

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité:

Sciences de la Terre

présentée par :

GAFREJ Raoudha

pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS 6

**MODELISATION CONCEPTUELLE
DU TRANSFERT DES MATIERES EN SUSPENSION
EFFETS D'ECHELLES SPATIO-TEMPORELLES**

soutenue le : 22 octobre 1993

devant le jury composé de:

M G. DE MARSILY	président
M J.C. BATHURST	rapporteur
Mme Y. VEYRET	rapporteur
Mme T. MUXART	
M T. LEVIANDIER	
M J.F. NOUVELOT	

CENTRE NATIONAL DU MACHINISME AGRICOLE, DU GENIE RURAL, DES EAUX ET DES FORETS

**Groupement d'Antony
Divison: Hydrologie**

BP 121, 92185 Antony Cedex; Tél (1) 40 96 61 21; Télécopie : (1) 40 96 61 99

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité:

Sciences de la Terre

présentée par :

GAFREJ Raoudha

pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS 6

**MODELISATION CONCEPTUELLE
DU TRANSFERT DES MATIERES EN SUSPENSION
EFFETS D'ECHELLES SPATIO-TEMPORELLES**

soutenue le : 22 octobre 1993

devant le jury composé de:

M G. DE MARSILY	président
M J.C. BATHURST	rapporteur
Mme Y. VEYRET	rapporteur
Mme T. MUXART	
M T. LEVIANDIER	
M J.F. NOUVELOT	

CENTRE NATIONAL DU MACHINISME AGRICOLE, DU GENIE RURAL, DES EAUX ET DES FORETS

**Groupement d'Antony
Divison: Hydrologie
BP 121, 92185 Antony Cedex; Tél (1) 40 96 61 21; Télécopie : (1) 40 96 61 99**

le 21/01/1994

Pour toi Céline et chère
amie, ce mémoire qui
m'a fait tant souffrir.

Raoudha GAFREJ
(Tunisie)

*"Jusqu'à ce que la douleur le lui enseigne, l'homme ne sait pas quel
trésor est l'eau".*

Lord BYRON

*"One thing I have learned in a long life: that all our science
measured against reality, is primitive and childlike and yet it is the
most precious thing we have".*

Albert EINSTEIN

Remerciements

Au terme de ce travail au sein de la division d'hydrologie du Centre National du Machinisme Agricole, du Génie Rural des Eaux et des Forêts (CEMAGREF) à Antony, je tiens à remercier sincèrement Thierry LEVIANDIER, chef de la division, qui m'a accueillie et guidée pendant trois années. Je le remercie également pour l'autonomie qu'il m'a laissée, et les conseils judicieux qu'il a su me donner quand il le fallait.

J'adresse toute ma reconnaissance au professeur Ghislain DE MARSILY, mon Directeur de thèse, pour l'intérêt qu'il a porté à cette recherche qui s'intègre dans le cadre du projet Piren-Seine et pour m'avoir donné les moyens nécessaires au bon déroulement de mes travaux.

Je remercie également les professeurs Yvette VEYRET et James BATHURST qui ont accepté la lourde tâche d'étudier cette thèse pour en être les rapporteurs, ainsi que les examinateurs de ce travail, Tatiana MUXART et Jean-François NOUVELOT.

J'exprime ma sincère gratitude à Charles CANN du CEMAGREF de Rennes, Niels FAUCHON de la CGE, Marie-Josée PENVEN du CNRS de Meudon, ainsi que François BARTOLI et Gérard BURTIN du Centre de Pédologie de Nancy, pour m'avoir transmis les données nécessaires pour les différents traitements informatiques.

Je remercie vivement Patrick ANSART, sans qui le suivi des prélèvements des matières en suspension n'aurait pas été assuré, Jean-Louis ROSIQUE pour la gestion des données, Michel POIRSON pour son aide sur le plan informatique et Michel FERRY pour sa participation à l'amélioration de ce manuscrit.

Qu'il me soit permis de remercier le personnel de la documentation du CEMAGREF, qui m'a toujours fourni les références souhaitées. Je n'oublierai pas non plus le personnel de l'imprimerie qui a assuré la bonne mise en forme de ce rapport.

Enfin, merci à mes amis et collègues de la division, Michel NORMAND, Mamoutou TANGARA, Claude MICHEL, Cécile LOUMAGNE, Sylvie PALAGOS, Najiba CHKIR, Gabriela MANTILLA MORALES, Mounira BENALLEGUE, Zoubir MAKHLOUF et Piter BENTURA, qui ensemble, m'ont rendu l'atmosphère du travail agréable.

Je ne saurais finir cette liste sans adresser ma profonde reconnaissance à ma famille et à mon ami Michel qui m'ont soutenue pour mener à bien mes recherches.

Résumé

L'érosion des terres et le transfert des matières en suspension (M.E.S) jusqu'au cours d'eau sont extrêmement complexes et commandés par des facteurs physiques et humains divers. L'évaluation des risques et toute mesure de prévention passent par une modélisation quantitative. Notre recherche a donc été de construire un modèle de transfert pour évaluer les apports de M.E.S dans le bassin de la Marne, jusqu'aux secteurs aval (bassin de 12 800 km²) où ils posent une menace pour le traitement de l'eau potable.

Le manque de données des mécanismes élémentaires nous a conduit à nous intéresser aux petits bassins. Le matériau de recherche constitué par les chroniques de données anciennes du bassin versant de Mélarchez (de superficie 7 km², sous-bassin de l'Orgeval (104 km²) lui-même sous-bassin du Grand-Morin (770 km²) qui est un affluent rive gauche de la Marne) s'est avéré assez riche pour amorcer la modélisation du transfert de M.E.S. Etant donné l'insuffisance des informations sur les caractéristiques du milieu au début de cette recherche, nous nous sommes limité à ne considérer que l'effet des facteurs hydrologiques (débit, pluie) mesurés en continu.

Le modèle conceptuel ainsi établi, a permis une bonne reproduction des flux de M.E.S. L'introduction de la notion de stock pour expliquer l'évolution du flux a contribué à réduire l'effet du phénomène d'hystérésis que plusieurs approches négligent. De même l'effet de la pluie est bien mis en évidence à l'aide de ce modèle empirique.

L'application du modèle à différentes échelles spatio-temporelles du bassin versant de la Marne (la Marne, l'Orgeval, Mélarchez et le Leudon (5 km²)) et au bassin versant de Naizin en Bretagne (12 km²) a permis une tentative d'explication de l'évolution des paramètres du modèle d'un bassin à l'autre. La variation temporelle des paramètres de la version par événements du modèle a pu être mise partiellement en correspondance avec une variation de l'état du bassin (humidité et rugosité du sol, couverture végétale).

Mots clés

érosion, transfert, modèle conceptuel, flux de M.E.S,
stock, hystérésis, changement d'échelle, paramètres physiques.

Summary

Land erosion and suspended sediment transport to the catchment outlet are extremely complex phenomena depending on various human and physical factors. Risk assessment and protection policies need a quantitative modelling. The aim of our study is to build a transfer model to assess the suspended sediment supply on the Marne basin, including downstream reaches (basin of 12 800 km²) where it is a threat for the treatment of drinking water.

The lack of data about elementary mechanisms led us to investigate small basins. The long period data on Mélarchez catchment (7 km², sub-catchment of the Orgeval (104 km²), itself sub-catchment of Grand-Morin basin (770 km²), which is a tributary on the left bank of Marne basin) are very rich to start the modelling of suspended sediment. For lack of soil field data at the beginning of the present study only hydrological factors (such as runoff, rainfall), measured on a continuous basis, were first taken into account.

The conceptual model established on this basis formed a good simulation of the suspended sediment discharge. Taking into account a storage of available materials enabled to reproduced a commonly neglected hysteresis effect. The influence of the rainfall on erosion was clearly evidenced with this empirical model.

The model application at different time and space scales on the Marne basin (Marne, Orgeval, Mélarchez, and Leudon (5 km²)) and on the Naizin catchment in Bretagne (12 km²) allowed an attempt to explain the spatial variation of the model parameters. The time variation of the event model parameters was, yet not strongly, related to some physical parameters (soil moisture, soil roughness, vegetation).

Key words

erosion, transfer, conceptual model, suspended sediment discharge, storage, hysteresis, scale, physical parameters.

خلاصة

تأكل الأراضي وتحويل المادة في معلق حتى مجرى الماء هي حوات مركبة للغاية ناتجة عن عوامل طبيعية وبشرية عديدة. تقويم الخطر واستدراكه لا يتم إلا بمعرفة كمية لماته الحوات. تحتوي هذا البحث إنا، عن إبداع نمونج تحويل لنقدّر المادة في معلق في حوضي "المارن" (حوضي 12800 كم²) حيث يكون وعيد لمعالجة الماء الصالحة للشرب.

قلة المعلومات عن التراكيب العنصرية جعلتنا نهتم بالأحواض الصغيرة، خاصة وأن المعلومات القديمة التي تنصّ حوضي "ملرشار" (حوضي 7 كم²) غنيّة وكافية لبداً التّكبير في نمونج جيّة تحويل المادة في معلق. كما أنّ عدم كفاية المعلومات عن خاصّيات الوسط، جعلتنا نعتبر العوامل الميكرولوجيّة المقاسة باستمرار.

النّمونج الإدراكي الذي بنينا من نقل سيّالة المادة في معلق المقاسة. كما أنّ إدخال فكرة المغزون ساهمت في تخفيف مفعول ظاهرة بقاء المغنطة. كذلك أبان هذا النّمونج مفعول المطر.

تطبيق النّمونج على عدّة مقاييس خصوصية من حوضي "المارن" و حوضي "النّيران" مكّننا من تفسير تغلب بارامتر النّمونج من حوضي لآخر. تمكّننا كذلك من كشف البرامتر الخاصّة بحالة الحوض التي لها تأثير على برامتر النّمونج في حالة تغيير المقياس الوتني.

