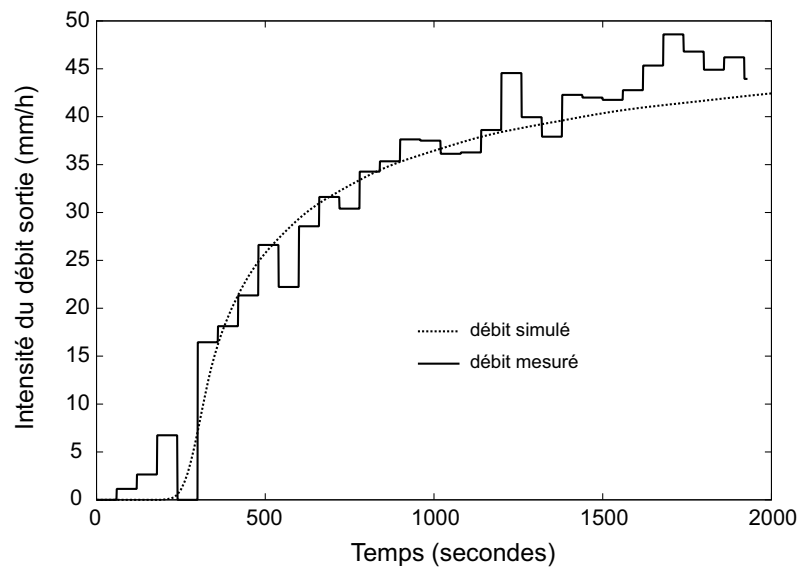


FIG. 3.9 – Intensité des débits sortants mesuré et simulé pour l'expérience du 24 juin 2004

du front de saturation. Le champ de saturation à 100 secondes montre qu'à ce moment, la saturation en surface n'a pas encore atteint la valeur critique de 1. En revanche, on peut voir sur le champ à 350 secondes que la surface est complètement saturée. Cela confirme que notre approche de modélisation permet bien de représenter le ruissellement hortonien, même sur un cas réel complexe. La figure 3.11 présente deux distributions de hauteur de lame d'eau. Juste après l'activation du ruissellement ( $t = 300$  secondes), on peut observer un chevelu, lié à la microtopographie de la parcelle. Pour des temps plus longs, on voit que la hauteur de lame d'eau croît surtout dans la rigole centrale et à l'exutoire de la parcelle. L'écoulement se concentre donc dans la partie centrale de la parcelle. Ces résultats sont en accord avec le comportement de la parcelle décrit dans [Tatard et al, 2007]. Ils indiquent que notre approche de modélisation permet bien de reproduire le comportement observé de la parcelle. Le modèle couplé n'ayant pas pu être qualifié avec l'expérience du 28 juin, le travail sur cette expérience doit être poursuivi. Une fois le modèle calé sur l'hydrogramme de sortie, une expérience de traçage sera réalisée pour comparer nos résultats aux mesures réalisées et présentées dans [Rajoelisoa, 2005].

