

Université Pierre et Marie Curie

Master 1 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie

Parcours Environnements Continentaux et Hydrosociences

**Calibration d'un modèle de routage
hydrologique dans le bassin de la Seine**

BELLIER SANDRA

Directrice de recherche : Agnès Ducharne



Stage du 05/05/08 au
20/06/08

Remerciements

Je remercie tout particulièrement ma tutrice, Mme Ducharne pour le temps qu'elle m'a consacré et tous les conseils qu'elle m'a prodigué dans l'écriture des programmes, le fonctionnement des logiciels ainsi que tous ses commentaires basés sur son expérience pour l'interprétation des résultats .

Je remercie aussi le laboratoire Sisyphe de m'avoir accueillie pour ce stage.

Sommaire

INTRODUCTION.....	4
I . Les méthodes de routage de flux d'eau	5
1- Présentation de quelques modèles de routage.....	5
1-1 Modèle de routage hydraulique (distributed routing model).....	5
1-2 Modèle de routage hydrologique (lumped routing model).....	5
2- La méthode Muskingum	6
3- La méthode numérique	7
II . La méthode Muskingum avec le pas de temps adaptatif	8
1- Conservation de la masse.....	8
2- Définition du pas adaptatif	8
3- Etude de la robustesse et de la sensibilité du pas de temps adaptatif sur les différents cas hydrologiques	9
3-1 Le réseau hydrographique et les trois cas hydrologiques étudiés	9
3-2 Résultats des tests avec le pas de temps adaptatif et discussion.....	10
III . Application sur le bassin de la Seine	13
1-Le bassin de la Seine	13
2-Le modèle Catchment Land Surface (CLSM)	14
3- Routage des écoulements simulés	15
3-1 Le réseau hydrographique.....	15
3-2 Hydrogrammes des débits routés entre Août 1985 et Juillet 1991	16
CONCLUSION	19
BIBIOGRAPHIE	20
ANNEXES	22
Appendice 1 : Sensibilité du modèle Muskingum pour différents cas hydrologiques avec des pas de temps variés	22
Appendice 2 : Sensibilité du modèle Muskingum pour différents cas hydrologiques avec le pas de temps adaptatif au niveau 4	26
Appendice 3 : Sensibilité du modèle Muskingum pour différents cas hydrologiques avec le pas de temps adaptatif au niveau 2.....	28
Appendice 4 : Tableaux de comparaison des débits moyens et des volumes finals avec le pas de temps adaptatif et $dt = 0,1h$ au niveau 2 et 4	29
Appendice 5 : Hydrogrammes à la station Poses entre Août 1985 et Juillet 1991	30
Appendice 6 : Tableau des débits moyens observés, simulés et routés pour 21 bassins versants avec le critère de Nash, le coefficient de corrélation et le biais.....	33
Appendice 7 : Hydrogramme de Seine 4 et de l'Ourcq	34

Introduction

L'objectif de ce stage est de calibrer un modèle de routage hydrologique semi-distribué dans le réseau hydrographique du bassin versant de la Seine à partir des écoulements simulés obtenus par le modèle hydrométéorologique Catchment Land Surface Model (CLSM). Le modèle de routage présenté dans ce rapport doit à partir des paramètres morphologiques d'un bassin versant obtenus par SIG traduire les écoulements simulés par un modèle hydrométéorologique en débit sur chaque bassin versant. Pour valider notre modèle on comparera les débits simulés par routage aux débits observés mesurés à des stations hydrométriques.

Les modèles de routage hydrologique sont depuis très longtemps étudiés car ils sont très utilisés en ingénierie hydrologique pour prévoir la formation des crues et des étiages, réaliser le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques ainsi que leurs protections, gérer l'aménagement du territoire mais aussi permettre la gestion des ressources en eaux pour l'activité humaine, la vie biologique où évaluer l'impact des forçages climatiques sur le réseau hydrographique. Ils peuvent être décrits par des modèles hydrologiques (lumped flow) ou par des modèles hydrauliques (distributed flow routing) qui sont basés sur les équations de Saint-Venant.

Nous présenterons brièvement les quelques équations et notions sur lesquelles reposent les modèles de routage de débit dans le chapitre I .

Ce stage s'inscrit dans la continuité du travail de Master 2 effectué par Yan Zhao en 2007, qui a comparé deux méthodes de routage hydrologique selon Muskingum et Muskingum-Manning.

La méthode Muskingum étant plus simple notre modèle de routage utilisera uniquement celle ci. La résolution numérique pose des problèmes en particulier sur le choix du pas de temps. La solution proposée est d'utiliser un pas de temps adaptatif, c'est à dire défini en fonction des paramètres de la Méthode Muskingum. Nous présenterons le principe et sa validation empirique dans le chapitre II.

Le dernier chapitre sera consacré à l'application de notre modèle sur le bassin versant de la Seine. Une brève présentation du réseau hydrographique, du modèle CLSM et des données d'entrées de notre modèle y seront détaillés. Enfin la comparaison des débits routés avec ceux des stations nous permettra de vérifier la justesse de notre modèle.

I . Les méthodes de routage de flux d'eau

1 - Présentation de quelques modèles de routage

Le routage du débit est une procédure mathématique qui permet de déterminer l'évolution du débit dans le temps et l'espace (Perumal *et al*, 2007). Il permet de déterminer l'évolution de la vitesse, la magnitude de l'écoulement en fonction du temps et de la longueur parcourue dans le bief.

Les modèles de routage de débit qui sont basés sur des simplifications des équations de Saint-Venant sont moins précis que ceux reposant sur les solutions numériques de toutes les équations de Saint-Venant. Cependant ils sont des outils très précieux aux personnes qui souhaitent déterminer son comportement dans une rivière dans le but par exemple d'y réaliser des ouvrages.

L'ensemble de ces modèles de routage repose sur les équations de Saint-Venant qui sont constituées de l'équation de conservation de la masse (équation de continuité) et de l'équation dynamique .

$$\text{Equation de continuité : } \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (1-1)$$

$$\text{Equation dynamique : } \frac{\partial V}{\partial t} + V^* \frac{\partial V}{\partial x} + g \left[\frac{\partial y}{\partial x} + Sf - So \right] = 0 \quad (1-2)$$

Les notations sont les suivantes : Q débit (m³/s), q débit latéral d'apport (m³/s), S la section mouillée (m²), x la longueur du bief (m), g l'accélération de la pesanteur (m/s⁻²), y le tirant d'eau (m), So la pente du lit (< 15%), Sf la pente de friction (Barry *et al*,1995).

1-1 Modèle de routage hydraulique (distributed routing model)

L'écoulement de l'eau dans un cours d'eau est un processus distribué car sa vitesse et sa magnitude varient dans l'espace .

On peut calculer toutes ces propriétés dans un lit stable en utilisant un routage du flux distribué basé sur les équations complètes de Saint-Venant si l'on considère un écoulement 1D. Le flux est calculé en fonction du temps à travers les différentes sections transversales qui constituent le cours d'eau. Le routage de flux distribué est appelé aussi routage hydraulique.

Dans le cas de notre étude, nous avons choisi la méthode de routage hydrologique car nous considérerons le flux uniquement comme une fonction du temps. Les variations du débit, de la vitesse et de la profondeur dans l'espace ne seront pas calculées avec une résolution précise.

1-2 Modèle de routage hydrologique (lumped routing model)

La description hydrologique du flux le long d' un cours d'eau est caractérisée par le flux entrant (I) à l'amont et le flux sortant (Q) à l'aval, qui sont tous deux des fonctions du temps. On ne décrit pas les variations des grandeurs simulées dans l'espace entre l'amont et l'aval, ce qui revient à supposer que ces grandeurs sont uniformes dans le bief.

Si on applique le principe de conservation de la masse, la différence entre les deux flux est égale au taux d'évolution du stockage S au cours du temps :

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - Q(t) + q(t) \quad (1-3)$$

S : volume stocké dans un cours d'eau en m³, I est le débit entrant dans le système considéré en m³/s ; Q est le débit sortant du système en m³/s ; q est le débit latéral en m³/s .

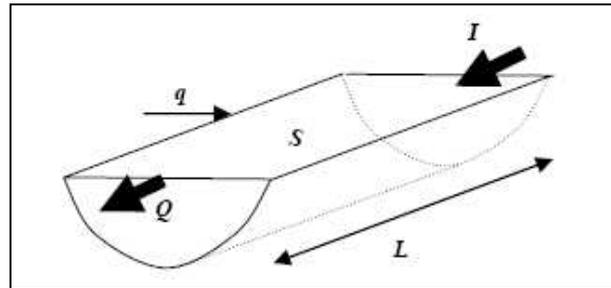


Figure 1 : Représentation d'un cours d'eau et schématisation des variables de l'équation 1-3 (Dingman,2002)

Dans l'implémentation de la méthode, on ajoute les écoulements issus du bassin versant contributif (q) propre au paramètre d'entrée I.

Les modèles de routage de flux hydrologique offrent l'avantage d'être plus simples comparés aux modèles distribués ce qui explique les nombreux modèles de ce type: Lag-and-route (Linsley, *et al.*, 1949), Linear reservoir (Hannah *et al.*, 2001), Muskingum (McCarthy, 1939), Muskingum-and-Manning (Dooge, 1982) et Muskingum-Cunge (Cunge, 1969).

2 - La méthode de Muskingum

Depuis son développement en 1939 par McCarthy, cette méthode est très utilisée en ingénierie hydrologique. Cunge (1969) a démontré que la méthode de Muskingum est numériquement équivalente aux équations de Saint-Venant via l'équation de diffusion d'une onde.

Elle est basée sur l'équation différentielle du volume stocké dans un système (Eq. 1-3) qu'on considère comme une fonction linéaire du flux entrant (I) et sortant (Q) dépendant de deux paramètres k et x qui décrivent respectivement le temps de parcours du flux et l'atténuation du flux sortant. L'équation Muskingum se définit par la relation suivante :

$$S(t) = k [x I(t) + (1-x) Q(t)] \quad (1-4)$$

Le paramètre k est en seconde et x est sans dimension.

A partir de l'équation (1-4) on peut calculer le débit sortant Q(t) uniquement à partir du stockage S(t) et du débit amont I(t).

$$Q(t) = \frac{S(t) - k x I(t)}{k(1-x)} \quad (1-5)$$

Le paramètre x représente un facteur de pondération dont les valeurs sont comprises entre [0-0,5] même si dans le cas de la plupart des rivières il est compris entre [0,1-0,3] (Maidment,1993). Si x est égal à zéro alors le volume d'eau stocké ne dépend que des conditions aval mais si x est égal à 0,5 alors le stockage est fonction du taux de flux car le débit entrant à le même « poids » que le débit sortant.

La paramètre k est le temps de parcours de l'onde dans le bief. Il est défini par la relation suivante (Oki *et al.*,1999).

$$k = \frac{L}{u} \quad (1-6)$$

L étant la longueur du bief en m
u est la vitesse moyenne de l'onde en m/s
k est le temps de parcours en s

La méthode Muskingum se compose de l'équation de Muskingum (1-4) et de l'équation de conservation de la masse (1-1). Elle permet de calculer le débit en fonction des flux sur un pas de temps donné connaissant les paramètres x et k qui sont calibrés.

3 - La méthode numérique

L'application de la méthode Muskingum nécessite de choisir une méthode numérique efficace permettant l'intégration des équations différentielles au cours du temps. Les équations différentielles simples peuvent être approximées par des différences finies. Dans ce cas on n'utilise pas des incréments infinitésimaux du temps mais des incréments finis, ce qui s'accompagne de pertes de précision en particulier lors de variation rapide de la quantité décrite (ici c'est le stockage d'eau dans le bief). Les méthodes explicite et implicite sont deux techniques qui permettent de résoudre des différences finies.

A partir de l'équation (1-3), on intègre la dérivée du stockage sur un petit pas de temps Δt :

$$\frac{dS}{dt} = f(S) = \frac{S(t+\Delta t) - S(t)}{\Delta t} \quad (1-7)$$

La méthode explicite consiste à calculer le stockage à un temps $t+\Delta t$ à partir du stockage au temps t et la valeur du pas de temps d'intégration. Ceci se traduit par l'équation suivante :

$$\frac{S(t+\Delta t) - S(t)}{\Delta t} = f(S(t)) \quad (1-8)$$

L'équation (1-8) correspond à la méthode d'Euler explicite mais il existe de nombreuses autres méthodes explicites comme Runge-Kutta d'ordre 4 qui donne des résultats très précis (Zhao, 2007).

Par la méthode Euler implicite, dans l'équation (1-7) le stockage au temps $t+\Delta t$ est décrit comme une fonction du pas de temps mais aussi du stockage au temps $t+\Delta t$.

L'équation (1-7) est définie alors par la relation suivante :

$$\frac{S(t+\Delta t) - S(t)}{\Delta t} = f(S(t+\Delta t)) \quad (1-9)$$

A partir de l'équation (1-7) et (1-5), $S(t+\Delta t)$ peut être comme suit :

$$\frac{dS}{dt} = \frac{S(t+\Delta t) - S(t)}{\Delta t} = I - Q = I - \frac{S(t+\Delta t) - k \times I}{k(1-x)}$$

$$k(1-x) [S(t+\Delta t) - S(t)] = \Delta t [I k(1-x) - S(t+\Delta t) + k \times I]$$

$$S(t+\Delta t) = \frac{S(t) k(1-x) - I \Delta t k}{k(1-x) - \Delta t} \quad (1-10)$$

En résolvant cette équation on obtient une solution approximative du volume d'eau dont l'erreur de troncature est due au passage d'un opérateur différentiel à un opérateur de différence.

Les schémas explicites ne sont stables que sur une certaine plage de temps tandis que les schémas implicites sont toujours stables quelque soit la valeur du pas de temps (Guinot *et al*, 2005).

C'est pourquoi dans cette étude nous avons choisi d'appliquer la méthode Euler implicite plutôt qu'explicite.

II . La méthode Muskingum avec le pas de temps adaptatif

1- Conservation de la masse

Nous avons défini précédemment l'équation de variation du volume d'eau sur un pas de temps (Eq. 1-9). Il faut s'assurer dans cette équation que $S(t+\Delta t)$ soit toujours positive pour ne pas violer la conservation de la masse. Cette condition sera respectée si :

$$\frac{S(t+\Delta t) - S(t)}{\Delta t} = I - Q$$

$$\frac{S(t+\Delta t)}{\Delta t} = I - Q + \frac{S(t)}{\Delta t}$$

Comme Δt est toujours positive $S(t+\Delta t)$ sera supérieure à zéro si :

$$I - Q + \frac{S(t)}{\Delta t} > 0$$

Soit
$$Q(t) < I(t) + \frac{S(t)}{\Delta t} \quad (2-1)$$

Si la valeur de Q impliquée dans l'équation de Muskingum respecte la condition imposée dans l'équation (2-1) il n'y a aucun problème de conservation de la masse et on garde la valeur du débit déterminée par l'équation (1-5).

Sinon, on impose que $Q(t) = I(t) + \frac{S(t)}{\Delta t}$

On utilise ensuite cette valeur pour calculer $S(t+\Delta t)$ qui sera donc nul.