كلمات مفاتيح

تأكل، تحويل، نمونج إدراكي، مغزون، سيّالة المادة في معلق، بقاء المغنطة، تغيير المقياس، برامتر فيزيائية

INTRODUCTION GENERALE

Comprendre et modéliser l'écosystème Seine sont les objectifs fixés par le programme de recherche PIREN-Seine (Programme Interdisciplinaire de Recherche en ENvironnement) lancé en 1989 dans le but de "soigner" le fleuve Seine. Le long de son parcours (780 km), la Seine reçoit en effet les eaux résiduelles de 17 millions d'habitants, les déchets de 40% des activités industrielles nationales et la pollution diffuse due à 60 000 km² de terres agricoles intensivement exploitées. A ces pollutions vient s'ajouter la moitié du trafic fluvial du pays. Chiffrées par jour (Huet, 1993), ces pollutions sont à l'origine de 1530 tonnes de matières en suspension (M.E.S), 850 tonnes de carbone organique (CO), 170 tonnes d'azote (N), et 60 tonnes de phosphore (P) transportés par le fleuve.

Devant la complexité de ce système fortement anthropisé, le programme a été réparti entre quatre groupes de recherches dirigés par G. DE MARSILY professeur à l'Université Paris VI. L'intervention du groupe III "Usages du sol" s'est limité à l'analyse globale de la Marne et à l'étude détaillée de son affluent le Grand-Morin. Les M.E.S ont été choisies comme l'un des facteurs indicateurs de la qualité des eaux. C'est dans ce cadre et au sein du groupe III que nous entreprenons la modélisation du transfert des M.E.S.

Les matières solides en suspension constituent encore un domaine très mal connu tant du point de vue hydraulique que de la qualité des eaux. Les spécialistes ne se sont pas encore fait une idée claire de la fraction granulométrique responsable de l'impact majeur. Les solides en suspension causent divers problèmes de sédimentation par leur fraction grossière, tandis que les fractions de plus petites tailles, tels les limons et les argiles (colloïdes), ont une grande influence sur la qualité des eaux. Le rapport surface/volume de ces dernières est beaucoup plus élevé que celui des particules grossières ce qui leur donne une plus grande potentialité d'adsorption de produits chimiques plus ou moins toxiques. L'exemple de la Seine n'est pas un cas isolé dans le monde. Selon Ashraf et Borah (1992), aux Etats-Unis les dégâts annuels (estimés en 1984) causés par les sédiments et les polluants qui leur sont associés, sont estimés à 13 milliards de dollars (sans tenir compte des dégâts dus aux polluants dissous).

La présence de ces sédiments dans les cours d'eau est à l'origine d'un déséquilibre écologique important. Ainsi, la photosynthèse diminue en cas de crue de M.E.S. De même, la disparition de plusieurs espèces aquatiques est liée à un excès de matières toxiques associées aux M.E.S.

Ces sédiments posent également un problème au niveau de l'exploitation des aménagements hydrauliques, provoquent l'envasement des retenues et réduisent leur capacité de stockage et leur durée de vie. Le problème se pose aussi au niveau du traitement de l'eau pour la production d'eau potable.

La provenance des M.E.S est différente selon que l'on se trouve à l'estuaire d'un fleuve ou à l'exutoire d'un bassin versant agricole. Dans ce dernier cas, les M.E.S proviennent essentiellement de l'érosion rendue plus intense par l'évolution importante de l'agriculture. Les changements de pratiques culturales, l'utilisation de grandes quantités de fertilisants pour augmenter la productivité, ont eu des répercussions néfastes sur la qualité des eaux. Ces pollutions ne sont pas limitées à des régions ou secteurs donnés mais affectent un nombre croissant de régions dans le monde ce qui accentue la dégradation de l'environnement au niveau planétaire.

Le problème ainsi posé devient de plus en plus complexe: comment peut on produire plus et en même temps sauvegarder un environnement sain ?. Devant les difficultés techniques et économiques que pose l'érosion, il est souhaitable d'envisager des mesures préventives qui permettraient d'atténuer le problème dès son origine, soit au niveau du bassin versant. La réduction des pertes en M.E.S passe sans doute par un contrôle à la source; c'est-à-dire qu'elle implique la modification de l'ensemble des techniques et pratiques employées en agriculture. La modélisation quantitative est un préalable à l'évaluation des risques ainsi qu'à la mise en place de procédures d'alerte et de toute mesure de prévention. Elle nécessite une connaissance précise des apports, ce qui entraîne l'étude des processus amonts. La modélisation et la simulation se font de l'amont vers l'aval et demandent des données qui ne sont pas disponibles. Compte tenu de ces contraintes, la modélisation est limitée aux échelles spatio-temporelles où l'on dispose de données pour le calage et le contrôle. Parallèlement à cette approche, les processus de base et les caractéristiques du milieu feront l'objet d'un traitement spécifique à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG) développé à l'initiative du groupe "Usage du Sol". L'intérêt du SIG étant de stocker et de gérer un volume important d'informations sous forme spatialisée.

L'objectif de notre étude est la modélisation du transfert des M.E.S à l'échelle du bassin versant agricole. Du fait, au début de notre étude, du manque d'informations sur les caractéristiques du milieu, nous limitons notre recherche à la modélisation à différentes échelles en commençant par ce qui est le plus accessible, l'effet des facteurs hydrologiques. Ceux ci ne peuvent pas, à eux seuls, expliquer la variation des paramètres empiriques du modèle; ce n'est qu'ultérieurement qu'interviendra le SIG pour repérer les facteurs physiques variables dans l'espace et dans le temps auxquels on peut attribuer ce qui reste inexpliqué par les variables hydrologiques, puis pour généraliser spatialement.

Ce mémoire de thèse est constitué de six chapitres répartis comme suit:

Chapitre I

Il comprend l'étude bibliographique nécessaire au développement de cette recherche. On commence par une description des M.E.S (origine, constitution, méthodes de mesure) et ensuite, on étudie les mécanismes et les facteurs explicatifs de l'érosion. On termine en présentant quelques modèles cités dans la littérature en dégagant leurs caractéristiques principales et le cas échéant leurs insuffisances.

Chapitre II

Il comporte:

- une description des différents bassins traités. Il s'agit de quatre bassins emboîtés de la Marne, le bassin de Leudon (5 km²), de Mélarchez (7 km²), de l'Orgeval (104 km²), du Grand-Morin (780 km²) et de la Marne (12.800 km²). A ces bassins nous avons ajouté un petit bassin versant n'appartenant pas au bassin de la Marne, mais utile pour certaines comparaisons. Il s'agit du Bassin Versant Représentatif et Expérimental (BVRE) de Naizin sur le Coët-Dan (12 km²) en Bretagne.
- une revue de l'état des travaux antérieurs effectués sur ces sites et qui se rapportent aux problèmes posés par l'érosion et la modélisation des M.E.S.

Chapitre III

Il représente le coeur de notre travail: il comprend la mise au point d'un modèle conceptuel de transfert des M.E.S dont l'originalité repose sur l'introduction du stockage des sédiments qui rend compte de l'existence d'un phénomène d'hystérésis sur les bassins. L'amélioration du modèle repose sur les résultats obtenus avec les données existantes sur le bassin de Mélarchez (sous-bassin du BVRE de l'Orgeval, sur lequel des mesures de la qualité des eaux sont

effectuées depuis 1975). L'effet du changement d'échelle temporelle a été étudié par application du modèle à des données mesurées à différents pas de temps.

Chapitre IV

Dans ce chapitre on aborde le problème relatif au changement d'échelle spatiale. L'influence de ce facteur est mise en évidence lors de l'application du modèle à des bassins emboîtés. Les résultats ont conduit à une intégration de notre modèle dans un modèle de transfert hydrologique de type récursif.

Chapitre V

Il présente une étude de la capacité prédictive du modèle. Nous avons examiné la validité du modèle en absence de mesure de débit (cas des bassins non jaugés) et nous avons également testé ses performances dans le domaine de la prévision des crues.

Chapitre VI

Enfin, on essaie dans ce chapitre d'expliquer la variation des paramètres d'un bassin à l'autre et d'un événement à un autre dans le but de pouvoir les relier à des paramètres physiques mesurables du bassin.

La conclusion générale comprend une synthèse des résultats obtenus et une présentation de quelques thèmes de recherches à développer dans le futur pour compléter et améliorer l'étude de la production et du transfert des M.E.S.

CHAPITRE I

**REVUE BIBLIOGRAPHIQUE CONCERNANT
LES MODELES DE TRANSFERT DE SOLIDES
EN SUSPENSION DANS LES COURS D'EAU**

CHAPITRE I

REVUE BIBLIOGRAPHIQUE CONCERNANT LES MODELES DE TRANSFERT DE SOLIDES EN SUSPENSION DANS LES COURS D'EAU

1.1 - CARACTERISTIQUES DES MATIERES EN SUSPENSION (M.E.S)

1.1.1 - Constitution, origine et nature des M.E.S

Les matières en suspension, composées principalement de matières inorganiques comme la silice, avec des quantités variables de grenat, de magnétite et d'argile, constituent un ensemble complexe dont la composition est influencée par son environnement. Les matières solides en suspension réagissent et participent aux équilibres chimiques du milieu. Elles ne sont pas toutes de même nature: elles peuvent avoir la même composition que les roches du bassin versant, comme elles peuvent être constituées d'éléments organiques ou inorganiques provenant des sols. L'érosion hydrique sur le bassin est principalement à l'origine des M.E.S. En deuxième lieu, on trouve la pollution anthropique (urbaine, agricole et industrielle) qui peut accroître l'apport en suspension. Toutefois, les incidents géologiques tels que les glissements de terrain peuvent fournir des quantités importantes de sédiments (Morin et al., 1983).