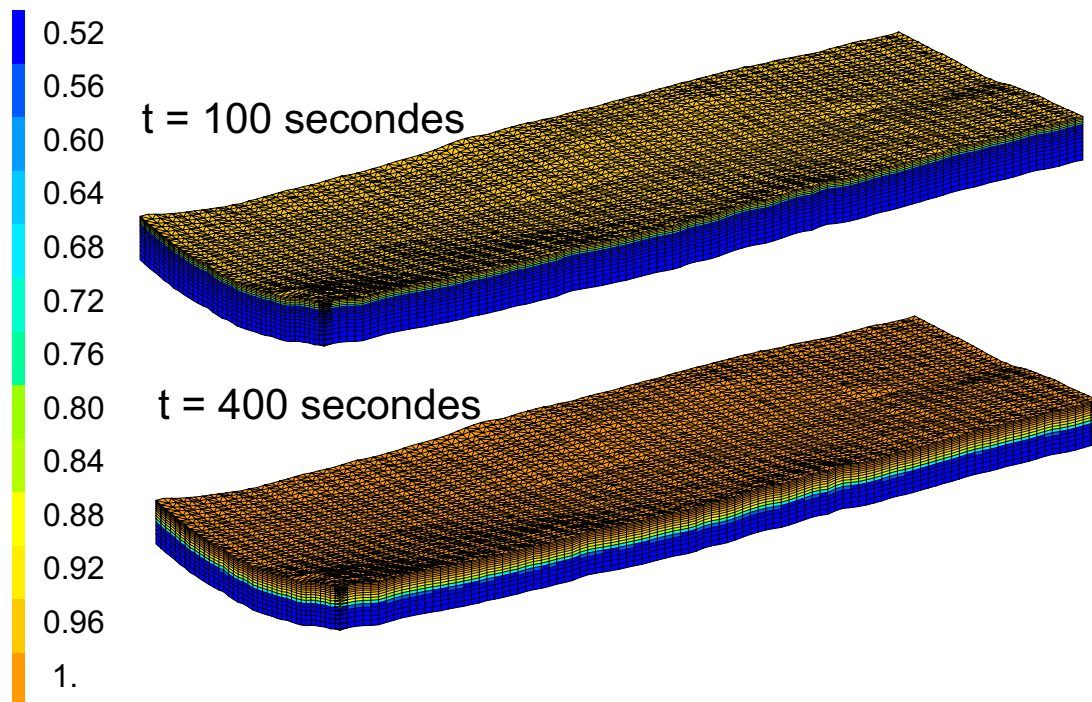
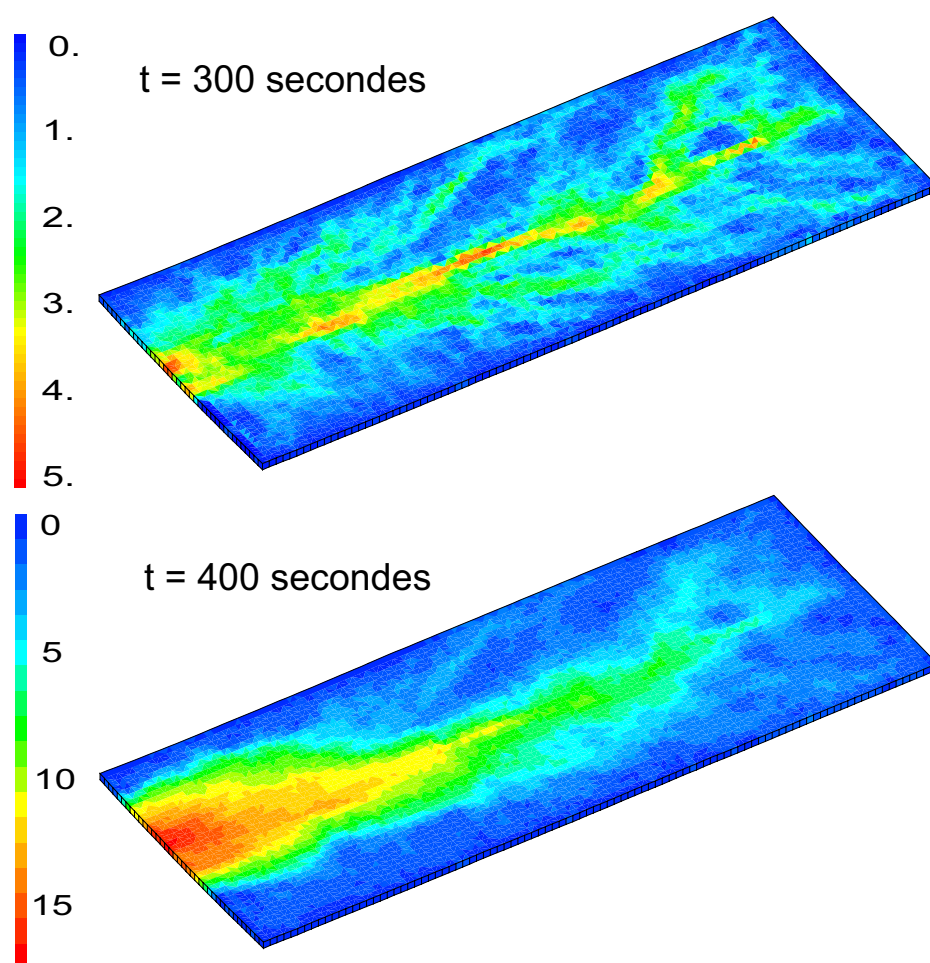