Ce principe sera transcrit dans le programme en implicite de la manière suivante :

$$Q(t) = \min \left[\frac{S(t+\Delta t) - k \times I(t)}{k(1-x)}, I(t) + \frac{S(t)}{\Delta t} \right] \quad (2-2)$$

2- Définition du pas adaptatif

Selon la limite supérieure que nous imposons sur le débit (Eq. 2-2) et la définition de celui-ci par la méthode Muskingum nous pouvons réécrire ces deux équations :

$$\frac{S(t+\Delta t) - k \times I(t)}{k(1-x)} < I(t) + \frac{S(t)}{\Delta t} \quad (2-3)$$

Connaissant le stock au temps t et sachant que l'équation (2-3) est plus dure à se réaliser si I est petit ou Δt est grand, on fixe $I=0$ qui est la condition la plus contraignante sur les débits entrants mais qui simplifie les calculs.

Si $I=0$ alors
$$\frac{S(t+\Delta t)}{k(1-x)} < \frac{S(t)}{\Delta t} \quad (2-4)$$

Comme nous sommes dans le cas où $S(t+\Delta t) < 0$ doit être évité nous ferons l'hypothèse suivante :

$$S(t+\Delta t) \sim S(t)$$

Donc à partir de l'équation (2-3) nous fixons la limite sur Δt

$$\frac{S(t+\Delta t)}{k(1-x)} \sim \frac{S(t)}{k(1-x)} < \frac{S(t)}{\Delta t}$$

$$\text{Soit} \quad \Delta t < k(1-x) \quad (2-5)$$

On parlera alors d'un pas de temps adaptatif car il dépend des paramètres k et x . La variable k est fonction de la vitesse de l'onde et de sa longueur (Eq. 1-6).

3 - Etude de la robustesse et de la sensibilité du pas de temps adaptatif pour les différents cas hydrologiques

L'objectif est ici de vérifier la robustesse et la précision du modèle en particulier par rapport au Δt qui est la cause des imprécisions numériques quand il est trop grand.

3- 1 Le réseau hydrographique et les trois cas hydrologiques étudiés

Dans un premier temps pour valider notre modèle nous travaillons sur un réseau hydrographique régulier constitué de quatre niveaux (ou ordre selon la classification de Strahler), avec deux tributaires pour chaque bief (Fig. 2).

Au niveau zéro nous considérons que les écoulements s'accumulent sur un pas de temps puis se déchargent dans le bief de niveau supérieur. Pour ces biefs nous n'appliquons pas le modèle de routage.

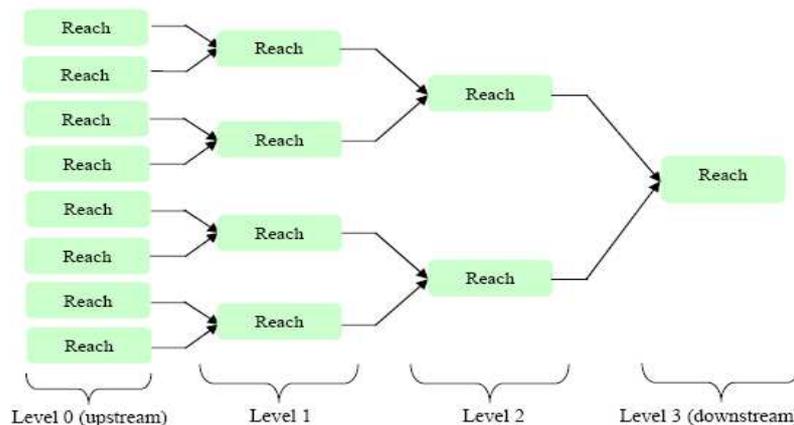


Figure 2 : Schéma du réseau hydrographique théorique (Zhao, 2007)

Pour tous les autres niveaux et pour chaque bief nous calculons un débit sortant à l'aval de celui-ci qui dépendra du débit entrant à son amont et des écoulements issus du bassin versant contributif à celui-ci dont la somme constitue le terme I dans l'équation (2-2).

Nous avons travaillé sur trois cas hydrologiques dont la composition permet à priori de recomposer la plupart des cas plus complexes.

Tout d'abord le cas Montée en crue pour lequel nous estimons que le volume d'eau initial stocké dans les biefs est nul et que nous avons un écoulement constant sur l'ensemble du réseau. Nous devrions théoriquement constater une augmentation du débit et un stockage atteignant un état stationnaire.

Ensuite le cas Pulse doit représenter un pulse d'eau qu'on réalise si nous considérons un écoulement I ayant lieu sur le premier jour seulement et aucun sur les jours suivants. Les écoulements devraient dans le temps se propager à travers le réseau.

La dernière situation étudiée est la Récession pure, pour laquelle nous vidons un stock d'eau avec écoulement nul ($I=0$). Le réseau se vide progressivement durant le temps de la simulation (16 jours).

3 – 2 Résultats des différents tests avec le pas de temps adaptatif

Pour chacun des cas, on calcule parmi les diviseurs entiers de 24h le pas de temps maximum qui respecte l'équation (1-5). On réalise des simulations pour regarder le comportement du débit et l'évolution du stockage sur l'ensemble du réseau en faisant varier la vitesse de l'onde ue et x le facteur d'atténuation de l'onde.

On compare les graphes obtenus avec le pas adaptatif par les simulations à ceux obtenus pour un grand pas de temps ($\Delta t=24$ h) et un petit pas de temps ($\Delta t=6$ min) pour lequel normalement les résultats sont corrects.

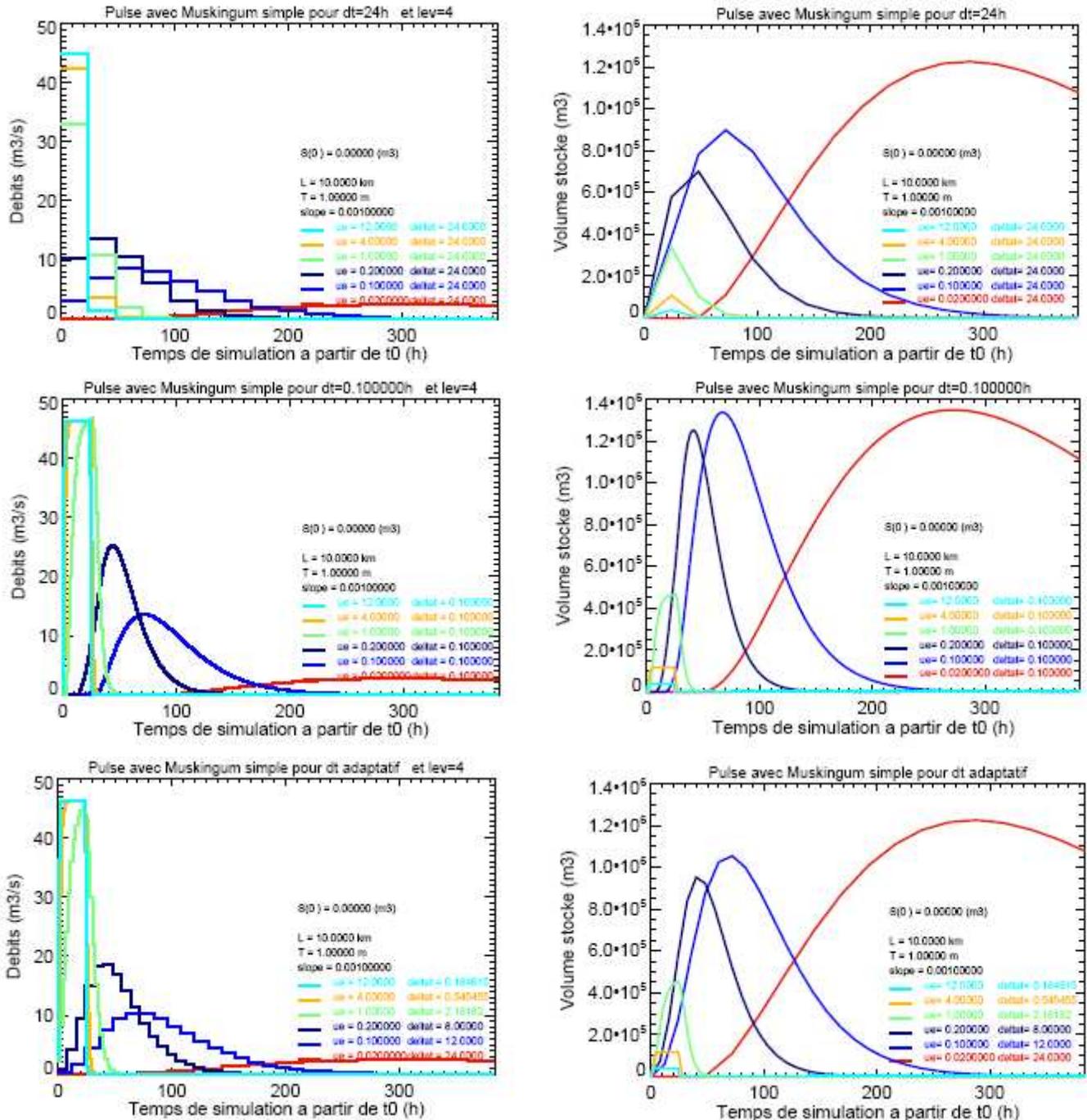


Figure 3 : Sensibilité du modèle à la vitesse avec $\Delta t=24$ h, $\Delta t=0,1$ h et un pas de temps adaptatif pour le cas Pulse dans le bief aval au niveau 4. Les débits sont à gauche et les stocks d'eau à droite .

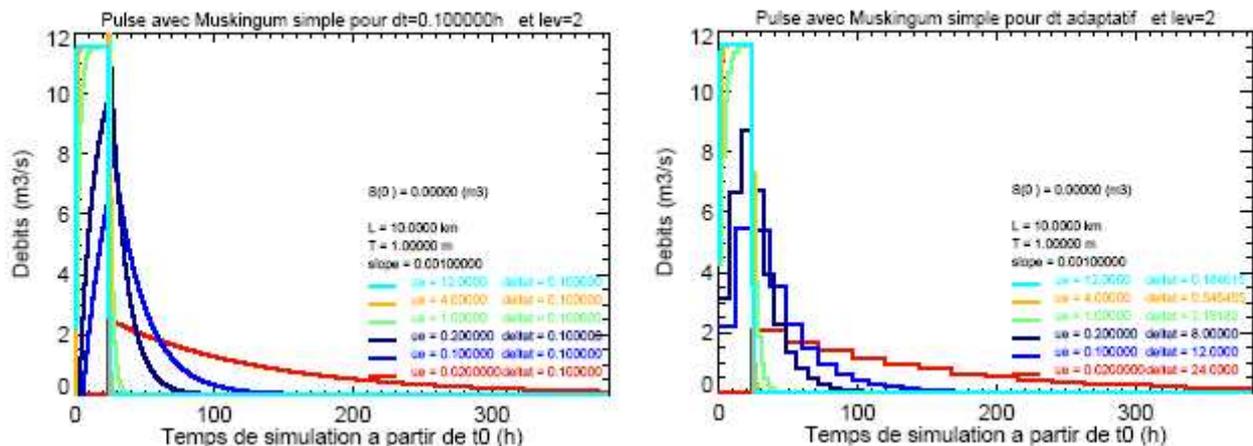


Figure 4 : Sensibilité du modèle à la vitesse pour un $x=0,2$ avec un $\Delta t=0,1h$ et un pas de temps adaptatif dans le cas Pulse au niveau 2 .

• Influence du pas de temps

On constate une atténuation des courbes représentant le stock et le débit pour la simulation avec $\Delta t=24h$ par rapport aux courbes obtenues avec $\Delta t=0,1h$ (Fig.3).

Cette observation est visible dans le cas Pulse et Pure récession (Appendice 1).

Ce phénomène appelé dispersion numérique est dû à la discrétisation du temps effectué par notre méthode implicite. Celle – ci est d’autant plus importante que le pas de temps est élevé (Fig. 3).

• Intérêt du pas de temps adaptatif

En utilisant le pas de temps adaptatif, le phénomène de dispersion numérique très visible pour $\Delta t=24 h$ est moins important. Cette méthode permet donc d’éviter un certain nombre de problèmes numériques.

Les volumes finaux et les débits moyens obtenus avec un pas adaptatif sont légèrement inférieurs à ceux calculés pour un $\Delta t = 0,1h$ (Appendice 4). Notre modèle avec le pas de temps adaptatif est un peu plus lent que celui avec un petit pas de temps dû certainement aux problèmes de résolution numérique qui ralentissent les calculs de débits et de volumes. C’est un effet de la dispersion numérique.

Le pas de temps adaptatif donne des résultats comparables à ceux obtenus avec le $\Delta t = 0,1h$ car on a des débits moyens et des volumes finaux très proches (Appendice 4).

On peut remarquer que si certaines variations rapides des débits sont moins résolues avec le pas adaptatif que pour un pas de temps fin (Fig.4 niveau 2), la dynamique générale à long terme est respectée.

• Sensibilité du modèle avec le pas adaptatif pour différentes vitesses (ue) et différents facteurs d’atténuation (x)

S’il on compare les résultats obtenus avec le pas adaptatif à ceux calculés pour un $\Delta t = 0,1h$ on constate que mise à part l’atténuation due à la dispersion numérique les dynamiques de débit et de stock d’eau sur le long terme sont respectées.

On remarque d’après les graphes (Annexe 3 et fig. 3) que plus la vitesse augmente (k faible) plus le volume et le stock d’eau varient très rapidement dans le temps montrant ainsi la rapidité des écoulements arrivant à l’aval. Ce résultat est cohérent avec la théorie.

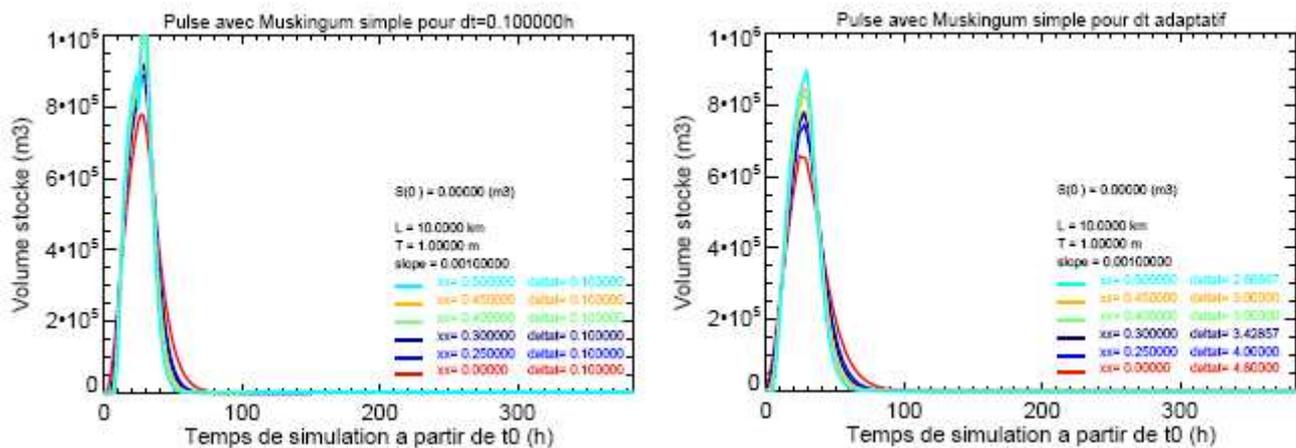


Figure 5 : Sensibilité du modèle à x pour $u_e=0,1\text{m/s}$ avec $\Delta t=0,1\text{h}$ et un pas de temps adaptatif dans le cas Pulse au niveau 4.