1.1.2 - Différents types de sédiments

Deux types de sédiments, régis chacun par une dynamique propre, sont présents dans une rivière. On observe:

- la charge basale ou charriage de fond;
- la charge en suspension;

Ces deux types de matières solides peuvent avoir une origine commune et leur distinction ne dépend que de la granulométrie. Dans une étude centrée sur les M.E.S la charge de fond ne peut être totalement négligée puisque sa présence influe sur le régime fluvial et contribue à l'équilibre physique et chimique du milieu. Des approches hydrauliques sont souvent utilisées pour estimer la charge de fond (Yvergniaux, 1993).

1.1.3 - Différents modes de transport

Dans le cas d'un transport uniforme, on distingue les modes suivants qui découlent de conditions hydrauliques et de matériaux de lits différents (Ham, 1989):

- le transport au niveau du lit: des alluvions d'une certaine grosseur ($2 < d < 60$ mm) sont transportés sans quitter le lit de la rivière. Les grains roulent, avancent par bonds sans jamais faire partie des matières en suspension: c'est la charge basale.
- le transport uniquement en suspension: quand le diamètre des matériaux du lit de la rivière est suffisamment grand pour empêcher tout mouvement de celui-ci, il ne peut exister que du transport en suspension. Les particules de diamètre inférieur à $60 \mu\text{m}$ sont maintenues en suspension par l'équilibre entre le poids des particules et les forces dues à l'écoulement.
- les transports au niveau du lit et en suspension : pour des vitesses d'écoulement moyennes et lorsque les grains formant le lit sont suffisamment petits, des particules du lit sont arrachées et sont transportées plus loin. On a donc un échange entre l'eau et le lit . Si le sédiment n'est pas homogène, une partie des particules sera mise en mouvement en restant sur le lit, l'autre sera mise en suspension. Le sédiment mis en mouvement va se déplacer en formant des vaguelettes, entre lesquelles la turbulence de l'eau va augmenter et entraîner la mise en suspension d'un surplus de particules. Mais une fois sortie de cette zone de turbulence, une grande partie de ces particules (ou d'autres à leur place) vont à nouveau sédimenter. On assiste ainsi à un échange important de particules entre le lit et l'eau.
- le transport en suspension sans mouvement du lit: ce mode de transport existe pour des particules fines et des vitesses d'écoulement très élevées. Il ne se rencontre presque jamais dans la nature.

1.1.4 - Différents types de mesure des M.E.S

Les solides qui sont maintenus en suspension dans les cours d'eau se déplacent pratiquement avec la même vitesse que l'écoulement; des mesures de concentration et de vitesse dans la section suffiront donc pour déterminer le flux des M.E.S. Pour la première fois en 1859, le dosage des M.E.S a été testé par Hervé Mangon sur la Durance à Merindol (surface du bassin versant: 1200 km^2) et depuis, les méthodes de mesure ont été perfectionnées. La mesure de la concentration des M.E.S peut être directe, c'est-à-dire in situ, ou indirecte par

prélèvements ponctuels dans la section du cours d'eau et analysés a posteriori en laboratoire.

La mesure in situ des concentrations s'effectue en utilisant des méthodes basées sur l'absorption et/ou la diffusion des rayonnements par les M.E.S. Les appareils de mesure nécessitent un étalonnage préalable et une correction in situ en fonction de la température de l'eau, de la granulométrie des particules et éventuellement de la composition chimique de l'eau. On distingue:

- les jauges à absorption gamma qui mesurent l'atténuation d'un rayonnement par les M.E.S contenues dans l'eau.
- les jauges à diffusion qui utilisent le phénomène de diffusion des photons gamma dans le milieu. Ces jauges sont conçues pour de fortes turbidités.
- des appareils permettant de mesurer la radioactivité naturelle des M.E.S qui n'est plus faible quand il s'agit des solides à faible diamètre (cas des vases). Plus de détails de ces méthodes figurent dans Gafrej, 1990.

Les mesures indirectes consistent à prélever des échantillons d'eau en différents points de la section pour mesurer la concentration en M.E.S. Celle-ci n'étant pas constante sur la profondeur et sur la largeur du cours d'eau (*figure 1.1*), il est nécessaire d'opérer sur plusieurs verticales. Le débit sédimentaire est obtenu à la suite d'une double intégration, d'abord sur la verticale puis le long de la section. Les méthodes d'analyse effectuées en laboratoire sont nombreuses et la plus connue est la méthode de filtration-évaporation (en utilisant la fibre de verre) suivie d'un séchage à l'étuve à 105 °C.

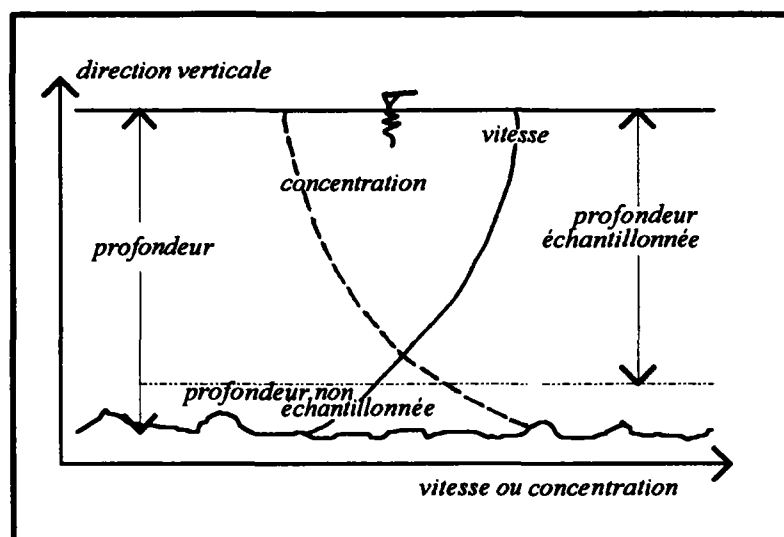


Figure 1.1. Distribution verticale de la vitesse et de la concentration des solides en suspension (Nordin, 1971).

1.1.5 - La turbidité

La mesure de la turbidité a longtemps servi à déterminer la concentration des M.E.S. La turbidité qui caractérise la transparence de l'eau (Cabaud et al., 1968), ne constitue pas vraiment une mesure de la concentration des M.E.S. La turbidité est obtenue par la mesure de la quantité de lumière diffusée par l'effet tyndall dû à la présence des particules dans l'eau. Ces mesures sont effectuées à l'aide d'un turbidimètre. La valeur de la turbidité dépend d'interactions complexes dans la solution, de la taille des particules en suspension, de la concentration des matières dissoutes, de l'air dissous, etc. La turbidité est le résultat de l'intégration de toutes les propriétés optiques de ces facteurs. Par contre, là où les sédiments inorganiques sont dominants, la turbidité est un indice efficace pour déterminer la concentration des M.E.S.

Les corrélations entre la turbidité et la concentration des M.E.S donnent des coefficients de détermination faibles en général. En plus le rapport de la concentration des M.E.S (mg l^{-1}) à la turbidité (NTU), ou le degré de pureté et de finesse semble être fonction du débit et est sujet au phénomène d'hystérésis dans le lit (Beschta, 1980). Toutefois les enregistrements de la turbidité prouvent que celle-ci est toujours supérieure à la concentration des M.E.S (Truhlar, 1976). La mesure de la turbidité avant et après filtration de l'échantillon montre la présence de particules colloïdales (0.45 microns) qui sont responsables de 50 à 70% du total de la turbidité.

1.2 - EROSION HYDRIQUE DES SOLS DES BASSINS VERSANTS

L'érosion des sols est le déplacement des matières sous l'action de l'eau ou du vent. Ce déplacement est plus important et dangereux dans les régions à fortes pentes (entre 4 et 5%). Dans les régions montagneuses, la pluie est à l'origine de laves torrentielles. Dans ce cas, la hauteur d'eau dans le lit de la rivière est largement influencée par la quantité de sédiments transportés et il n'y a pas de tri granulométrique (pas de sédimentation le long de la pente). Ce domaine est complexe et se situe entre l'hydraulique fluviale et les "mouvements de terrains" (Meunier, 1989). L'érosion dans les régions à climat tempéré est également importante. Nous allons nous limiter ici à ce dernier aspect de l'érosion.

1.2.1 - Typologie de l'érosion

On distingue usuellement deux points de vue quand on s'intéresse à l'érosion des sols par les eaux de pluie:

- On peut considérer l'érosion à l'endroit même où elle est produite (la parcelle, le champ), c'est l'érosion brute.
- On peut considérer ce que l'érosion permet d'exporter par une rivière, c'est ce que l'on appelle l'apport solide de la rivière. Ce dernier diffère du produit de l'érosion brute car une grande partie des matériaux est en général redéposée à l'intérieur du bassin. De même, l'apport solide de la rivière inclut l'érosion fluviale, c'est-à-dire le creusement des berges et du lit de la rivière, les reprises locales et momentanées des sédiments, ainsi que les apports de sédiments fins par les drains agricoles.

Selon la dynamique, on distingue deux types d'érosion:

- l'érosion en nappe qui correspond à un prélèvement uniforme des matériaux.
- l'érosion en rigoles (ou en ravines) qui correspond au creusement du sol par des concentrations de filets d'eau. C'est ce type d'érosion que l'on observe sur les berges et sur les versants.

1.2.2 - Mécanismes élémentaires

L'estimation possible de la charge des M.E.S à l'exutoire d'un bassin versant nécessite la connaissance et la maîtrise des différents processus réagissant au niveau du bassin et du cours d'eau. L'érosion est le résultat de deux étapes théoriques successives, le détachement et le transport.