FIG. 3.10 – Champ de saturation dans la parcelle à  $t = 100$  secondes et  $t = 350$  secondes ; le domaine de calcul est transformé pour voir le domaine de subsurface (épaisseur réelle 5 fois plus petite)

FIG. 3.11 – Hauteurs de lame d'eau à  $t = 300$  secondes et  $t = 400$  secondes



# Performances du modèle, convergence, stabilité,...

Avant d'aborder les conclusions générales et les perspectives de ce travail, il semble important d'évoquer les performances du modèle développé et les différents problèmes numériques rencontrés. En effet, un certain nombre de problèmes de convergence et de stabilité sont apparus au cours du développement du modèle. Les choix de discrétisations temporelle et spatiale sont primordiaux pour représenter correctement la dynamique des systèmes considérés.

**Pas de temps** Les premiers problèmes ont été rencontrés au cours de la détermination de la stratégie de pas de temps. La grande différence de cinétique entre les écoulements de surface et de subsurface et les forts contrastes de conductivité hydraulique observés dans le domaine impose le choix de pas de temps relativement petits. Pour bien reproduire la dynamique couplée des écoulements de surface et de subsurface, il faut se caler sur la cinétique la plus rapide, à savoir celle du ruissellement. Par conséquent, dans l'ensemble des simulations décrites précédemment, le pas de temps de calcul ne peut pas dépasser la seconde ou la dizaine de secondes. Comme il a été montré dans le manuscrit, l'emploi de la condition à la limite dite de hauteur de lame d'eau imposée itérative peut également expliquer l'emploi de pas de temps petits. Cette condition à la limite est utilisée car elle seule permet de ne pas avoir d'oscillations en sortie de la couche de ruissellement. L'emploi de petits pas de temps nous conduit alors à décrire des écoulements de subsurface avec des pas de temps trop petit pour respecter les critères numériques classiques (Fourier, CFL,...) assurant la précision de la résolution. Le choix de pas de temps petits réduit donc la précision de l'approche de modélisation développée. Les bilans en eau sont néanmoins respectés de façon macroscopique à 1% près (valeur relative) et la conservation de la masse entre deux pas de temps de calcul est en général respectée à  $10^{-10}$  près. Ces valeurs sont bonnes sachant que la stabilité du modèle, plus que sa précision, a été la priorité au cours de ce travail de thèse.

**Pas d'espace** Le choix de la discrétisation spatiale n'a pas posé tant de problèmes que le choix de la discrétisation temporelle. Néanmoins, l'emploi de l'équation de Richards et des lois de van Genuchten pour décrire les lois de teneur en eau et de perméabilité conduit à utiliser des maillages fins, et de ce fait assez gros. La zone proche de la surface du sol joue un rôle particulier dans les processus physiques considérés. Dans l'ensemble

des cas présentés, le maillage est raffiné selon la direction verticale de façon à avoir des mailles plus fine en surface que dans le fond du domaine. Ces maillages fins en surface sont nécessaires à la bonne description de la progression du front d'infiltration, et donc à la convergence et la stabilité de la simulation.

**Discretisations et physique du système** Il faut garder à l'esprit que les choix en terme de discretisations sont contrôlés par la physique du système. Dans le cadre de ce travail, le ruissellement sur surface saturée et le ruissellement de Horton ont été étudiés et les discretisations respectives pour décrire ces deux processus sont différentes. Dans le cas d'un ruissellement de Horton, la pluie imposée à la surface de la couche de ruissellement est très importante. Le front d'infiltration dans la partie supérieure du sol est souvent "raide". Il faut dans ce cas utiliser des maillages très fins en surface (épaisseur des mailles de surface inférieure au centimètre) pour bien décrire la progression de ce front. Dans le cas du ruissellement sur surface saturée, les contraintes sur l'épaisseur de surface sont moindres. Un maillage classiquement utilisé pour résoudre l'équation de Richards permet de décrire correctement la dynamique du système. Il faut noter ici que les discretisations spatiales et temporelles dépendent fortement des propriétés physiques du sol considéré et de la condition initiale. L'emploi d'un sol sableux ou d'un sol argileux conduira bien évidemment à des discrétisations différentes.