En théorie le paramètre x est un facteur de forme. Il atténue les variations du flux en influençant peu la vitesse de l'onde.

D'après les graphes de la figure 5, pour des valeurs de x différents les volumes maximum sont atteints presque en même temps montrant ainsi que la vitesse de l'onde varie peu avec x .

On remarque aussi que plus x est petit plus le stock d'eau diminue.

Comme les observations concordent avec la théorie on peut dire que le modèle avec le pas de temps adaptatif est sensible à la valeur de x .

La méthode Muskingum avec le pas de temps adaptatif permet de rationaliser le choix du pas de temps en fonction des paramètres k et x ce qui est un compromis intéressant entre calcul et précision.

III . Application du modèle au bassin versant de la Seine

1 - Le bassin de la Seine

Le réseau hydrographique du bassin de la Seine (Fig. 6) et des cours d'eaux côtiers normands est composé de 55 000 km de cours d'eau. La majeure partie de ce réseau converge vers la Seine qui draine un bassin versant de 78 000 km² à travers un parcours de 780 km entre sa source sur le plateau de Langres et son estuaire (Agence de l'eau Seine-Normandie, 2004).

Les reliefs sont peu accentués avec une altitude moyenne de 160 m et moins de 1% du territoire à une altitude supérieure à 500 m (Meybeck, 1998).

Il existe une forte homogénéité géologique puisque plus de 75% des terrains sont perméables (calcaires, craie). Ces formations aquifères permettent de stocker un grand volume d'eau qui soutiennent les étiages et atténuent les crues.

La Seine a un régime pluvial océanique, recevant en moyenne 720 mm d'eau par an.

Le débit moyen interannuel de la Seine à Paris est de 310 m³/s. Les principaux tributaires qui sont la Marne, l'Yonne, l'Oise et l'Aube apportent en moyenne 100m³/s.

A cause du faible contraste de relief, de climat et de la distribution de la lithologie les cours d'eau du bassin de la Seine présentent une grande similarité de régime hydrologique entre les principaux tributaire (Viennot *et al*, 2008). Pour écrêter les crues et soutenir les étiages, différents barrages ont été installés sur les quatre grands tributaires.

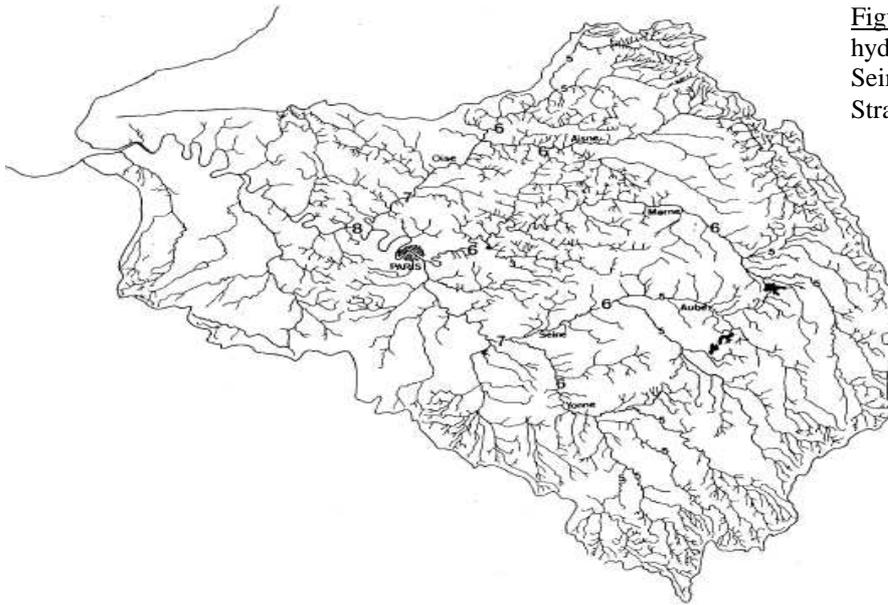


Figure 6 : Schéma du réseau hydrographique du bassin de la Seine avec la classification de Strahler (Thevenot, 2001)

Les paysages sont à dominante rurale vers l'amont et l'ouest du bassin lorsqu'on s'éloigne de l'Ile de France et des grandes vallées. Ils tendent à s'uniformiser (grandes cultures, urbanisation) lorsqu'on se rapproche du centre du bassin tandis que les contraintes et les usages augmentent.

De manière générale l'écoulement est fortement perturbé par l'aménagement des lits, par l'imperméabilisation des sols urbains, par les prises d'eau et les restitutions et par les barrages situés sur son cours supérieur (Agence de l'eau Seine-Normandie, 2004).

2 - Le modèle Catchment Land Surface (CLSM)

Le modèle CLSM développé par Ducharne et Koster (2000) est un modèle hydrométéorologique qui modélise le fonctionnement des surfaces continentales simulant sur des bases physiques la totalité des processus régissant les bilans d'eau et d'énergie au sol. Le modèle fonctionnant pour un pas de temps de 20 minutes utilise les concepts de TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979).

Le modèle a été appliqué dans le bassin de la Seine subdivisé en 29 bassins unitaires de surface moyenne de 2600 km²(Ducharne, 2008). Les écoulements simulés dans chaque bassin unitaire sont exprimés en mm/jour.

Les simulations ont été réalisées sur six ans (Août 1985 - Juillet 1991). Les forçages climatiques proviennent de la base de données SAFRAN (Durand *et al.*, 1993) fonctionnant au pas de temps de 1 heure et pour 8km de résolution. Les paramètres décrivant les propriétés sont déduits de la base de données des sols et de la végétation d' ECOCLIMAP (Masson *et al*, 2003).

Après calibration dans les 29 bassins versants des six paramètres qui ne peuvent pas être facilement prescrits a priori, (à savoir trois paramètres associés aux équations de TOPMODEL et trois paramètres associés au réservoir souterrain supplémentaire) les écoulements simulés par ce modèle sont satisfaisants en regard des débits simulés, comme le montre la figure 7 à Poses.

Nous travaillons à partir des écoulements déduits du modèle CLSM dans une version améliorée dans laquelle on rajoute un réservoir souterrain supplémentaire pour mieux représenter les étiages (Gascoin *et al*, 2008).

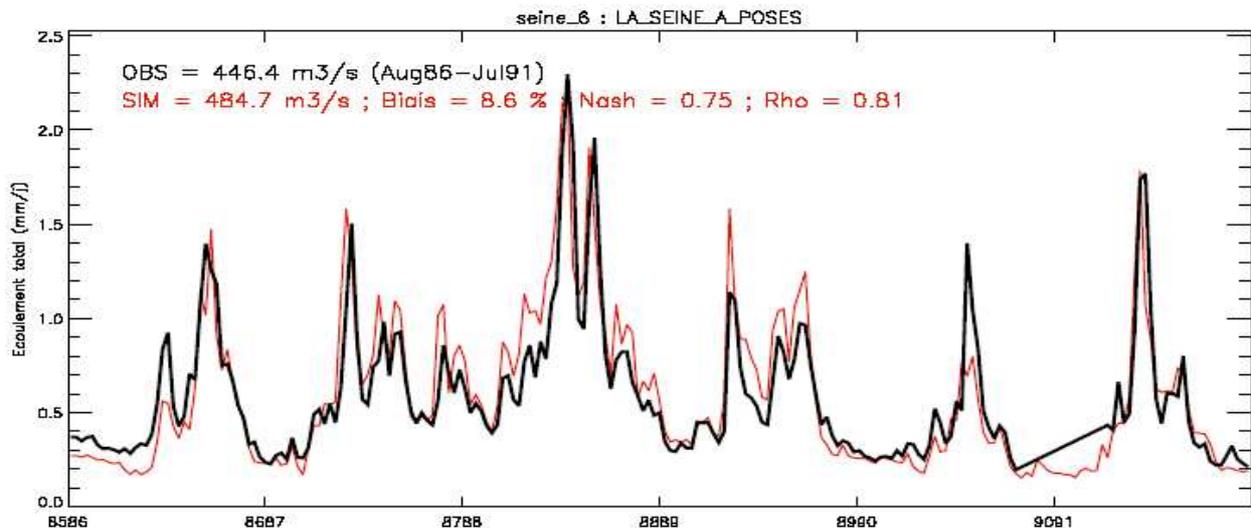


Figure 7: Comparaison des écoulements observés et simulés par le modèle CLSM à Poses

Les écoulements simulés seront corrigés de l'influence des trois barrages situés en amont du bassin (Aube, Oise et Yonne) et les écoulements observés sont déduits des débits observés et de la surface contributive à la station.

Pour compenser les différences liées à l'absence de routage dans CLSM, les écoulements sont comparés au pas de temps décadaire.

3 - Routage des écoulements simulés

3 – 1 Le réseau hydrographique

Dans le cas de cette étude le routage des débits aura lieu sur l'ensemble des 29 sous-bassins versants qui constituent autant de biefs (Fig.8 et 9).

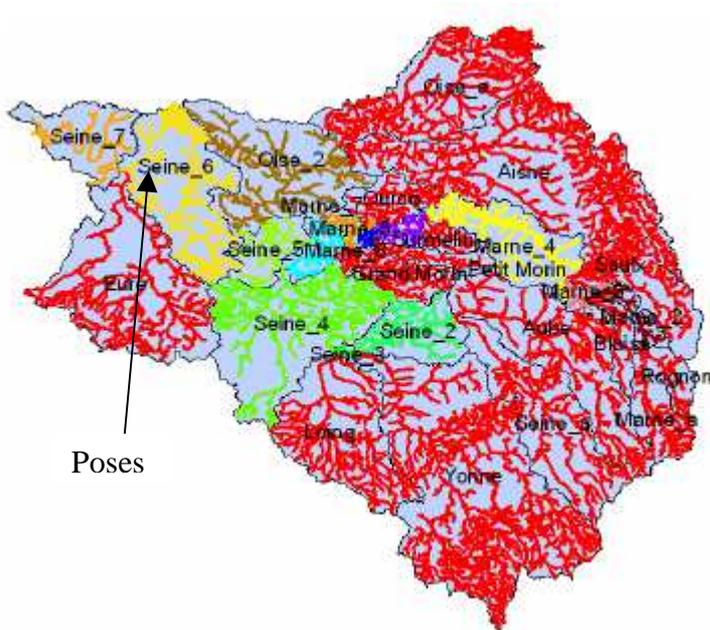


Figure 8 : Réseau hydrographique du bassin de la Seine avec la distinction des bassins amont (en rouge).

Si on schématise le réseau hydrographique selon les conditions de notre modèle on a en tout onze niveaux jusqu'à la station de Poses (Fig. 8).

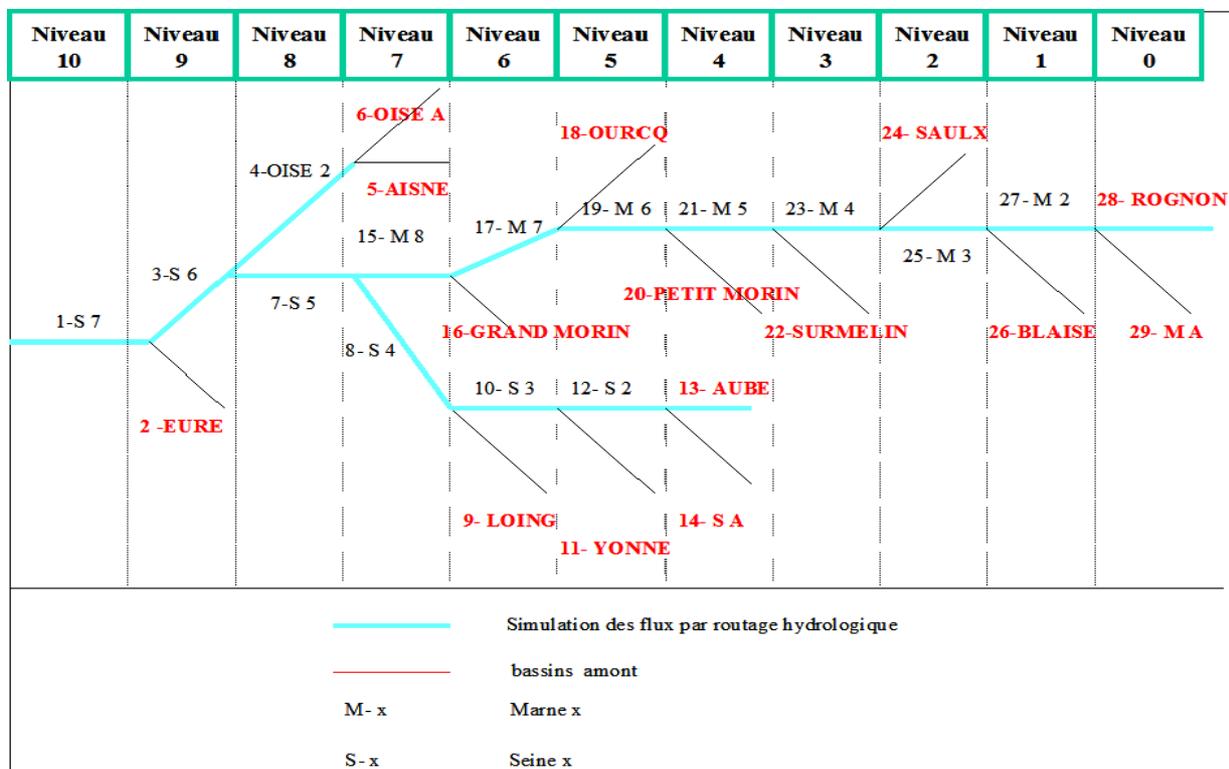


Figure 9 : Conceptualisation du réseau de bassin versant simulé par CLSM dans le Bassin de la Seine

Nous avons décidé de caractériser k en fonction de la longueur des biefs (renseignée par Zhao en utilisant un Système Informatique Géographique (2007)) et d'une vitesse d'onde constante (ue) dans tous les biefs. Dans le même souci de simplicité, nous avons choisis de supposer x uniforme.

3-2 Hydrogrammes des débits routés entre Août 1985 et Juillet 1991.

Nous considérons que chaque station est située à l'aval de chaque bassin versant et les débits routés simulés seront ceux à l'exutoire des bassins comme mentionné précédemment.

C'est à la station de Poses située à l'exutoire qu'est calibré le modèle utilisé pour tester la sensibilité du modèle aux conditions initiales. L'ensemble des simulations est réalisé avec un petit pas de temps d'une heure.

• Sensibilité du modèle aux conditions initiales

Le volume d'eau stocké dépend de la longueur du bief et de la section mouillée. Nous avons donc choisi d'initialiser ce volume en fonction d'une section mouillée initiale :

$$Scr\ initial = section\ mouillée\ initiale\ (m^2) * longueur\ du\ bief\ (m)$$

S'il on fait varier cette section mouillée de 2 à 50 m^2 on constate que les conditions initiales influencent les simulations au maximum pendant le premier mois (Appendice 5). Après ces premières semaines la simulation est indépendante des conditions initiales.