1.2.2.1 - Détachement dû à la pluie

Pour que le processus de désagrégation des matériaux du sol se produise, il faut qu'il y ait détachement des particules élémentaires de la masse du sol, il y a donc une première forme d'énergie mise en jeu qui n'est autre que l'énergie cinétique de la pluie, qui par effet "splash" fait éclater les agrégats et les particules dans toutes les directions. Le détachement est fonction de plusieurs paramètres (humidité du sol, couvert végétal du sol, énergie cinétique de la pluie, stabilité des agrégats ...) auxquels s'ajoutent la taille des gouttes de pluie et leurs vitesses de chute. Palmer (1964) a démontré qu'une mince couche d'eau augmente la force d'impact des gouttes d'eau et provoque des pertes de sol plus grandes que celles qui se produiraient sans l'existence d'un film d'eau. La *figure 1.2* montre la variation de la perte de sol en fonction du film d'eau pour trois différents diamètres des gouttes.

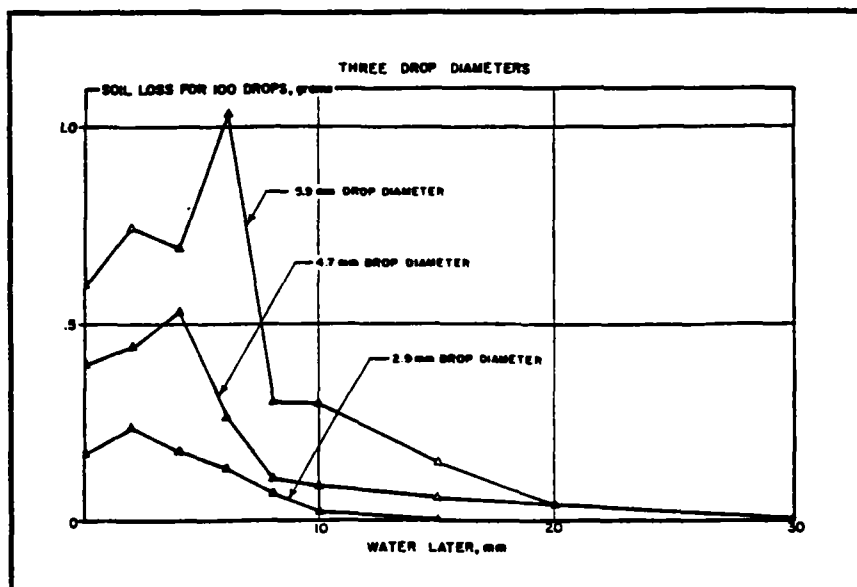


Figure 1.2. Effet de la hauteur de la lame d'eau sur la perte de sol (Palmer, 1964).

1.2.2.2 - Détachement dû au ruissellement

A l'érosion pluviale vient s'ajouter le produit des forces de cisaillement de l'écoulement de l'eau quand celles-ci dépassent la résistance du sol. En effet, le long de son parcours, le ruissellement peut creuser en créant des rigoles témoins d'une concentration de l'écoulement (figure 1. 3).

1.2.2.3.- Transports solides en suspension

Le transport par impact des précipitations s'avère négligeable (Morin et al., 1983), reste alors le transport des particules par l'énergie du ruissellement. Le flux des M.E.S à l'exutoire du bassin dépend de la production des sédiments sur le bassin et de la capacité de transport des solides par l'écoulement. Si celle-ci dépasse la quantité érodée, une partie du stock de sédiments disponibles peut être mobilisée par la remise en suspension des dépôts dans la rivière. Si elle est inférieure à ce qui a été produit, on assiste alors à une redéposition des particules: c'est la sédimentation. Hjulström (1935) a montré que dans la rivière, la vitesse nécessaire pour l'enlèvement des grains du fond du chenal dépendait de la dimension de ces grains selon la figure 1. 4.

1.2.3 - Les facteurs de l'érosion hydrique

Les résultats de l'érosion sont variables dans l'espace et dans le temps. Cette variabilité est fonction des différents facteurs responsables de l'érosion.



Figure 1.3. Erosion en rigoles sur le bassin de Mélarchez - mai 1991.

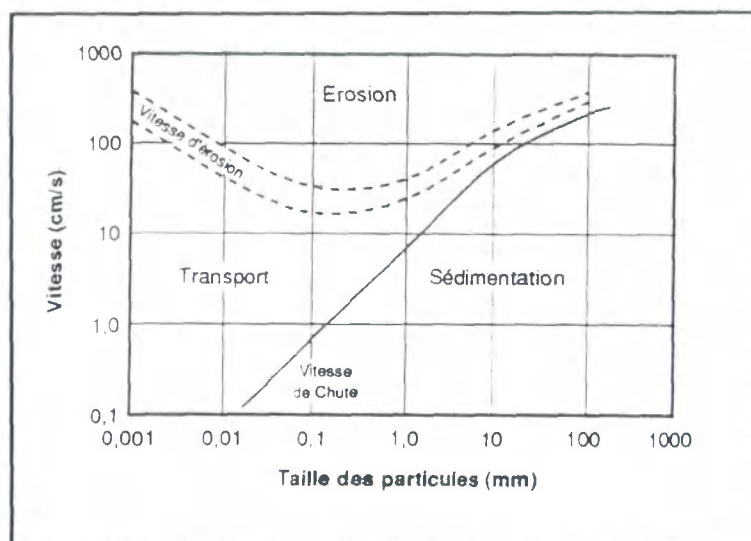


Figure 1.4. Vitesse critique de l'eau pour la mise en suspension, le transport et la sédimentation en fonction du diamètre des particules (Hjulström, 1935).

1.2.3.1 - La pluie et le concept d'érosivité

L'érosion a été présentée comme un phénomène essentiellement déterministe. Cependant, le facteur d'érosivité R lié au ruissellement introduit une composante aléatoire. Il convient tout d'abord de rappeler que le ruissellement (et donc la pluviométrie), est le facteur essentiel de l'érosion. Cette pluviométrie intervient dans l'expression de R , mais aussi indirectement par l'influence de l'état d'humidité du sol sur l'aptitude au ruissellement. Tous les auteurs confirment cette prééminence de la pluviométrie; c'est pourquoi les différentes formules la font intervenir au carré ou plus (puissance 2.65 dans la formule de Fournier).

L'érosivité R d'une pluie est définie comme étant le pouvoir de cette pluie de causer l'érosion du sol (Roose, 1980). Elle est fonction de l'énergie cinétique et de l'intensité de la pluie. Selon Smith et Wischmeier (1978), l'énergie cinétique de la pluie s'exprime par la relation :

$$W = 13.32 + 9.78 \log(I) \quad (1.1)$$

où I est l'intensité de la pluie (mm h^{-1}), W est l'énergie cinétique de la pluie ($\text{J m}^{-2}\text{mm}^{-1}$). Une limite maximale de 80 mm h^{-1} est imposée pour I car on considère que la dimension des gouttes ne continue pas à s'accroître quand les intensités dépassent cette limite. Pour les pluies tropicales, Hudson, cité par Henensal (1986), donne la relation suivante:

$$W = 29.8 - \frac{127.5}{I} \quad (1.2)$$

Smith et Wischmeier ont proposé en 1978 la relation suivante pour l'érosivité, en éliminant toutes les pluies inférieures à 12.7 mm par heure et séparées les unes des autres par plus de 6 heures:

$$R = W I_{30} \quad (1.3)$$

où I_{30} est l'intensité de la pluie d'une durée de 30 minutes. Keith et Cooley (1980), ont estimé l'érosivité d'un orage déterminée par la relation:

$$R = b \frac{P^2}{t} \quad (1.4)$$

où P est la pluie (mm), t est sa durée (h), b est un coefficient.

Plusieurs auteurs ont essayé, sans succès, de relier l'érosivité de la pluie aux propriétés du sol. L'érosivité est variable dans le temps (Park et al., 1982) et pour en tenir compte, il est nécessaire de la considérer comme paramètre à caler dans le modèle utilisé (Bathurst et Wicks, 1991).

1.2.3.2 - La pente

Le rôle de la pente dans les phénomènes d'érosion est complexe à cause de son influence contradictoire sur les mécanismes d'érosion. En effet, la vitesse de l'écoulement augmente avec l'augmentation de la pente. On peut donc supposer que l'érosion est croissante avec la pente. En fait le problème est plus complexe puisque l'infiltration s'avère parfois plus importante sur les sols pentus (Roose, 1984) ce qui est dû probablement à une meilleure dynamique de l'eau ainsi qu'à une meilleure évacuation de l'air emprisonné dans le sol.

L'érosion dépend de la forme de la pente du versant et de son profil (ruptures des pentes). Elle est plus forte sur des pentes convexes que sur celles concaves ou de forme rectiligne. De Souza et Morgan, cités par Henensal (1986) ont étudié en laboratoire ces trois cas pour quatre valeurs de pentes moyennes sur une aire d'essai de longueur 3 m et de largeur 2 m (le type de sol et de végétation n'ont pas été précisé). Les résultats exprimés en gramme sont donnés dans le *tableau 1.1.*

<i>Pentes moyennes (%)</i>	<i>Forme convexe</i>	<i>versant de forme rectiligne</i>	<i>Forme concave</i>
14	1347	864	635
10.5	956	717	530
7	678	683	518
3.5	617	622	502

Tableau 1.1. Pertes de sol (en grammes) en fonction de la valeur de la pente et de sa forme (Henensal, 1986).

La longueur de la pente joue également un rôle controversé. En effet les pentes les plus longues se traduisent par un apport d'eau important et si les conditions de surface le permettent, par un transfert considérable des M.E.S. Poesen et Bryan (1989) ont montré que la relation entre le volume de ruissellement par unité de surface de sol et la longueur de la pente est complexe

et fortement influencée par la formation d'une pellicule de battance, par le développement de rigoles et de têtes de rigoles ainsi que par la formation des dépôts (étude faite sur 3 parcelles de longueur de pente 2.39 m, 7.18 m, 17 m sous pluie simulée d'une intensité de 24.2 à 26 mm h⁻¹ pendant au moins 200 minutes). L'effet de la pente sur l'érosion dépend de l'état du sol et de son couvert végétal. Ainsi, en considérant l'érosion annuelle en milieu tropical, Roose (1973) avait obtenu les résultats présentés dans le *tableau 1.2*.