**Performances** Quelques informations maintenant sur les performances générales du modèle. Compte tenu de la forte dépendance des discrétisations temporelle et spatiale au cas test considéré, il est difficile de généraliser sur ce sujet. Par ailleurs il ne faut pas perdre de vue que Cast3M est un code généraliste dédié à la recherche ; il présente les inconvénients de ces qualités : tester des lois et des modèles, par sous domaine, avec des maillages quelconques nécessite que beaucoup d'informations soient stockées en mémoire vive, ce qui rend le code moins compétitif qu'un code dédié. Il faut savoir que l'ensemble des simulations présentée dans ce manuscrit ont été réalisées sur une machine classique : 2 Gbits de RAM et processeur de 2 GHz. Selon la taille du maillage et le processus de ruissellement considéré, le temps de calcul peut aller de l'heure à la semaine. Les pas de temps ne dépassent que très rarement la seconde. Dix itérations au maximum sont réalisées par pas de temps. Donner un exemple précis est le meilleur moyen d'illustrer ces propos.

Pour simuler l'expérience du 24 juin sur la parcelle de Thies, les paramètres de calcul sont les suivants :

- Le domaine de calcul comporte 120 000 éléments environ
- Un pas de temps seconde est utilisé pendant l'ensemble de la simulation
- La convergence est obtenue en 3 itérations minimum et 5 maximum

Et le temps nécessaire sur la machine classique décrite précédemment pour simuler les 2000 secondes de l'expérience est de 35 heures.



# Conclusion générale et perspectives

Les processus de transfert d'eau dans un bassin versant sont complexes et souvent en interaction. L'activation de ces processus est contrôlée par des facteurs physiques, morphologiques et climatiques. Le fonctionnement du système bassin versant est donc difficile à comprendre et à représenter. Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit s'inscrit dans le cadre général de la modélisation distribuée à base physique de l'hydrologie d'un bassin versant. On s'intéresse tout particulièrement aux méthodes de couplage entre écoulements de surface et de subsurface. Le constat de départ de ce travail est le suivant : les méthodes existantes de couplage entre les écoulements de surface et de subsurface (changement de condition à la limite en surface ou couplage du premier ordre par exemple) ne permettent pas d'imposer la continuité entre l'eau de surface et l'eau de subsurface. L'objectif de ce travail est donc de développer, de valider et d'appliquer une approche de modélisation, dite darcéenne multidomaine, qui permet d'imposer cette continuité.

**Le modèle développé** L'idée de base de notre approche de modélisation est de représenter l'ensemble des processus de surface et de subsurface dans un continuum darcéen s'étendant de la surface du sol au domaine profond. De façon classique, les équations de Darcy et de Richards sont utilisées pour décrire les écoulements respectivement dans la zone saturée et la zone non saturée. La partie innovante de ce travail réside dans la façon de modéliser les processus de surface. L'équation dite de l'onde diffusive est utilisée pour décrire les écoulements de surface. Elle est transformée et mise sous la forme d'une équation de Darcy non-linéaire. Cela nous permet d'assimiler les écoulements de surface à des écoulements dans un milieu poreux aux propriétés particulières. On introduit donc dans notre domaine de calcul une couche de milieu poreux à la surface du sol, appelée couche de ruissellement. Les lois de teneur en eau et de conductivité hydraulique de cette couche sont définies à partir de l'équation de l'onde diffusive modifiée. Chacun des processus est alors décrit par une équation de type équation de Darcy. Une seule équation de Darcy non-linéaire avec des paramètres dépendant du domaine considéré (surface, zone non saturée, zone saturée) doit alors être résolue pour décrire l'intégralité des processus d'intérêt et leurs interactions. Ceci nous permet d'imposer la continuité des pression et flux d'eau à l'interface surface/subsurface et de décrire ainsi de façon unifiée l'ensemble des processus. Un modèle de transport, résolvant une équation d'advection-dispersion, a également été implémenté pour pouvoir suivre les masses d'eau et ainsi s'intéresser à la question de la séparation d'hydrogramme. Implémenté dans le cadre de l'approche darcéenne multidomaine, ce modèle permet également de traiter les processus de transport dans les domaines de surface et de subsurface de manière unifiée. Ces modèles d'écou-