• Calibration du modèle à partir de l'hydrogramme de Poses

Le calage d'un modèle consiste à déterminer sur un échantillon d'événements de référence un ou plusieurs jeux de paramètres avec lesquels les simulations du modèle approchent au mieux les hydrogrammes de la base de données de référence.

La calibration de notre modèle se fera à partir du calage de x et de ue constante par rapport au débit observé à Poses de Août 1986 à Juillet 1991 soit sur une période où les débits simulés par CLSM sont indépendants des conditions initiales.

Les critères de calage utilisés sont :

- **le critère de Nash** : quantifie la précision des simulations

Ce critère permet de mesurer le degré d'ajustement entre les valeurs observées et simulées.

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum_i (Q_{obs} - q_{obs})^2}$$

Q_{sim} : débits routés sur N jours
 Q_{obs} : débits observés sur N jours
 q_{obs} : débit moyen observé
 N : nombre de jours

Le critère de Nash peut varier de $-\infty$ à 1. La valeur optimale est 1 (estimation parfaite). Une valeur nulle signifie que le modèle n'est pas meilleur que s'il on avait remplacé toutes les valeurs simulées par le débit moyen (Nash *et al*, 1970). On considère classiquement que la simulation est bonne lorsque ce coefficient est supérieur à 0,7

- **le coefficient de corrélation (ρ)** :

Ce critère mesure la co-fluctuation des séries simulées et observées (Pangalou,2003).

$$\rho = \frac{1}{N} \times \frac{\sum_{t=1}^{t=N} (Q_{obs}(t) - q_{obs})(Q_{sim}(t) - q_{sim})}{\sigma_{Q_{obs}} - \sigma_{sim}}$$

q_{sim} : débit moyen routés sur N jours
 $\sigma_{Q_{obs}}$: écart type des débits observés
 σ_{sim} : écart type des débits simulés

Si ρ est égal à 1 on a une corrélation parfaite entre les deux variables étudiés.

- **le biais** : erreur moyenne

$$\text{Biais}(\%) = \sqrt{\left[\frac{1}{N} \sum_i^N \left(\frac{Q_{\text{obs}} - Q_{\text{sim}}}{Q_{\text{obs}}} \right)^2 \right]} \times 100 = \frac{q_{\text{obs}} - q_{\text{sim}}}{q_{\text{obs}}} \times 100$$

Si le biais est positif les débits simulés sont surestimés et inversement .

Le calage à la Station de Poses a été effectué en variant la vitesse de l'onde (ue) et le paramètre x .

- **sensibilité du modèle à la vitesse** (Appendice 5)

On constate que pour une faible vitesse ($ue = 0,05$ m/s) le débit routé est plus lent que celui observé. Par contre quand la vitesse est comprise entre [1 ; 1,5] m/s le décalage observé entre les deux courbes diminue et c'est pour ces vitesses qu'on obtient les meilleurs critères de Nash.

- **sensibilité du modèle au facteur d'atténuation x** (Appendice 5)

En prenant une vitesse comprise dans l'intervalle ci-dessus et un facteur x entre [0-0,02], on obtient les meilleurs coefficients de Nash. Si ce paramètre est supérieur à 0,1 on remarque une dégradation de la courbe des débits routés.

D'après les différents tests effectués, le meilleur calage obtenu à Poses est pour $ue = 1,45$ m/s et $x = 0,02$. On obtient alors un coefficient de Nash de 0,84, un coefficient de corrélation de 0,83 et un biais de 8%.

Les débits simulés à partir des écoulements CLSM sont mal corrélés aux débits routés car on estime que le temps de concentration dans le bassin de la Seine avec notre modèle est de 6 à 7 jours contrairement à Gomez (2002) qui l'avait estimé à 17 jours en prenant une distance de bief moyenne de 776 km (Fig.9).

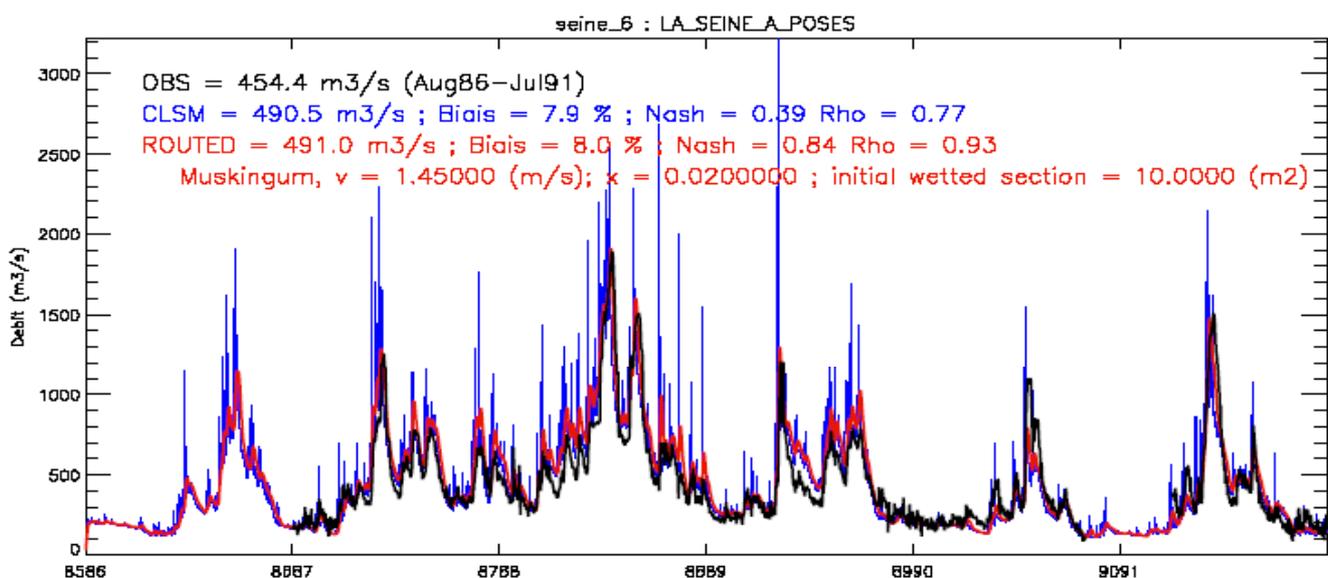


Figure 9 : Hydrogramme à Poses après calage

Après calage on constate que le débit routé est bien corrélé aux débits observés car le critère de Nash et le ρ sont élevés.

Les débits sont un peu surestimés par rapport à ceux observés (+ 8%) mais ceci est dû au modèle CLSM.

Pour déterminer l'apport du modèle de routage par rapport au simple modèle basé sur les écoulements simulés par CLSM on compare la courbe des débits routés à celle des débits simulés. On observe sur la courbe des débits simulés moins de « bruit de fond » provoqué par une grande variabilité des débits dans le temps et des pics de crues moins importants. La courbe des débits routés est plus lissée que celle des débits simulés. Le modèle de routage est plus lent car on a un décalage entre la courbe de débit simulée et celle routée.

Le modèle de routage permet donc d'atténuer la variation journalière et des pics associés et induit un retard moyen d'environ 6 jours dû au fait que nous sommes en réseau.

Ces améliorations du modèle de routage se traduit par une forte augmentation du critère de Nash qui passe de 0,39 à 0,84.

La valeur de ces deux paramètres de calage est utilisée pour l'ensemble des autres bassins versants.

Dans ces bassins le modèle ne simule pas toujours bien les débits routés en particulier dans certains bassins versants car l'on obtient des coefficients de Nash faible (<0,60) pour les bassins des Blaise, Surmelin, l'Eure et l'Yonne (Appendice 6).

Dans le cas du bassin de l'Ourcq on obtient un critère de Nash négatif (-8,11) indiquant que la similitude entre les débits routés et les débits observés est faible (Appendice 7).

Comme pour beaucoup de bassins on a surestimation des débits. L'une des raisons est que les débits routés sont calculés à l'aval du bassin versant qui contient la station hydrométrique et que ceux observés sont mesurés à l'endroit de la station qui peut être située plus en amont (Fig.11) .

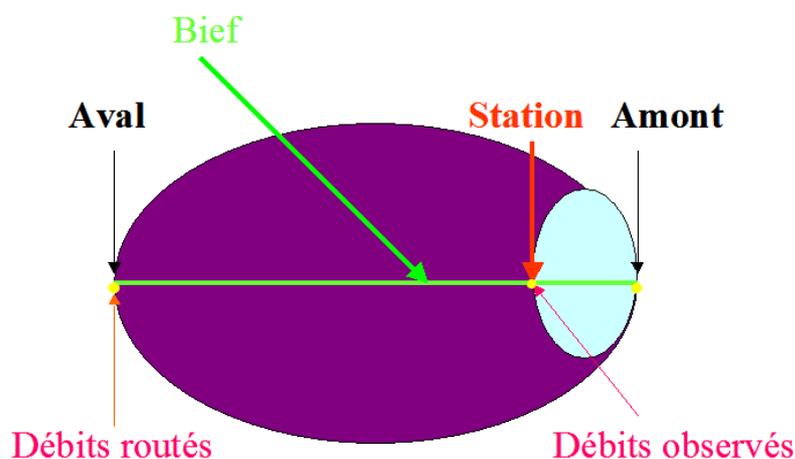


Figure 10 : Schématisation de l' aire correspondante aux écoulements ayant lieu sur le bassin versant en fonction de la position ou l'on se situe sur le bief.

CONCLUSION

Utiliser un modèle de routage hydrologique basé sur la méthode Muskingum avec la méthode Euler en implicite, contraint pour respecter la conservation de la masse malgré les erreurs numériques dues aux différences finies d'imposer des limites à notre système.

On se sert de cette analyse pour adapter le pas de temps d'intégration aux paramètres du modèle Muskingum. Lors de l'utilisation du pas de temps adaptatif on diminue la dispersion numérique qui se produit lors de la résolution numérique. On obtient des débits et des stocks d'eau similaires à ceux obtenus avec des petits pas de temps. Cette méthode est donc performante, car elle permet de réduire le temps de calcul (par rapport à un pas de temps fin) tout en préservant la sensibilité aux paramètres k et x du modèle.

A partir des écoulements simulés par le modèle CLSM dans le bassin versant de la Seine subdivisé en 29 sous bassins, on applique notre modèle de routage sur le réseau de la Seine subdivisé en 29 biefs.

La calibration de notre modèle est réalisée à partir de l'hydrogramme à la station de Poses située à l'exutoire du bassin de la Seine. Considérant un x uniforme sur tous les bassins et un k variable en fonction de la longueur du bief et d'une vitesse d'onde constante donnée, le meilleur calage obtenu à Poses est pour $ue=1,45$ et $x=0,02$.

Le modèle de routage permet d'atténuer les variations journalières et les pics associés et induit un retard d'environ 6 jours puisque nous sommes en réseau.

L'ensemble CLSM et Muskingum est performant car il simule bien les débits et représente bien les étiages.

Ce genre de routage appliqué simple et performant devrait permettre de faciliter et sans doute d'améliorer la calibration des paramètres comme ceux du modèle CLSM.

En perspective il faudrait calculer les débits routés à la position exacte de la station hydrométrique car notre modèle surestime un peu les débits. En plus on pourrait faire varier les paramètres x et k dans les bassins versants où notre modèle n'est pas exact de manière à connaître leurs influences sur l'ensemble du réseau.

Il faudrait effectuer ce même travail en utilisant la méthode Muskingum – Manning et comparer l'efficacité de cette méthode avec celle appliquée dans cette étude.

La méthode Muskingum-Manning permettrait de déterminer un k plus réaliste en utilisant les paramètres morphologiques tel que la pente moyenne et la largeur (estimée dans la base de données du Piren-Seine en fonction de l'ordre de Strahler) qui influencent la vitesse de l'onde.

De plus elle décrit la hauteur d'eau dans les biefs en plus du débit et le lien entre débit et vitesse permettant de donner une dynamique plus précise des ondes de crues.

La simulation des hauteurs d'eau offre la possibilité de décrire les inondations qui ralentissent les ondes de crues et qui alimentent les zones humides riveraines.

BIBLIOGRAPHIE

- Agence de l'eau Seine-Normandie et Diren** (2004), Etat des lieux du bassin Seine et cours d'eau côtiers normands.
www.eauseinenormandie.fr/fileadmin/mediatheque/Expert/Etat_des_Lieux/EDLV3chap1_3
- Barry D.A, Bajrachrya**(1995).On the Muskingum-Cunge flood routing method. *Environnement International*, Edition Elsevier, Vol 21, No 5, p.485-490.
- Beven, K.,and Kirkby, M. J.** (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*,Vol. 24, p.43–69
- Cunge, J. A.**, (1969), On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum Method), *J. Hydraulic Res.*, 7, 205-230
- Dingman S.L** (2002),*Physical hydrology*,Second Edition;Prentice Hall,New Jersey, p.623
- Dooge, J. C. I., Strupczewski, W. G., and Napiorkowski, J. J.** (1982), Hydrodynamic derivation of storage parameters of the Muskingum model, *Journal of Hydrology*, 54, 371-387.
- Ducharne, A., Koster, R.D., Suarez, M., Stieglitz, M. , Kumar, P.** (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM, Part 2: Parameter estimation and model demonstration. *J. Geophys. Res.*, **105**(D20): 24823-24838.
- Durand Y., Brun E., Merindol L., Guyomarc'h G, Lesaffre B., Martin E.** (1993); A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann Glaciol* ,18:65–71.
- Gascoin S, Ducharne A, Ribstein P, Carli M, Habets F.** Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). Submitted to *Journal of Hydrology*.
- Gomez E.**(2002) .Modélisation intégrée du transfert de nitrate à l'échelle régionale dans un système hydrologique. Application au bassin de la Seine. Ecole des Mines de Paris
- Guinot V., Cappealaere B.**, (2005), Méthodes numériques appliquées, Polytech , Montpellier .vincentguinot.free.fr/teach/NumMeth/MNAFr.pdf
- Hannah, D.M., Gurnell A.M.** (2001), A conceptual, linear reservoir runoff model to investigate melt season changes in cirque glacier hydrology, *Journal of Hydrology*, Vol. 246, N° 1, pp. 123-141(19)
- Linsley, R. K., M. A. Kohler, and J. L. H. Paulhus** (1949), *Applied Hydrology*, 502-530 pp., Mc Graw Hill Book Co., New York.
- Maidment D.R.** (1993), *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, NewYork. ISBN: 007 0397325
- McCarthy, G. T.** (1939), *The unit hydrograph and flood routing*. U.S. Corps Eng., Providence, R.I.

Meybeck M., Marsily G., Fustec E.(1998), La Seine en son bassin: fonctionnement écologique d'un système fluvial anthropisé. Elsevier, p.749

Masson V., Champeaux J.-L., Chauvin F., Meriguet C., and Lacaze R. (2003).A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models, J. Climate, Vol. 16, Chap.9, p.1261-1282.

Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V. (1970), River flow forecasting through conceptual models. A discussion of principles. Journal of Hydrology, vol. 10, p. 282-290.

Oki, T., Nishimura, T., and Dirmeyer, P. (1999), Assessment of annual runoff from land surface model using total runoff integrating pathways(TRIP), Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 77, No. 1B, 235-255

Pangalou D., (2003), Impacts du changement climatique sur la variation des paramètres hydrologiques du bassin versant de la Seine. DEA Hydrologie-Hydrogéologie à l' UPMC,p.44.

Perumal, M. and Sahoo, B. (2007), Applicability criteria of the variable parameter Muskingum stage and discharge routing methods, Water Resources Research, Vol. 43, W05409.

Thevenot (2001), Ecological Modelling of the Seine River Basin, Centre d'enseignement et de recherche sur l'eau, la ville et l'environnement,
<http://www.enpc.fr/cereve/HomePages/thevenot/piren-models.pdf>

Viennot P, Ducharne A, Habets F, Lamy F, Ledoux E (2008). Fonctionnement hydrodynamique du bassin de la Seine, Plaquette du programme PIREN-Seine, sous presse

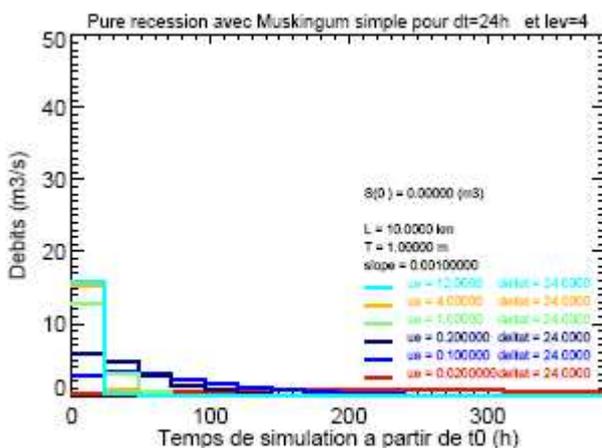
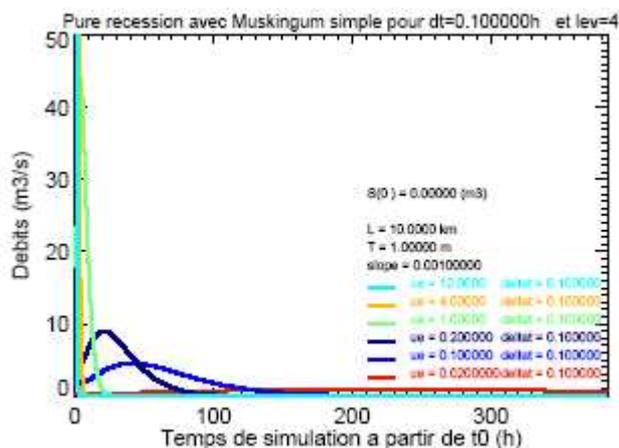
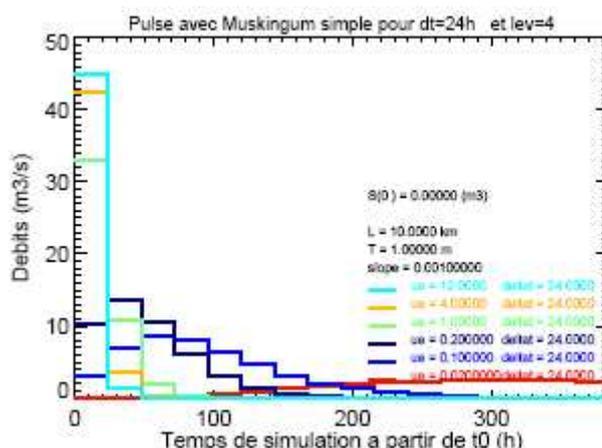
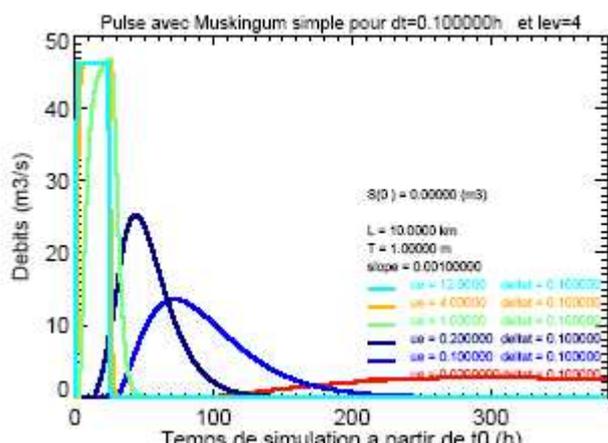
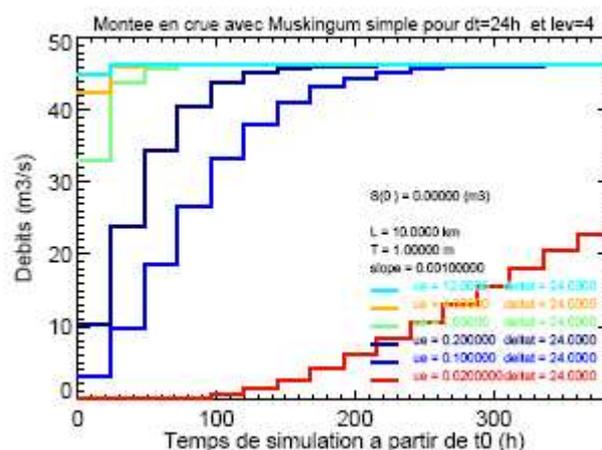
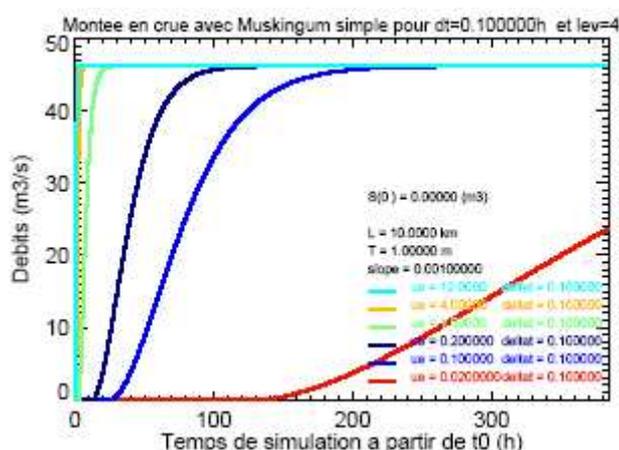
Zhao Yan. (2007), Modeling of river-flow routing using a Muskingum and Manning method and Application in Bassin of Seine. Rapport Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie. Parcours Hydrologie-Hydrogéologie. UPMC, p.43

ANNEXES

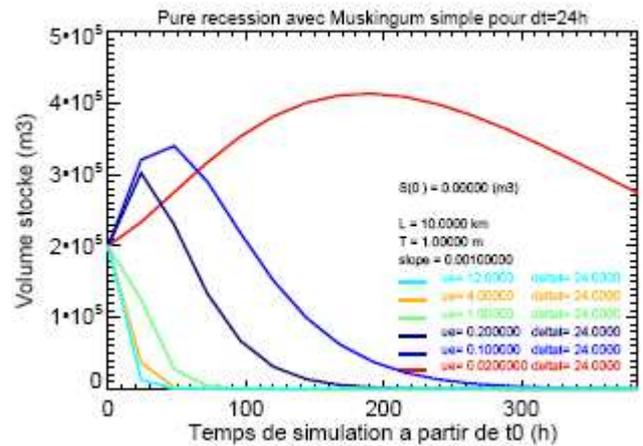
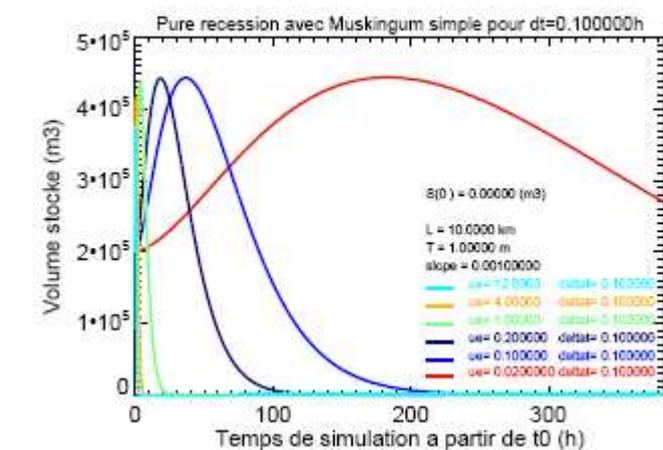
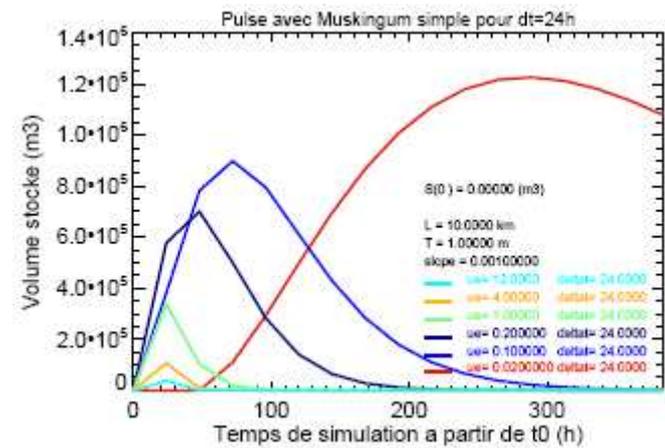
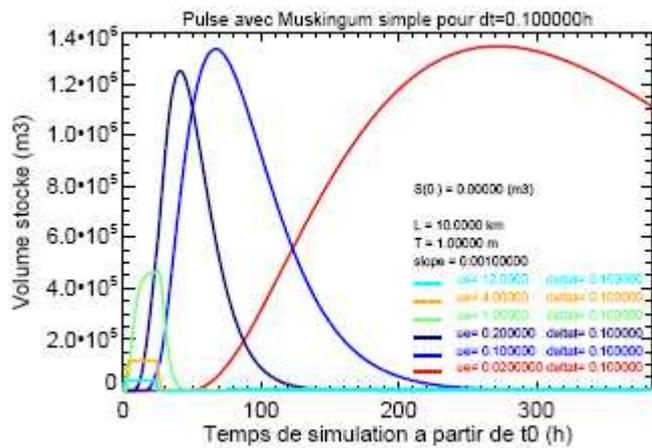
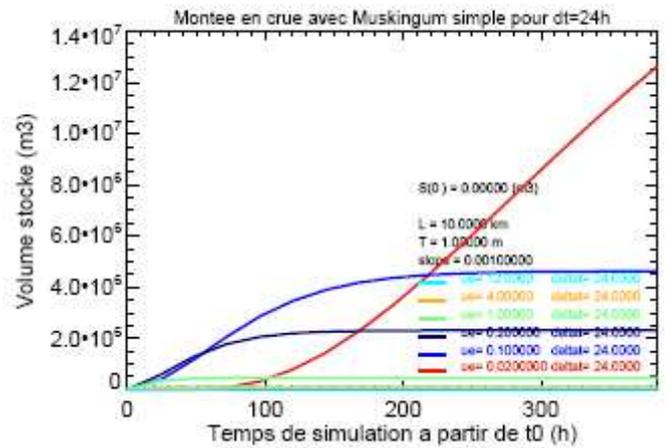
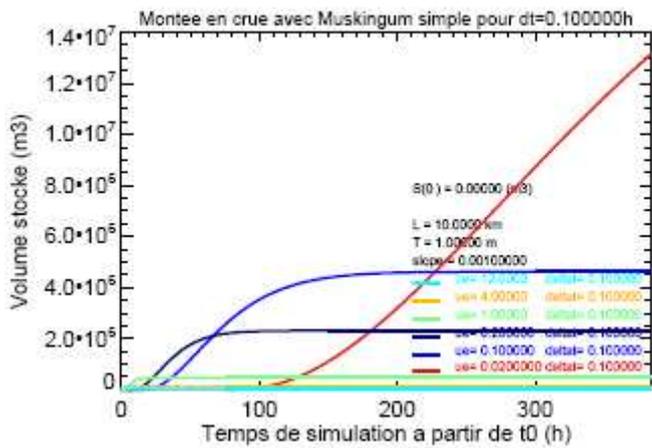
Appendice 1 : Sensibilité du modèle Muskingum pour différents cas hydrologiques avec des pas de temps variés.

1-1 Test de la sensibilité du modèle avec différentes vitesses qui influencent le paramètre k pour un $\Delta t = 0,1h$ et un $\Delta t = 24 h.$ et $x = 0,2$