1.2.3.3 - Type de sol et notion d'érodibilité

Le facteur de sensibilité du sol à l'érosion est nommé l'érodibilité du sol *K*. Ce paramètre empirique introduit pour la première fois dans l'équation universelle de perte de sol qui sera présentée au paragraphe 1.3.2.3, est fonction des caractéristiques du sol, de l'intensité de la pluie et de son énergie. L'érodibilité est peu dépendante de la pente (Roose et Sarrailh, 1989). C'est l'une des variables la plus délicate à déterminer. Dumas (1965) a proposé la formule de *K* suivante:

$$\text{LOG}(K) = 1.06 - 0.39 m_o - 0.05 h_e - 0.065 c_a \quad (1.5)$$

où m_o est le pourcentage de matière organique par rapport à la terre fine, h_e est l'humidité équivalente en pourcentage par rapport à la terre fine, c_a est le pourcentage en poids des particules supérieures à 2 mm.

Pentes (%)	Erosion (tonnes ha ⁻¹ an ⁻¹)	
	sur sol nu	sur cultures
4.5	60	19
7	138	75
23	570	295

Tableau 1.2. Variation de l'érosion en fonction de la pente et du couvert végétal du sol (sur parcelles expérimentales en Afrique, Roose 1973).

Wischmeier et Smith (1978) ont proposé une formule plus complète:

$$100K = 2.1M^{1.14} (10^{-4})(12 - a) + 3.25(b - 2) + 25(c - 3) \quad (1.6)$$

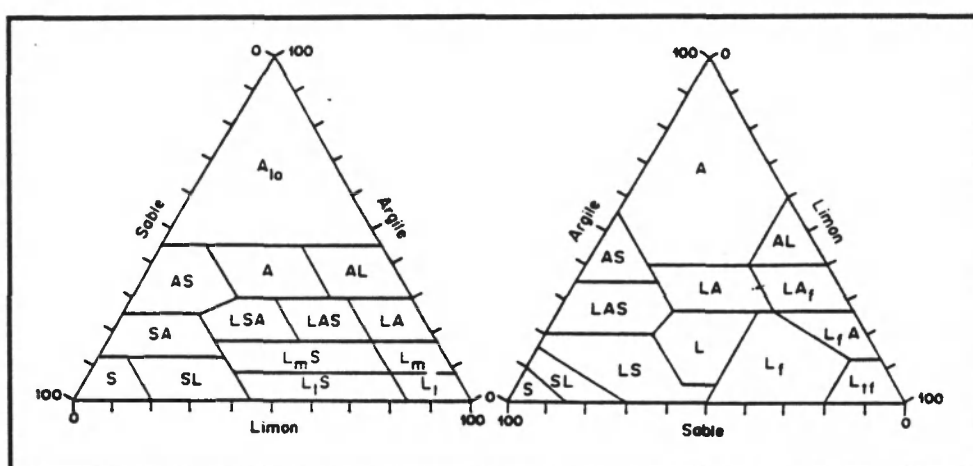
$$M = (L + SF)(100 - A) \quad (1.7)$$

où a est la teneur en matière organique du sol en %, b est un paramètre code de la structure du sol, c est un paramètre qui représente la classe de la perméabilité du sol (b et c sont estimés par des abaques dans Wischmeier et Smith, 1978), L est le pourcentage de limon, SF est le pourcentage de sable fin, A est le pourcentage d'argile. Le diagramme de texture selon Jamagne (Lozet et Mathieu, 1990) permet de déterminer le type du sol en reportant sur le diagramme le pourcentage de limons, d'argiles et de sable. Les sols situés dans les cases Lm et Lf sont les sols dits battants, donc très peu stables (*figure 1.5*).

A la suite de plusieurs études, Vories et Von Bernuth (1990) ont proposé la formule de K suivante:

$$K = \frac{1970 M^{4.52 \exp(TOC)}}{p d_{50} M^{10.1 TOC}} \quad (1.8)$$

où p est la conductivité hydraulique à la saturation (cm h^{-1}), TOC est le pourcentage de carbone organique total contenu dans la matière organique du sol, M est le produit du pourcentage de sable et du pourcentage de limons (de diamètre compris entre 2 et 2000 μm); il est divisé par 10,000 pour qu'il soit compris entre 0 et 1 (Wischmeier et al., 1971), d_{50} est le diamètre représentatif des particules (μm). Par ailleurs, il est possible de mesurer directement sur le sol la résistance hydrique à l'érosion (érodibilité prise au sens large) à l'aide d'un érodimètre (Henensal et Duchatel, 1990).



$A = \text{Argiles}$, $S = \text{Sables}$, $L = \text{Limens}$, $f = \text{fin}$, $lo = \text{lourd}$, $m = \text{moyen}$, $l = \text{léger}$, $tf = \text{très fins}$
Figure 1.5. Diagramme de texture selon Jamagne (à gauche) et USDA (à droite)
(Lozet et Mathieu, 1990).

En conséquence l'érodibilité est fonction de la granulométrie, de la nature des argiles et de la quantité de matière organique.

1.2.3.4 - L'état de surface du sol

L'humidité du sol, comme la pente, a un rôle ambigu. Un sol humide, présente une meilleure cohésion de ses grains d'où une moindre vulnérabilité à l'érosion. D'un autre côté, sur un sol humide l'infiltration est réduite ce qui favorise l'écoulement et par conséquent l'érosion et le transport jusqu'à la rivière. Ainsi Delhoume (1987), a démontré à la suite des simulations de pluie sur des bassins montagneux dans la région des Hautes-Steppes de Tunisie centrale, que des pluies de faible hauteur et peu agressives peuvent provoquer des ruissellements notables lorsqu'elles tombent sur un sol humide; et que par contre, l'état hydrique du sol joue un rôle secondaire lorsque le ruissellement se produit après une période de quelques jours sans pluie. L'influence de l'humidité initiale sur le détachement par effet "splash" a été mise en évidence par Trumant et Bradford (1990) à la suite de plusieurs essais sur différents types de sol.

Il faut admettre que la détachabilité et la disponibilité en particules transportables sont plus faibles pour les parcelles les plus rugueuses. La présence de mottes explique la résistance relative des sols (*figure 1.6*). La formation de la croûte de battance et de la croûte sédimentaire sous l'action conjuguée de la pluie et du ruissellement (*figure 1.7*) est favorisée par l'abondance dans le sol des limons par rapport aux argiles et dépend de l'humidité initiale du sol (Le Bissonnais et Singer, 1992). Toutefois, les observations faites sur le sol argileux du bassin de Leudon (Penven, 1991) ont montré qu'une terre à dominante argileuse perd sa porosité sous l'effet de la pluie et de l'humidité et que, saturée d'eau, elle devient imperméable et induit le ruissellement superficiel des eaux. De ce fait, le risque de mobilisation des particules existe sur parcelles argileuses, mais il pourrait être décalé dans le temps par rapport aux zones limoneuses. Il semble donc que la mesure du "taux de mottes" peut être un indice global de la porosité de surface de la parcelle à un instant donné.

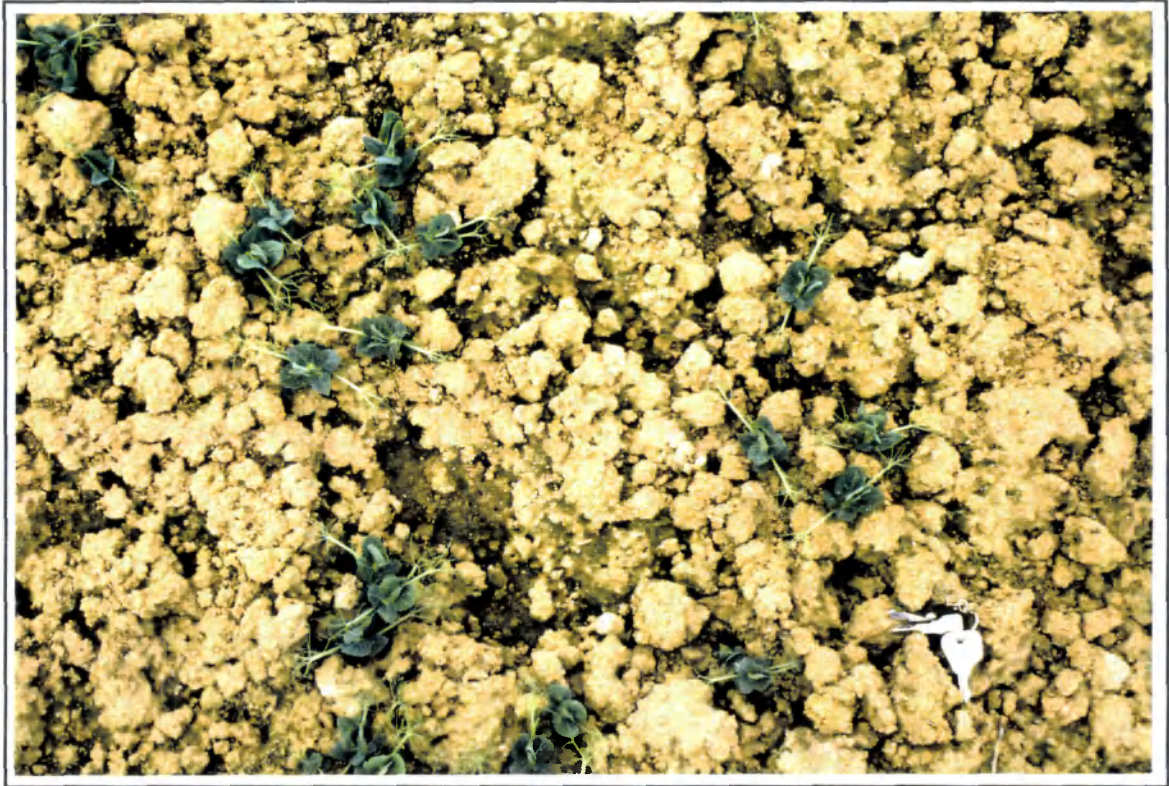


Figure 1.6. Sol motteux. Semis effectué après ressuyage de la parcelle. Bassin de Mélarchez - mai 1991.

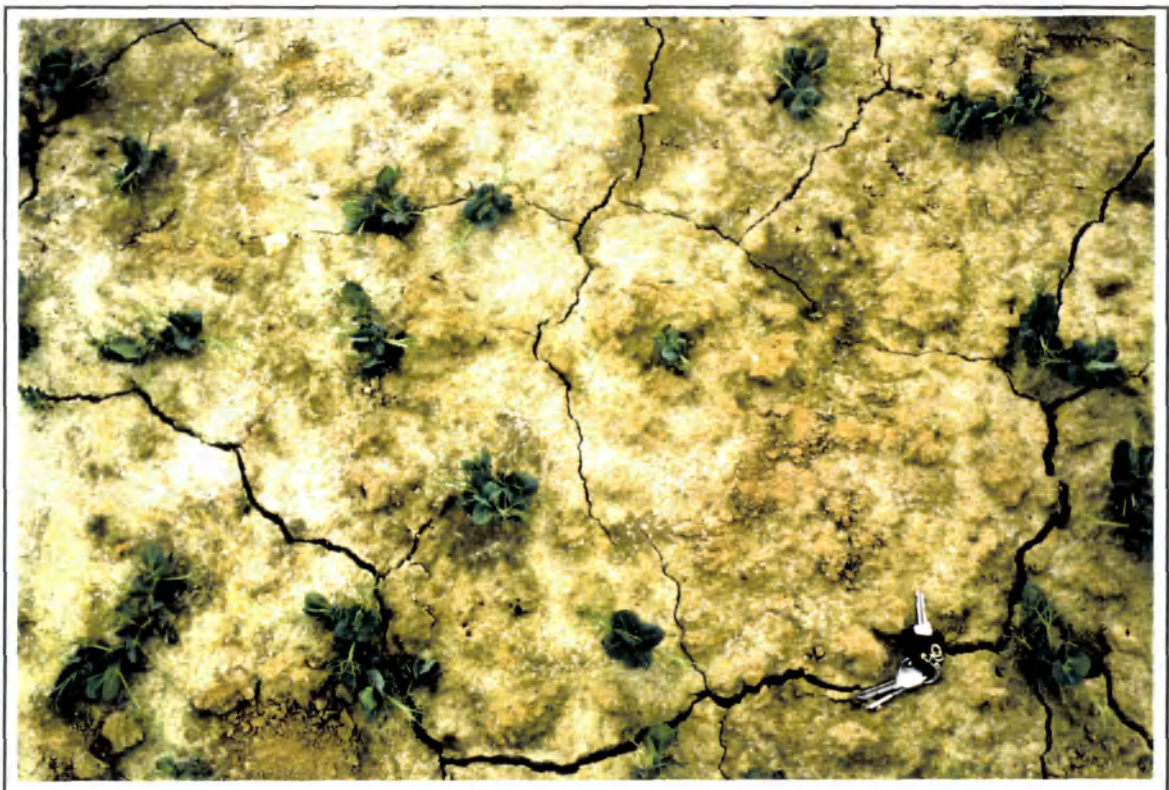


Figure 1.7. Phénomène de battance dû à une pluie intense survenue après semis réalisé sur sol sec. Bassin de Mélarchez - mai 1991.

1.2.3.5 - Couvert végétal du sol

Le couvert végétal, par sa nature et son stade de développement, est également un paramètre important qui influe sur l'érosion hydrique. Les prairies constituent un frein à l'écoulement, facilitent l'infiltration et par conséquent, limitent l'érosion (Rampon, 1987). En Afrique, la réduction de la perte de sol entre la surface nue et travaillée et la surface couverte de végétation est de 100 à 1000 fois, celle du ruissellement superficiel varie entre 10 et 100 fois (Leprun, 1987). Sous cultures, les risques d'érosion dépendent largement du type de plante, du rythme de croissance et des techniques culturales qui leur sont associées (Roose, 1984). Ainsi les cultures arbustives, les pâturages et les cultures hivernales, ont la réputation d'être protectrices; par contre les cultures de printemps (le maïs et autres), laissent le sol à nu plus longtemps pendant les périodes pluvieuses. On comprend que le rôle de la couverture végétale ne soit pas le même au Sahara et en région tropicale humide. Un couvert végétal complet - quelle que soient la pente et les techniques culturales - assure une bonne conservation du sol (Roose, 1973). Kemper et al. (1992) ont précisé que la plantation et l'entretien des haies sont nécessaires pour prévenir la mobilité de sédiments. Le couvert végétal dans le chenal réduit fortement l'érosion linéaire et peut être à l'origine d'une forte sédimentation.

1.2.3.6 - Les pratiques agricoles

La rotation des cultures, le remembrement, et l'enfouissement des résidus culturaux sont les pratiques culturales qui peuvent favoriser l'érosion. Le labour, qui dans un premier temps augmente la macroporosité et l'infiltration des eaux de pluie, crée dans un deuxième temps des discontinuités hydrauliques au niveau de la semelle de labour; il détruit la cohésion des particules et favorise le départ des matières organiques protectrices du sol. Cosandey et Bernard-Allée (1992) ont montré, à la suite d'une étude de coupe sur la bassin de la Latte du Mont Lozère, que ce sont les opérations de coupe au même titre que la disparition de la forêt qui ont provoqué une augmentation de l'érosion. Les travaux de foresterie ont décapé et tassé les pistes de débardage provoquant la formation de plusieurs ravines. Cependant, la disparition d'une forêt par incendie accélère également l'érosion comme le montre le cas du Real Collobrier (Lavabre et al., 1991).

Le travail du sol diminue temporairement le ruissellement et l'érosion mais augmente la détachabilité et donc à long terme les risques d'érosion (Roose, 1977).

Les techniques de paillage sont efficaces pour réduire l'érosion; ainsi 20% de sol couvert de débris de végétaux réduisent l'érosion de 40% (Roose et Sarrailh, 1989). De même l'incorporation des résidus des cultures maintient la teneur en matières organiques et réduit l'érodibilité des sols.

Le remembrement, qui consiste souvent à un agrandissement des parcelles et qui induit une mécanisation lourde sur des sols fragiles, peut produire des pertes en terre de 50 à 100 tonne ha⁻¹ an⁻¹ (Leprun, 1987).

1.2.4 - Le rapport de restitution "sediment delivery ratio"

Il est évident qu'une partie seulement -ou parfois une faible fraction- des sédiments érodés trouve son chemin vers l'exutoire du bassin et constitue le flux des sédiments. Une sédimentation et un stockage temporaire ou permanent peuvent avoir lieu en bas des pentes et dans la rivière (Walling, 1983). L'érosion brute sur le bassin doit être alors diminuée de la quantité redéposée. Pour représenter l'effet de ces différents processus: l'érosion du sol et celle fournie par le cours d'eau, certains auteurs ont introduit le rapport de restitution "sediment delivery ratio" *SDR* qui est le flux des sédiments à l'exutoire du bassin rapporté à l'érosion brute sur le bassin; celle-ci étant définie comme étant la somme de la production de toutes les formes d'érosion dans le bassin (érosion en nappe, en rigoles, inter-rigoles, en ravines). L'amplitude de la variation des pertes de sol à l'exutoire tend à diminuer quand la superficie du bassin augmente. Le *tableau 1.3* indique le pourcentage des pertes de sol entre différentes stations d'un bassin versant.

Hadley et Shown cités par Walling (1983), ont indiqué que seulement 30% des sédiments érodés sur des sous-bassins (0.5-5.2 km²) du bassin Ryan Gulch aux Etats-Unis trouvent leur chemin vers la vallée mais seulement 30% de ces sédiments arrivent à l'exutoire du bassin de 124.8 km². De même et au terme de trois années d'étude sur le bassin de la Latte (Mont Lozère) d'une superficie de 20 ha, le bilan des débits solides étaient de 103 m³ au niveau des versants, 16 m³ parvenus dans le talweg et 2 m³ exportés du bassin versant dont la moitié seulement sous forme de M.E.S (Cosandey et Bernard-Allée, 1992).

<i>Rivière</i>	<i>Station</i>	<i>Superficie (km²)</i>	<i>Charge de sédiments totale (t an⁻¹)</i>	<i>perte entre les stations (%)</i>
Nil (Soudan-Egypte)	Kajarty	1,850,000	133,700,000	17
	Caire	3,000,000	111,000,000	
Wisla (Pologne)	Zawichost	50,543	1,990,000	41
	Plock	168,857	1,180,000	
Lech (Allemagne)	Füssen	1,422	329,433	42
	Feldheim	2,124	192,489	
Pô (Italie)	Becca	30,170	4,374,650	13.3
	Piacenza	35,430	3,791,010	
MeNan (Thaïlande)	Tha Pla	12,790	4,999,355	35
	Pitsannloke	25,491	3,252,201	
Atrak (Iran)	Shirrin-Darrah	1,500	92,510	66
	Reza-Abad	5,430	31,406	
Nazus (Mexique)	El Palmito	18,321	2,451,129	25
	Canon Fernad	33,468	1,813,094	

Tableau 1.3. Pertes de sol dans quelques rivières dans le monde (Walling, 1983).