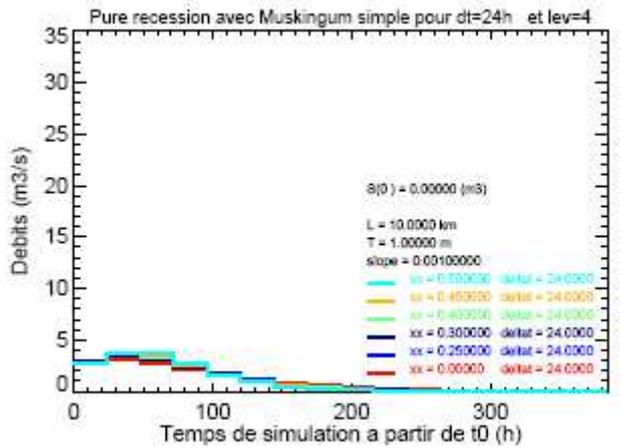
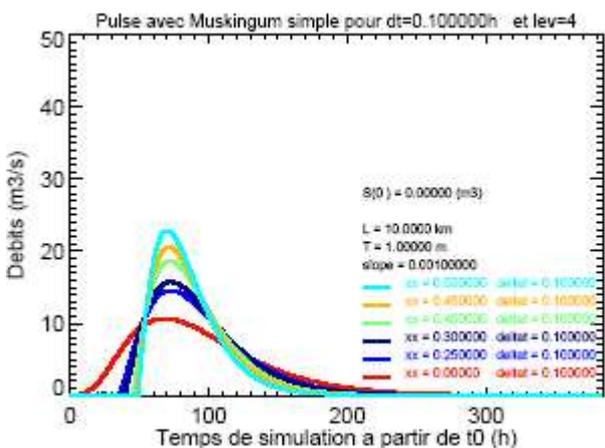
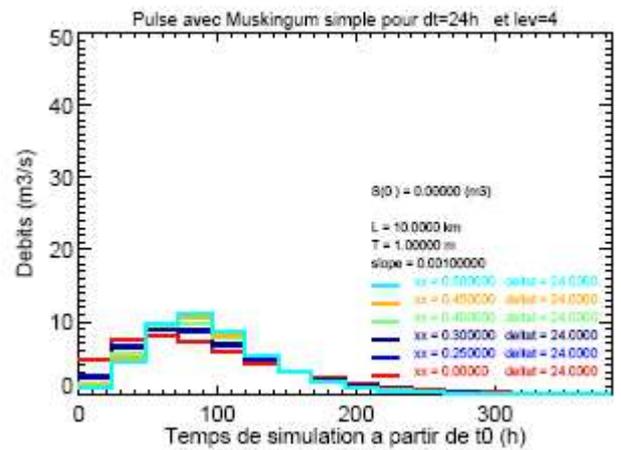
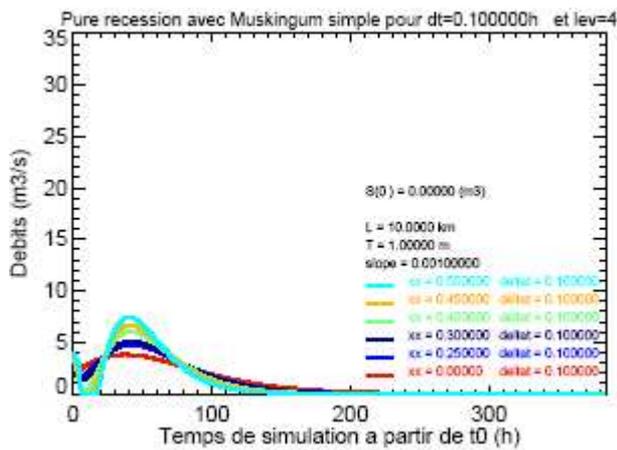
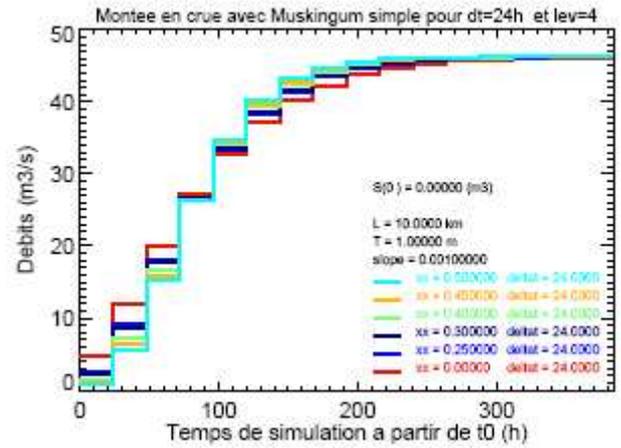
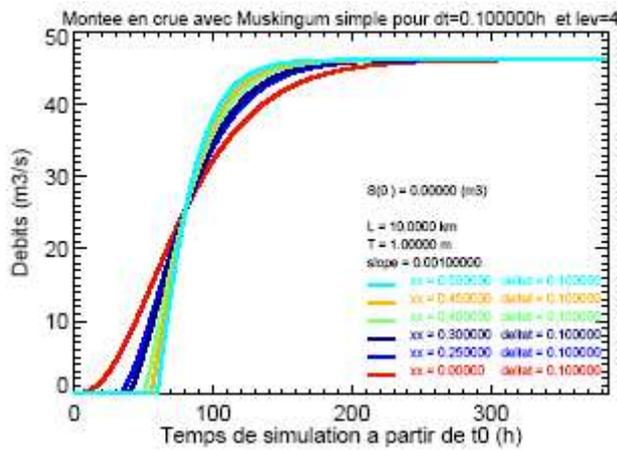
- Comparaisons des débits



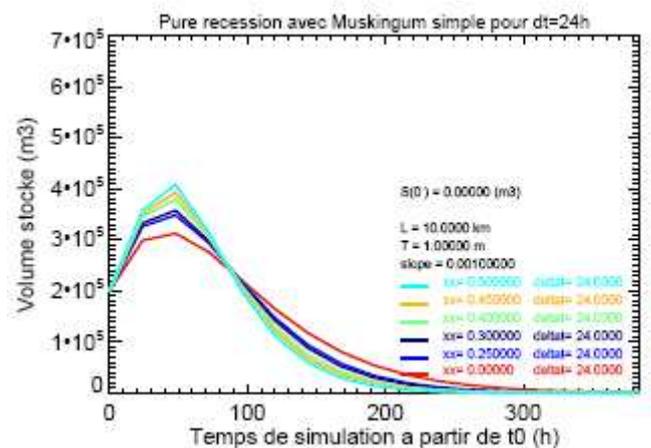
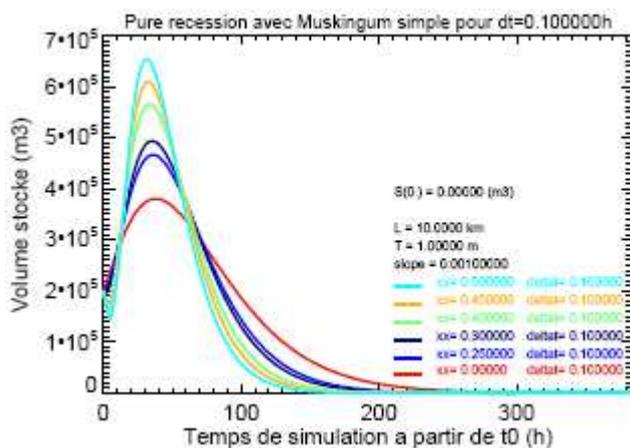
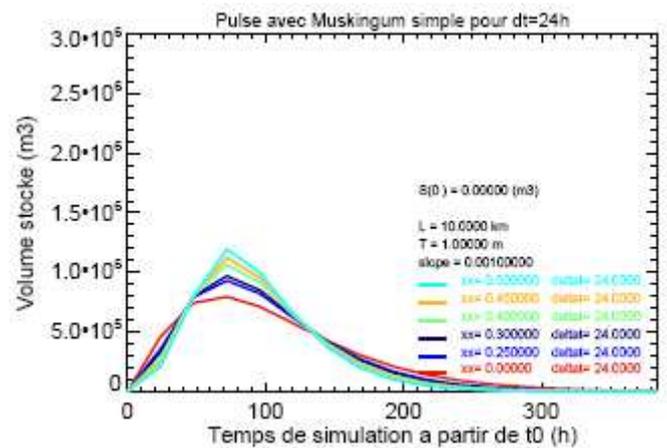
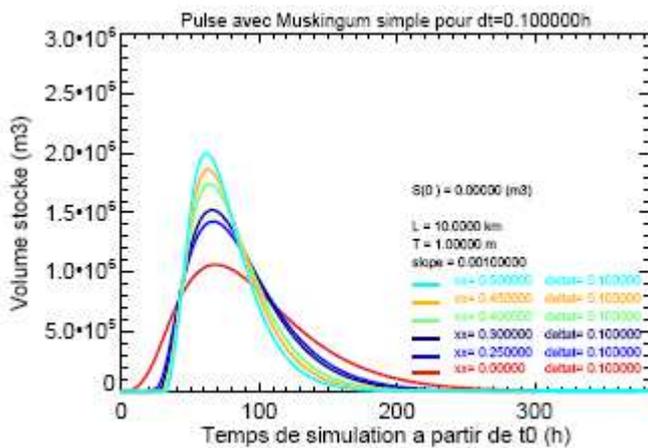
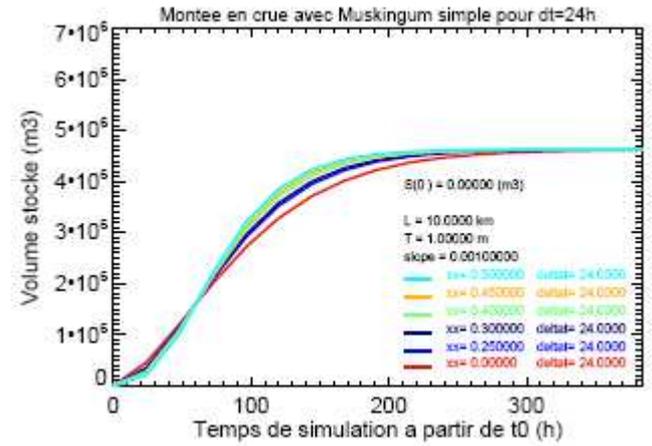
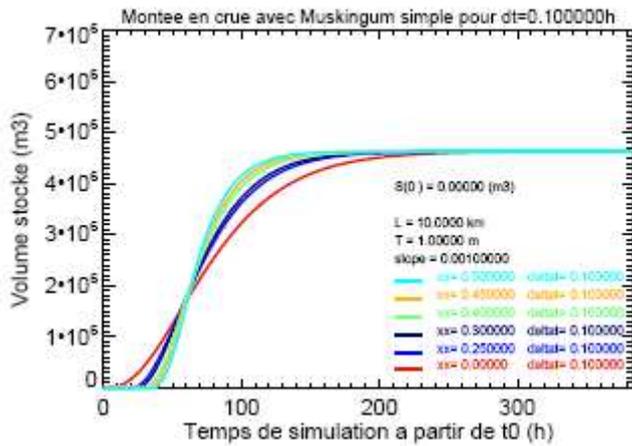
• Comparaisons des volumes d'eaux



1-2 Test de la sensibilité du modèle avec différentes valeurs de x pour un $\Delta t = 0,1h$ et un $\Delta t = 24 h.$ et tel que $u_e = 0,1m/s$