Plusieurs auteurs ont essayé de relier le coefficient de restitution aux caractéristiques du bassin telles que le relief, la superficie, la longueur du bassin, la pente et la densité des ravines et à un paramètre climatique comme la pluie annuelle. Ces relations s'avèrent différentes d'une région à l'autre, de même que l'évolution du coefficient de restitution en fonction de la surface du bassin (figure 1.8).

L'étude effectuée sur une période de 20 années sur trois régions en Roumanie (Ichim, 1990) a montré que le rapport de restitution dépend de l'ordre ou du rang du bief du réseau comme le montre le tableau 1.4 et que la variation d'une région à l'autre dépend des conditions morphoclimatiques, du type d'utilisation du milieu et de la variabilité spatiale et temporelle de la pluie.

L'impossibilité d'établir une relation générale permettant de déterminer le coefficient de restitution est due en partie aux problèmes fondamentaux associés au concept simple qui relie l'érosion brute et le flux de sédiments à l'exutoire et particulièrement aux effets d'échelles spatiales et temporelles. Le coefficient de restitution pour un bassin donné est influencé par la géomorphologie, la nature des formations superficielles et par tous les facteurs biophysiques et socio-

économiques qui influent sur la mobilisation des matériaux solides, le relief, la pente, les régimes de la rivière, le couvert végétal, les pratiques agricoles et l'état de surface et de structure du sol (Walling, 1983). Il varie également d'une zone à l'autre du bassin lui même, d'amont en aval; ces variations locales étant dues essentiellement au changement de la rugosité du sol plus qu'à la pente (Dickinson et al., 1986). La variation du rapport de restitution au sein d'un bassin donné est influencé par l'apparition des fortes crues qui, selon leur fréquence, provoquent le nettoyage du lit mineur et inajeur.

Régions	Ordre du bief du réseau (selon Strahler)						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Les montagnes Flysch	100.0	65.2	42.2	33.2	26.1	20.0	-
Sous-Carpatiens	-	100.0	80.9	61.6	45.6	30.0	25.0
Plateaux Moldaviens	100.0	49.5	34.6	19.0	12.0	5.5	3.5

Tableau 1.4. Variation du rapport de restitution (%) en fonction de l'ordre du bief du réseau. Cas de trois régions roumaines (Ichim, 1990).

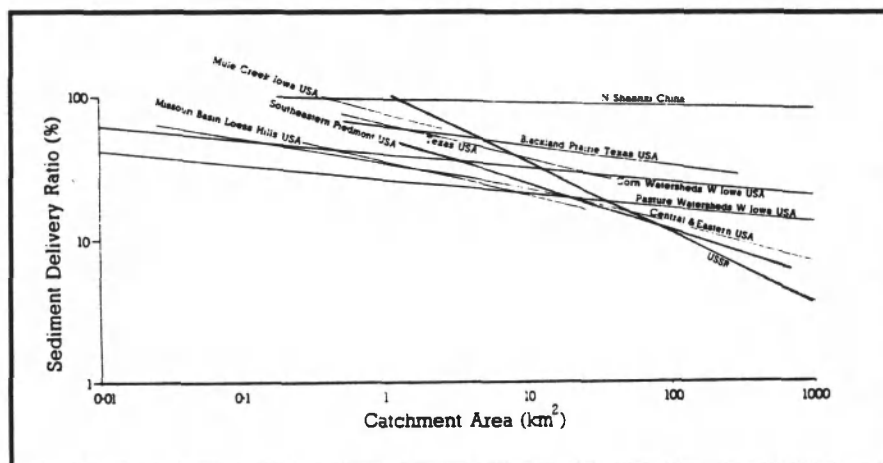


Figure 1.8. Relations obtenues entre le rapport de restitution et la surface du bassin pour différentes régions (Walling, 1983)

1.3 - PREDICTION ET SIMULATION DES M.E.S

1.3.2 - Les modèles empiriques

Ces modèles reposent sur la formulation d'une relation entre le flux de sédiments à l'exutoire et les différentes variables explicatives climatiques et biophysiques décrites précédemment. La formule la plus simple est celle qui relie la concentration des sédiments au débit de l'écoulement "sediment rating curve":

$$C = aQ^b \quad (1.9)$$

où a et b sont des paramètres empiriques de la régression, constants sur une série de mesures données. Par manque de choix, cette formule a été largement utilisée. Cependant, la corrélation montre une variation aléatoire et systématique, ce qui laisse la méthode sujette à une erreur importante (Ferguson, 1986; Bathurst et Wicks, 1991 et Lemke, 1991). L'application de la régression simple avec des paramètres constants suppose que la relation qui relie la concentration des sédiments et le débit est stationnaire dans le temps (Van Sickle, 1982). Or il a été démontré que dans le cas d'une averse, la concentration tend à être plus élevée lors de la montée de la crue que pendant la décrue pour un même débit (Tanaka et al., 1983; Williams, 1989). Les mêmes problèmes sont observés à l'échelle du bassin à la suite d'un simple changement des pratiques culturales. En fait, le flux des M.E.S est déterminé plus par les processus de l'érosion en dehors du chenal, et ceux-ci sont mal corrélés avec le débit dans le chenal. L'impotence donc de cette relation à reproduire la réalité a fait se multiplier les recherches, ce qui a donné lieu à une multitude de formules. Nous présentons ici quelques formules afin de compléter la bibliographie établie par Kauark Leite (1990).

1.3.2.1 - Formule de VELIKANOV

La formule du transport en suspension établie par VELIKANOV en 1953 (Rais et Abidi, 1989) se base sur une approche énergétique. Elle est adaptée aux rivières larges à lit sableux; son application sur des grandes rivières en URSS et en YOUGOSLAVIE a donné de bons résultats, ainsi que sur le bassin versant de l'Oued Zéroud en TUNISIE (Baccouche, 1982):

$$Q_s = \eta \left(\frac{\rho_s \rho}{\rho_s - \rho} \right) \frac{V}{W} S Q \quad (1.10)$$

où Q est le débit liquide, Q_s est le débit solide, η est le nombre de VELIKANOV traduisant la capacité de l'écoulement et variant entre 0.0007 et 0.007. C'est le rapport de l'énergie de l'écoulement nécessaire pour maintenir les particules en suspension à l'énergie totale de l'écoulement, V est la vitesse moyenne, W est la vitesse de chute moyenne d'une particule, S est la pente géométrique ($S = n^2 V^2 R^{4/3}$ où n est le coefficient de Manning, R étant le rayon hydraulique), ρ est la masse volumique de l'eau, ρ_s est la masse volumique des solides.

1.3.2.2 - Formule de JAROCKI

L'auteur reconnaît la difficulté de transposer au milieu naturel des équations fondamentales basées sur des mesures au laboratoire qui sont beaucoup moins représentatives de la réalité de la rivière (Morin et al., 1983). En partant de l'hypothèse que la quantité de sédiments en suspension est fonction des trois paramètres principaux:

$$R = f(Q, V, A)$$

Jaroki a publié en 1957 la formule suivante :

$$R = 0.28 \frac{QV^2\gamma}{g\sqrt{A}} \quad (1.11)$$

où Q est le débit de l'écoulement ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), V la vitesse de l'écoulement (m s^{-1}), A est la surface du bassin (km^2), γ est le poids spécifique de l'eau, g est l'accélération de la pesanteur (m s^{-2})

Morin et al., (1983) précisent que cette formulation est valable quand le nombre de Froude est compris entre $700 \cdot 10^{-7}$ et $9000 \cdot 10^{-7}$ ($Fr = \frac{V^2}{g\sqrt{A}}$); dans ce cas l'erreur absolue varie de 3 à 29%.

1.3.2.3 - L'équation universelle de perte de sol (USLE)

A la suite de plusieurs recherches et sous les auspices du Soil Conservation Service (S.C.S) des Etats-Unis, Wischmeier a établi en 1959 l'équation universelle de perte en sol due à l'érosion hydrique. Le principe de l'équation est de comparer l'érosion d'un site quelconque à l'érosion d'une parcelle

témoin de longueur 22 m, de pente 5° et dont l'état de surface du sol a été précisé : " Il s'agit d'une jachère continue, cultivée dans le sens de la pente (vers le haut et vers le bas), qui antérieurement a été cultivée et maintenue sans végétation durant plus de 2 ans. Durant la période de mesure, la parcelle est labourée et constitue chaque printemps un lit de semence conventionnel pour le maïs et est travaillée selon les besoins pour prévenir le développement des adventices et la formation d'un encroûtement intense", (Roose et Sarrailh, 1989). Wischmeier admet conventionnellement que les facteurs de modulation de l'action érosive des eaux de pluie sont tous égaux à 1 (Henensal, 1986). Pour une parcelle quelconque et pour laquelle il existe des facteurs de modulation de l'action érosive différents de 1, l'USLE s'écrit de la façon suivante:

$$Y = R K L S C P \quad (1.12)$$

où Y est la perte en sol ($t\ ha^{-1}\ an^{-1}$), R est l'érosivité des pluies, K est l'érodibilité du sol ou perte de sol par unité d'érosivité (observée avec un sol de caractéristiques intrinsèques données placé dans les conditions de la parcelle témoin), L est la longueur de pente (c'est le rapport de la perte observée sur le terrain étudié avec celle qui aurait lieu si celui-ci avait 22 m de long), S est le facteur d'inclinaison de pente (c'est le rapport de la perte observée sur le terrain étudié avec celle qui aurait lieu si celui-ci avait une pente de 5°), C est le facteur de couverture végétale (c'est le rapport de la perte de sol observée sur le terrain étudié possédant une couverture végétale donnée avec celle qui aurait lieu si le sol était nu et maintenu en jachère soignée), P est le facteur de pratique culturale antiérosive (c'est le rapport de la perte de sol observée sur le terrain étudié travaillé mécaniquement et protégé contre l'érosion avec celle qui aurait lieu si le terrain était labouré fréquemment dans le sens de la plus grande pente).