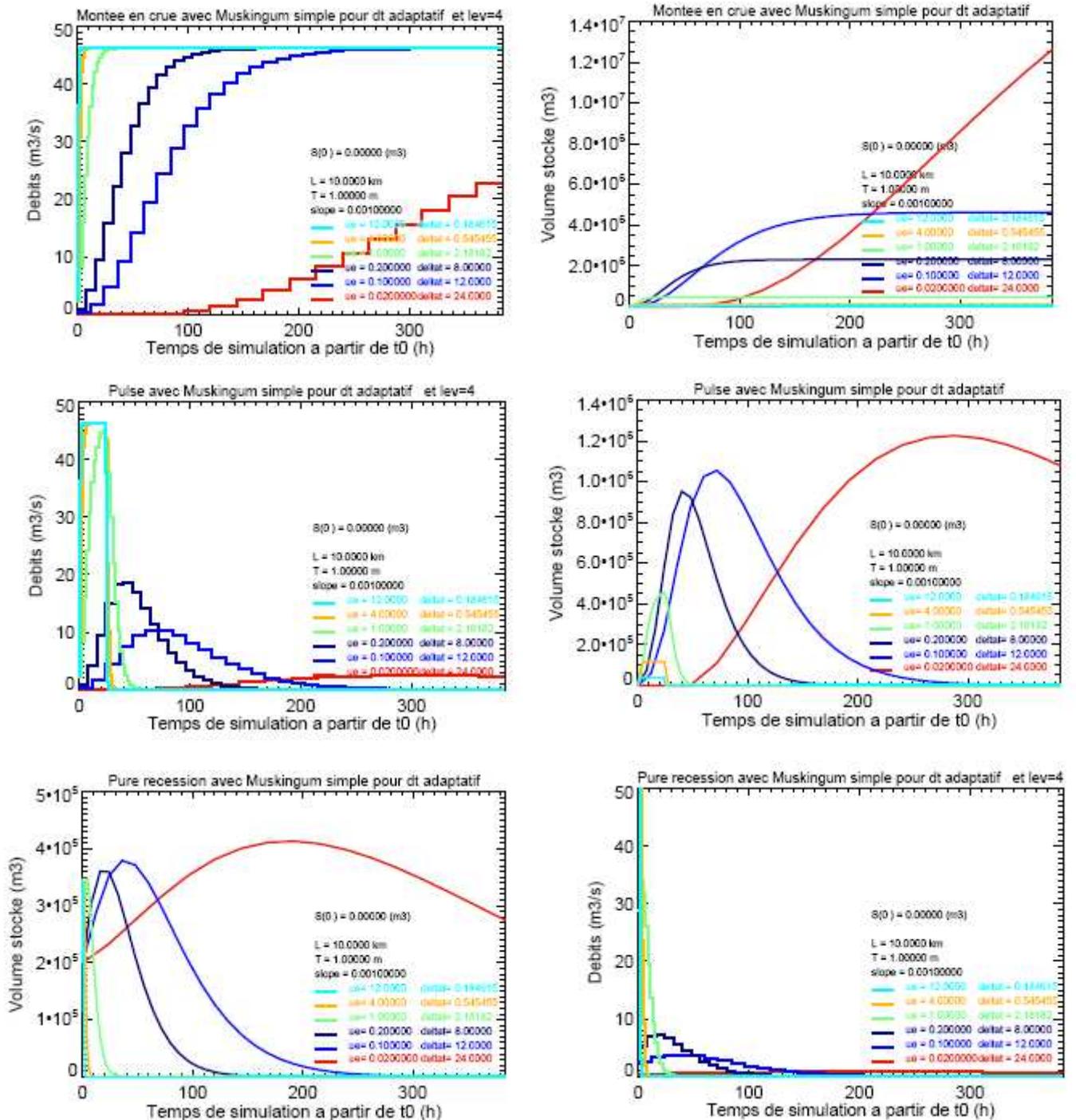


- Comparaison des volumes d'eaux

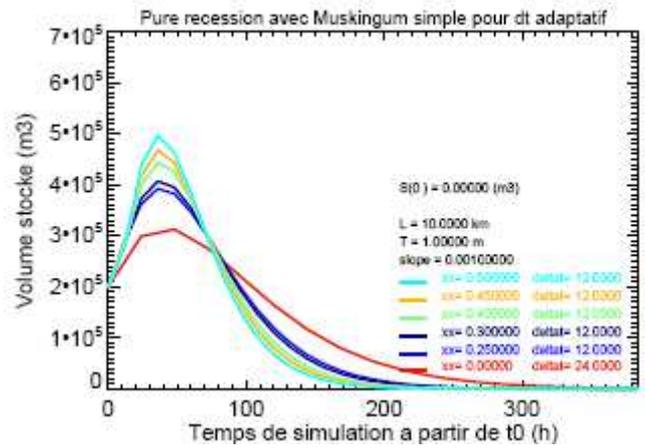
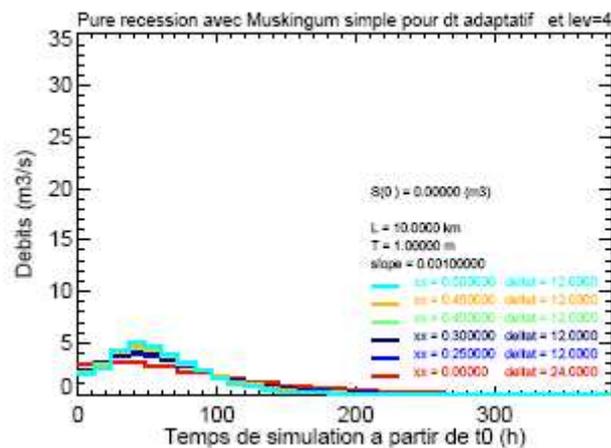
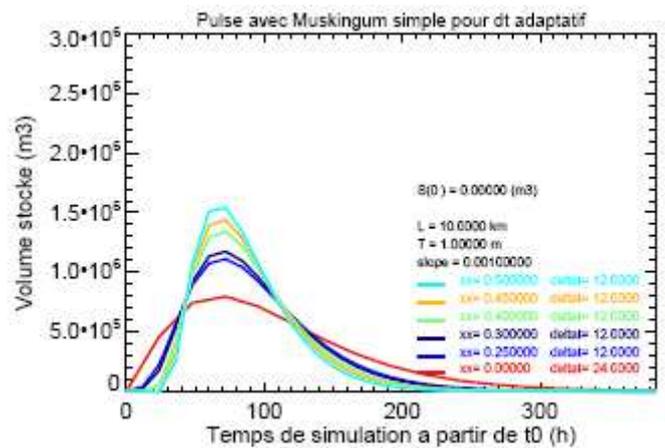
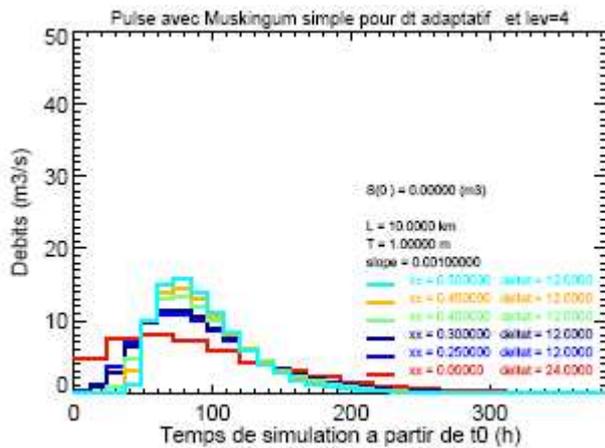
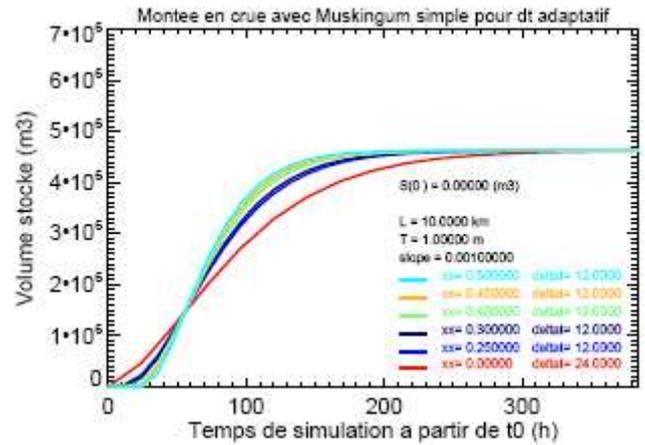
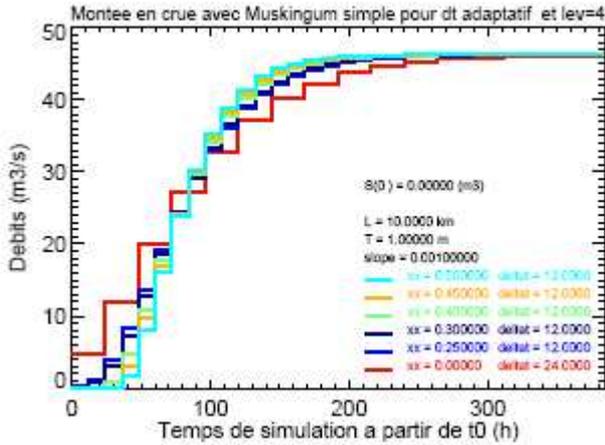


Appendice 2 : Sensibilité du modèle Muskingum pour différents cas hydrologiques avec le pas de temps adaptatif au niveau 4

2-1 Test la sensibilité du modèle avec différentes vitesses avec $x=0,2$

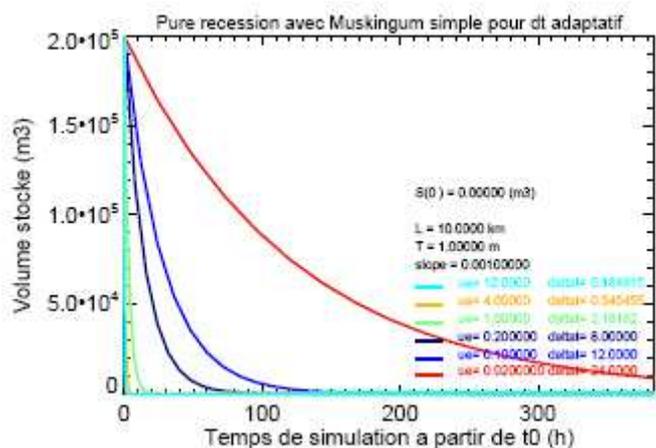
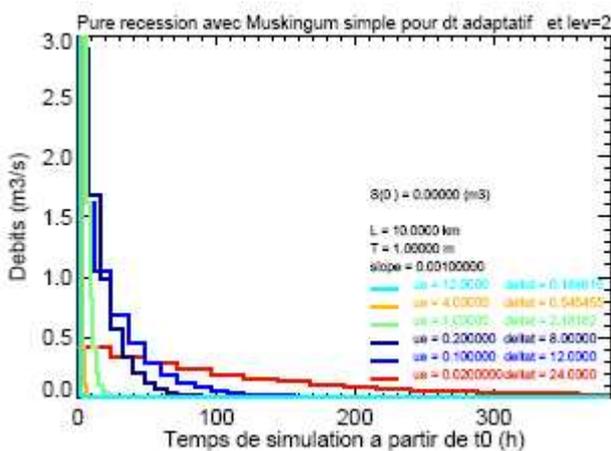
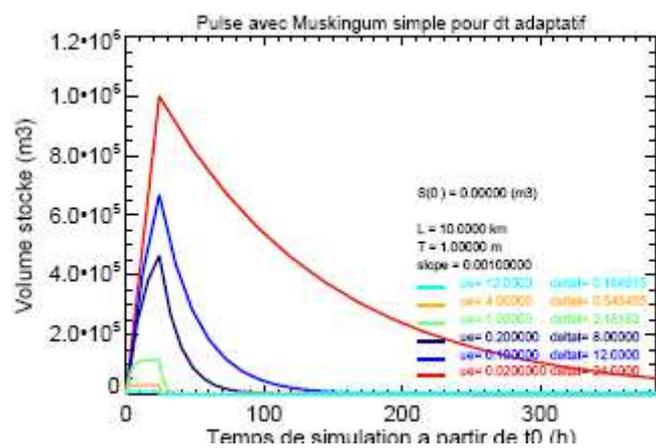
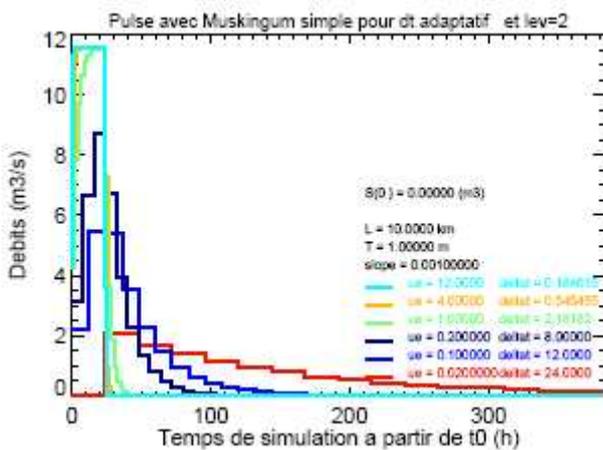
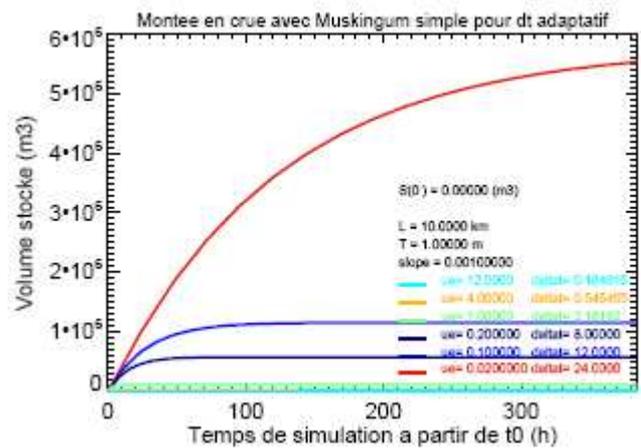
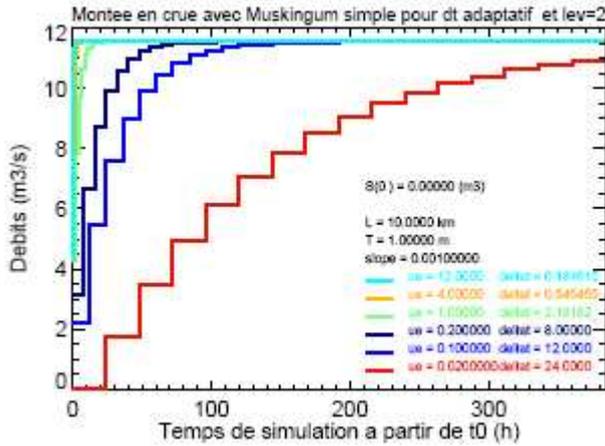


2-2 Test de la sensibilité du modèle pour différentes valeurs de x avec $u_e = 0,1\text{m/s}$



Appendice 3 : Sensibilité du modèle Muskingum pour différents cas hydrologiques avec le pas de temps adaptatif au niveau 2

2-1 Test la sensibilité du modèle avec différentes vitesses avec $x=0,2$



Appendice 4 : Tableaux de comparaison des débits moyens et des volumes finals obtenus avec le pas de temps adaptatif et pour dt= 0,1h

Niveau 4

cas hydrologiques	ue m/s	k en j	dt en h	Nbd j	pas adaptatif		dt = 0,1h		différence srcf	erreur relative srcf (%)	différence gout (%)	erreur relative gout (%)
					srcf	gout moyen	srcf	gout moyen				
Montée en crue	0,02	5,78	24	1	12632100	7,75227	13151700	6,6988	519600,000	3,951	-1,053	-15,726
	0,1	1,15	12	2	4629110	36,2498	4629280	36,2494	170,000	0,004	0,000	-0,001
	0,2	0,58	8	3	2314810	41,2728	2314710	41,2717	-100,000	-0,004	-0,001	-0,003
	1	0,011	2,18	11	462963	45,2916	462962	45,2915	-1,000	0,000	0,000	0,000
	4	0,028	0,5	48	115741	46,0451	115741	46,045	0,000	0,000	0,000	0,000
So= 0	12	0,0096	0,18	133	3850,2	46,2126	3850,2	46,2125	0,000	0,000	0,000	0,000
Pulse	0,02	5,78	24	1	1079070	1,45E+00	1,11E+06	1,51965	33160,000	0,030	0,073	4,773
	0,1	1,15	12	2	576,289	2,89304	58,8168	2,89351	-517,472	-8,798	0,000	0,016
	0,2	0,58	8	3	0,0136947	2,89352	1,64E-05	2,89353	-0,014	-833,585	0,000	0,000
	1	0,011	2,18	11	2,34E-40	2,89352	3,08E-44	2,89352	0,000	-7574,758	0,000	0,000
	4	0,028	0,5	48	1,40E-45	2,89352	2,80E-45	2,89352	0,000	0,500	0,000	0,000
So=0	12	0,0096	0,18	133	1,40E-45	2,89352	2,80E-45	2,89351	0,000	0,500	0,000	0,000
Récession	0,02	5,78	24	1	274564	0,711671	269188	0,686168	-5376,000	-1,997	-0,026	-3,717
	0,1	1,15	12	2	84,0271	1,01274	6,16416	1,01266	-77,863	-1263,156	0,000	-0,008
	0,2	0,58	8	3	0,001301	1,01274	8,48E-07	1,01273	-0,001	-153295,029	0,000	-0,001
	1	0,011	2,18	11	2,17E-43	1,01273	3,08286	1,01273	3,083	100,000	0,000	0,000
	4	0,028	0,5	48	1,40E-45	1,01273	2,80E-45	1,01273	0,000	50,000	0,000	0,000
So=200000	12	0,0096	0,18	133	1,40E-45	1,01273	2,80E-45	1,01273	0,000	50,000	0,000	0,000

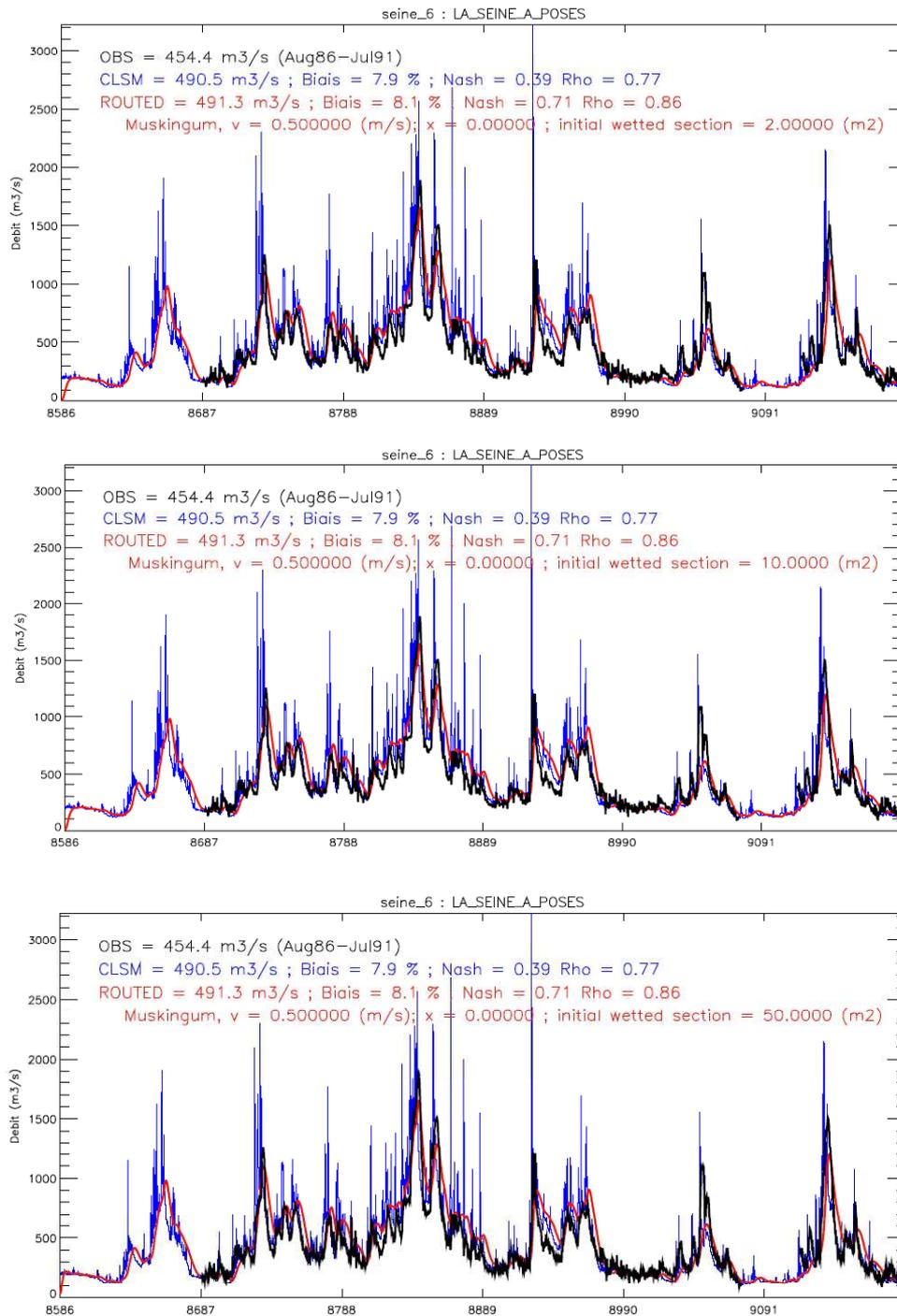
Niveau 2

cas hydrologiques	ue m/s	k en j	dt en h	Nbd j	pas adaptatif		dt = 0,1h		différence srcf	erreur relative (%)	différence gout	erreur relative gout (%)
					srcf	gout moyen	srcf	gout moyen				
Montée en crue	0,02	5,78	24	1	5,53E+06	7,57211	5,60E+06	7,52391	6,685E+04	1,194	-4,820E-02	-0,641
	0,1	1,15	12	2	1,16E+06	10,7368	1,16E+06	10,7368	-2,000E+01	-0,002	0,000	0,000
	0,2	0,58	8	3	578704	11,1555	578696	11,153	-8,000E+00	-0,001	-2,500E-03	-0,022
	1	0,011	2,18	11	115741	11,4903	115741	11,4903	0,000	0,000	0,000	0,000
	4	0,028	0,5	48	28935,2	11,5531	28935,2	11,5531	0,000	0,000	0,000	0,000
So= 0	12	0,0096	0,18	133	9645,06	11,5671	9645,06	11,5671	0,000	0,000	0,000	0,000
Pulse	0,02	5,78	24	1	53210,4	0,684888	39223,6	0,695022	-1,399E+04	-35,659	1,013E-02	1,458
	0,1	1,15	12	2	1,58508	0,723379	0,0179417	0,723383	-1,567E+00	-8734,614	4,000E-06	0,001
	0,2	0,58	8	3	1,17E-05	0,72338	5,01E-09	0,72338	-1,171E-05	-233855,216	0,000	0,000
	1	0,011	2,18	11	1,12E-44	0,72338	3,08E-44	0,72379	1,962E-44	63,636	4,100E-04	0,057
	4	0,028	0,5	48	1,40E-45	0,72338	2,80E-45	0,72379	1,401E-45	50,000	4,100E-04	0,057
So=0	12	0,0096	0,18	133	1,40E-45	0,72338	2,80E-45	0,72379	1,401E-45	50,000	4,100E-04	0,057
Récession	0,02	5,78	24	1	8751,71	0,138345	6321,39	0,140106	-2,430E+03	-38,446	1,761E-03	1,257
	0,1	1,15	12	2	0,199695	0,144676	0,0065056	0,144676	-1,932E-01	-2969,610	0,000	0,000
	0,2	0,58	8	3	9,90E-07	0,144676	2,29E-10	0,144676	-9,898E-07	-433095,362	0,000	0,000
	1	0,011	2,18	11	1,40E-45	0,144676	3,08E-44	0,144676	2,943E-44	95,455	0,000	0,000
	4	0,028	0,5	48	1,40E-45	0,144676	2,80E-45	0,144676	1,401E-45	50,000	0,000	0,000
So=200000	12	0,0096	0,18	133	1,40E-45	0,144676	2,80E-45	0,144676	1,401E-45	50,000	0,000	0,000

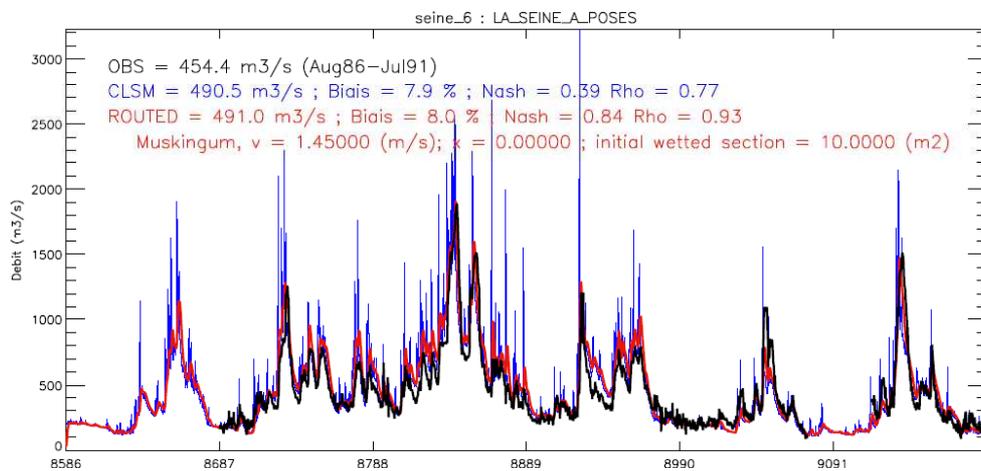
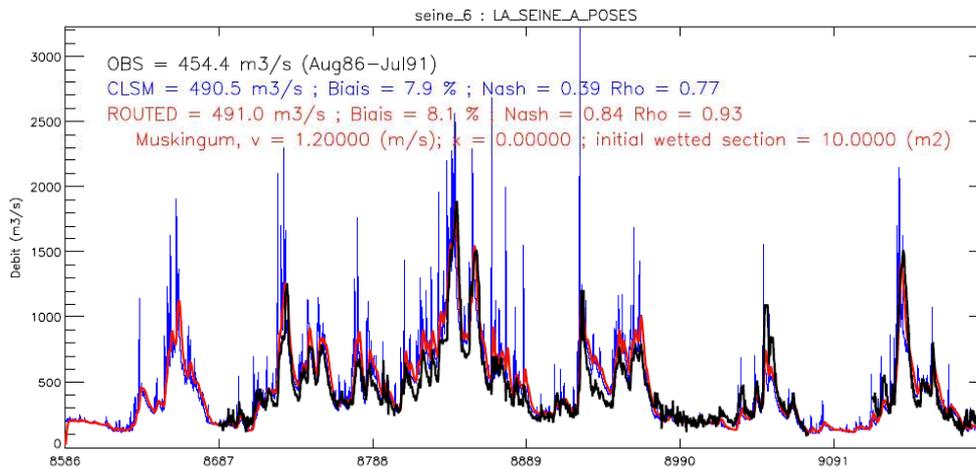
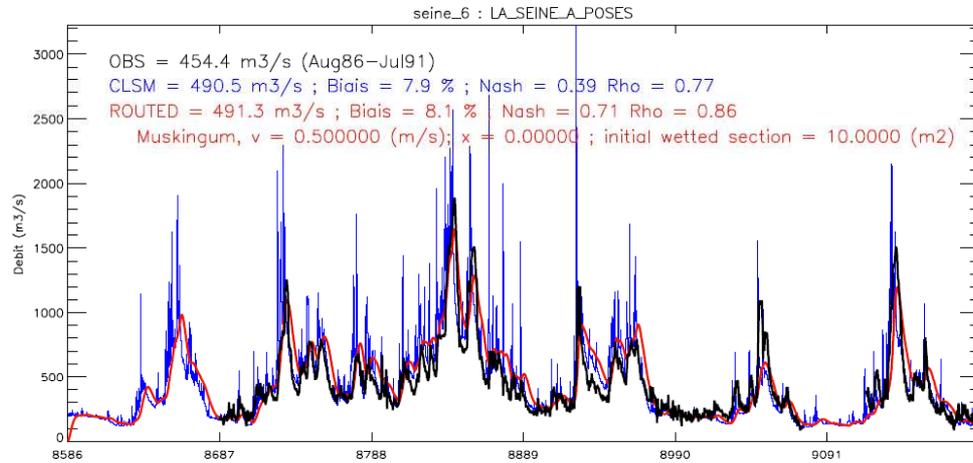
Appendice 5 : Hydrogrammes à la station Poses entre Août 1985- Juillet 1991

Représentation des débits observés, des débits simulés par CLSM et des débits routés

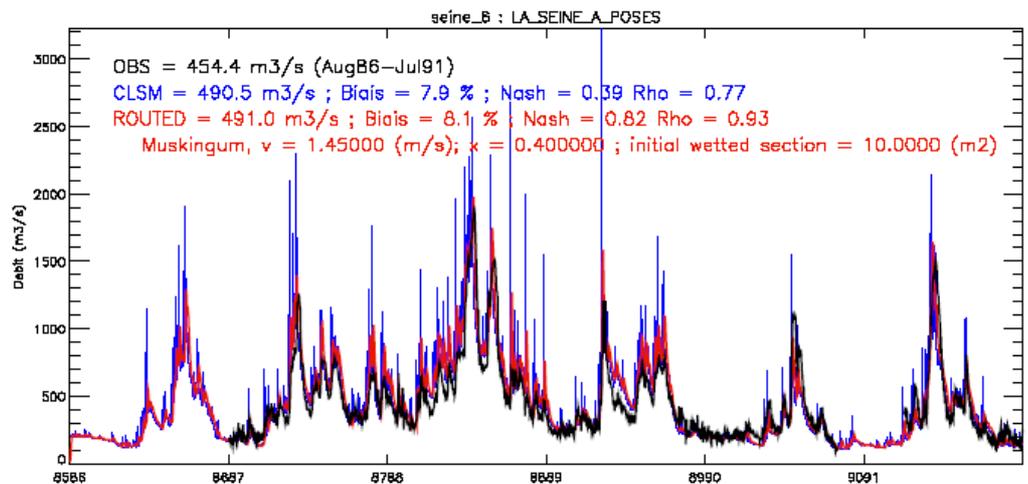
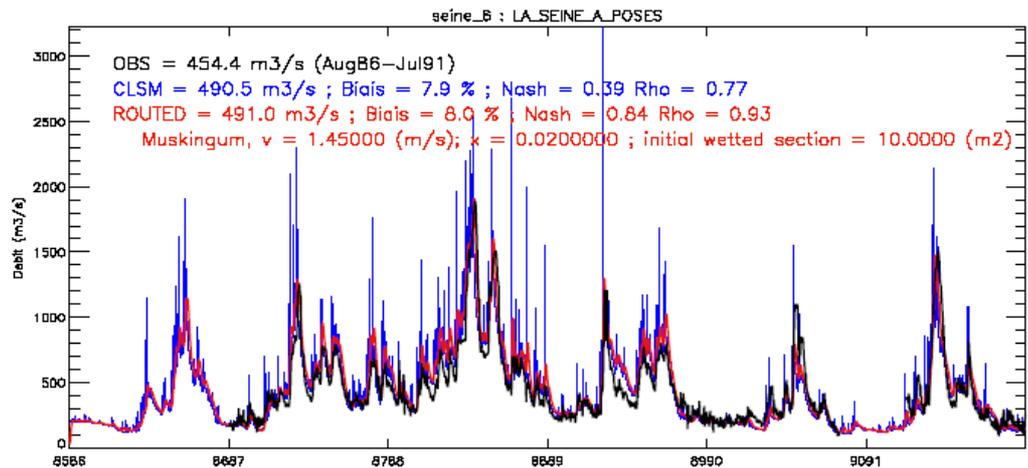
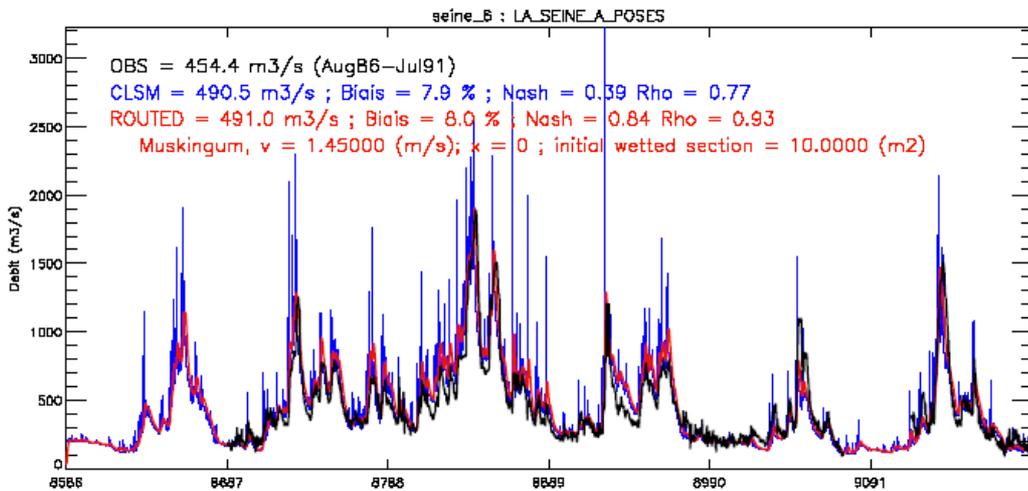
Test1 : Sensibilité des débits routés aux conditions initiales avec $v=0,5$ m/s et $x=0$



Test 2 : Sensibilité des débits routés à la vitesse moyenne de l'onde avec une section mouillée de 10 m² et x=0



Test 3 : Sensibilité des débits routés au paramètre x avec une section mouillée de 10 m²



Appendice 6 : Tableau de comparaison des débits moyens observés, simulés et routés pour 21 bassins versants avec le critère de Nash, le coefficient de corrélation et le biais

	Qmoy obs m ³ /s	Qmoy CLSM m ³ /s	Qmoy routé m ³ /s	Nash	Correlation (rhô)	Biais (%)
Seine 6 (Poses)	454,40	490,50	491,00	0,83	0,93	8,00
Eure	23,90	24,90	24,90	0,36	0,71	4,20
Oise 2	120,40	133,10	133,20	0,78	0,90	10,60
Aisne	66,60	68,10	68,10	0,80	0,89	2,30
Oise a	38,20	39,80	39,90	0,76	0,88	4,40
Seine 4	188,60	192,00	192,10	0,86	0,93	1,40
Loing	18,90	19,10	19,10	0,66	0,86	1,20
Yonne	73,70	81,10	81,10	0,33	0,66	10,10
Seine 2	73,00	78,40	78,40	0,74	0,89	7,50
Aube	32,60	32,00	32,00	0,78	0,90	-1,90
Seine a	34,20	34,10	34,10	0,59	0,82	-0,20
Marne 8	104,40	118,80	118,60	0,84	0,93	13,60
Grand Morin	4,30	4,80	4,70	0,57	0,79	9,50
Ourcq	2,30	7,10	7,10	-8,11	0,71	202,90
Petit Morin	4,10	4,30	4,30	0,56	0,81	4,30
Surmelin	3,50	3,60	3,60	0,30	0,70	3,40
Marne 4	71,90	92,00	92,00	0,70	0,91	27,90
Saulx	26,10	29,70	29,70	0,77	0,90	13,50
Marne 3	36,00	45,70	45,70	0,63	0,86	27,10
Blaise	3,60	5,60	5,60	0,35	0,92	56,30
Marne 2	21,50	27,40	27,40	0,67	0,85	27,50
Rognon	8,60	8,10	8,10	0,77	0,89	-5,90

-  les biais les plus élevés
-  les coefficients de Nash les plus faibles
-  les coefficients de Nash les plus élevés
-  les meilleurs coefficients de corrélation

Appendice 7 : Hydrogramme de Seine 4 et de l'Ourcq