Des données d'érosion de plus de 10 000 années-parcelles (De Wulf et Gabriels, 1980) sur une grande diversité de sol et de pratiques culturales aux Etats-Unis à l'Est des montagnes rocheuses, ont permis de déterminer les valeurs des paramètres de l'équation ce qui lui confère un caractère prévisionnel. Pour d'autres régions du monde, les paramètres devraient être déterminés en utilisant des données de ces régions. La détermination des paramètres se fera en s'appuyant sur le document de Wischmeier et Smith (1978).

Il est utile de préciser que l'USLE permet une estimation de l'érosion brute sur le site considéré, qui est supérieure à ce qui peut être mesuré à l'exutoire (Van Vuuren, 1982 et Walling, 1983) et que la relation qui relie ces deux

quantités est le rapport de restitution. Cependant, beaucoup d'auteurs l'ont utilisée sous cette forme ou l'ont modifiée pour estimer la charge de M.E.S à l'exutoire d'un bassin. L'USLE établie pour une érosion hydrique diffuse néglige l'érosion en ravines provoquée par la concentration de l'écoulement, d'où la nécessité de prendre en compte d'une façon plus directe le débit afin de tenir compte de cette forme d'érosion. L'USLE reste une équation de base pour l'estimation de l'érosion à l'endroit où elle est produite, mais nécessite beaucoup de recherches complémentaires pour estimer la charge en suspension à l'exutoire.

1.3.2.4 - Formule de MEYER et WISCHMEIER

Selon Meyer-Wischmeier (Lefranc, 1990), et compte tenu des données disponibles, l'érosion d'un sous-bassin versant est le bilan de deux processus séparés: une érosion due au "splash" et une érosion due au ruissellement. L'érosion due à la pluie est donnée par :

$$DR = B_1 C E I^2 DX \quad (1.13)$$

où DR est la vitesse de détachement ($\text{kg mn}^{-1}\text{m}^{-1}$), B_1 est un paramètre, C est un coefficient relatif à l'occupation du sol, E est un index d'érosion (tonne ha^{-1}), I est l'intensité de la pluie (mm h^{-1}), DX est la longueur du pas d'espace (m). L'érosion par le ruissellement est donnée par :

$$DF = B_2 C E P^{2/3} Q^{2/3} DX \quad (1.14)$$

où DF est la vitesse de détachement ($\text{kg mn}^{-1}\text{m}^{-1}$), B_2 est un paramètre, P est la pente des versants, Q est le débit du ruissellement ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$).

Les coefficients B_1 et B_2 sont obtenus après calage de ces fonctions de transfert sur les données observées. L'application de ces formules par Tayaa et Brooks (Lefranc, 1990), sur des bassins versants du Nord du Maroc - où l'érosion est très forte - a donné des résultats satisfaisants, vu la grande variété naturelle et la complexité des processus érosifs. Dans ce cas d'application et à titre indicatif, B_1 est égal à 0.1 alors que B_2 varie entre 0.14 et 0.7.

1.3.2.5 - Formule de KORUMA

S'appuyant sur la formule de Manning Strickler, Koruma a établi une équation donnant l'érosion par un ruissellement et une pluie combinés (Lefranc, 1990).

$$E = 0.00113 \frac{C_s C_e}{d_{50}} Q^{15/8} L^{3/8} P^{3/2} \quad (1.15)$$

où E est l'érosion ($\text{kg h}^{-1}\text{m}^{-2}$), C_s est le rapport de la surface nue à la surface totale, C_e est le coefficient d'érodibilité égal à 1 pour une érosion en nappe avec petites rigoles, 5 pour une érosion en nappe avec rigoles, 10 pour une érosion en nappe avec ravines, d_{50} est le diamètre moyen des particules (mm), Q est le débit ruisselé formulé comme une intensité de pluie (mm h^{-1}), P est la pente du versant, L est la longueur du versant (m).

Nous remarquons que dans cette formule le débit ruisselé et la pente n'ont pas le même poids qu'ils avaient dans les travaux de Meyer et Wischmeier.

1.3.2.6 - L'USLE modifiée

Nous rappelons que l'USLE définie plus haut permet de calculer la masse totale déplacée par l'érosion, dont seulement une fraction parvient au cours d'eau (Dyhouse, 1982; Wilkin et Hebel, 1982). Auparavant Musgrave (1949) avait mis au point une formule de même genre:

$$EP = F \left(\frac{R}{100} \right) \left(\frac{S}{10} \right)^{1.35} \left(\frac{L}{72.6} \right)^{0.35} \left(\frac{P_{30}}{1.25} \right)^{1.75} \quad (1.20)$$

où EP est la perte de sol probable ($\text{tonne acre}^{-1} \text{an}^{-1}$), F est le facteur de sol basé sur l'érodibilité du sol et d'autres facteurs physiques, R est le facteur de couvert relié à l'utilisation du sol, P_{30} est la pluie maximale sur 30 minutes sur une fréquence de 2 ans, S et L sont les paramètres de l'USLE. Cette équation fut reprise par Beer et al. (1966) et ensuite par le Soil Conservation Service :

$$EP = K C R \left(\frac{S}{10} \right)^{1.35} \left(\frac{L}{72.6} \right)^{0.35} \quad (1.21)$$

Williams (1975) a suivi un cheminement similaire en remplaçant le facteur R relatif à l'érosivité des pluies par un facteur lié au ruissellement réel qui est

effectivement le véritable agent du transport solide. Pour un orage donné, on aurait:

$$Y = 95 (V q_p)^{0.56} K L S C P \quad (1.22)$$

où Y est la production de sédiment (tonne), V est le volume d'écoulement (m^3), q_p est le taux d'écoulement de pointe ($m^3 s^{-1}$), K, L, S, C, P sont les paramètres de l'équation universelle de perte de sol.

Cette équation lui a permis d'obtenir une variance expliquée à 92%, ce qui, selon lui, est meilleur que les résultats obtenus par l'application de l'USLE. L'utilisation de ce type d'approche pour estimer la production amont nécessite la détermination d'un taux de transfert qui peut être calculé empiriquement à partir des concentrations observées en rivière, dans la mesure où la perte en sol théorique peut être calculée au départ. Les paramètres 95 et 0.56 ont été optimisés avec les données de 18 petits bassins versants aux Etats-Unis dont les superficies varient entre 1 ha et 18 km².

1.3.3 - Les modèles conceptuels

Il nous est difficile de définir une limite réelle entre les modèles empiriques et conceptuels; mais nous pouvons les différencier. Les modèles conceptuels considèrent en général une combinaison de plusieurs mécanismes physiques sur le bassin; mais leur formulation repose sur des paramètres qui n'ont pas souvent une signification physique et donc, ne peuvent être mesurés (Bathurst et Wicks, 1991). Ces modèles essaient généralement, comme les modèles physiques, de prendre en compte une dynamique, et pas seulement de donner des estimations sur des pas de temps indépendants.

La majorité des modèles considère les deux mécanismes de détachement et de transport des M.E.S à l'exutoire. La différence entre les modèles réside dans la manière dont ils prennent en compte ces mécanismes et l'échelle spatiale d'étude (fine ou globale).

1.3.3.1 - Le modèle de NEGEV

Le modèle de Negev, proposé en 1967, est à notre connaissance le premier modèle conceptuel qui fait intervenir la notion de stock de sédiments disponibles pour le transport.

Ce modèle, dont une description détaillée figure dans Kauark Leite (1990), est un modèle à deux réservoirs :

- un réservoir sol
- un réservoir représentant le stock de sédiments détachés par la pluie (*Fig. 1.9*)

Dans la version originale de Negev, la pluie produit une quantité de particules D qui alimente le réservoir de stockage; la même quantité arrive à l'exutoire, ce qui revient à dire que la production est $2D$. Une autre quantité de sédiments arrive à l'exutoire provenant de l'érosion directe provoquée par l'écoulement. Meyer et Wischmeier (1969), Onstad et Foster (1975) ont apporté des améliorations au modèle de base; ainsi la pluie produit une quantité de particules qui va alimenter le réservoir de stockage et l'équation qui simule cette production est la suivante:

$$D = K_1(1 - C)PR^{JR} \quad (1.23)$$

où D est la masse de sédiments détachée (tonne ha^{-1}), K_1 est un paramètre dépendant des caractéristiques du sol, C est la fraction protégée par une couverture quelconque, P est le paramètre de l'USLE dépendant des pratiques culturales conservatrices, R est la pluie tombée durant le pas de temps (mm), JR est un exposant qui dépend des caractéristiques du sol.

L'érosion dans le réservoir de stockage est simulée par:

$$E = S_D \left(\frac{q_R}{S_{RS} + q_R} \right) \quad (1.24)$$

où S_D est le stock de sédiments dans le réservoir de stockage (tonne ha^{-1}), q_R est le débit de l'écoulement rapide (donné par le modèle hydrologique), S_{RS} est le stock d'eau du réservoir superficiel (donné par le modèle hydrologique).

Cette érosion est contrôlée par la capacité de transport des particules T_c :

$$T_c = K_2(S_{RS} + q_R)^{JS} \quad (1.25)$$

où K_2 et JS sont des paramètres à caler par le modèle. C'est à dire que si T_c est supérieure au stock S_D tout le stock est acheminé vers l'exutoire. Dans le cas contraire l'érosion est E . On peut assister à un ravinement du sol dû à la concentration de l'écoulement, dans ce cas l'érosion est donnée par :

$$E_R = K_3(S_{RS} + q_R)^{JG} \left(\frac{q_R}{S_{RS} + q_R} \right) \quad (1.26)$$

où K_3 et JG sont des paramètres à caler.

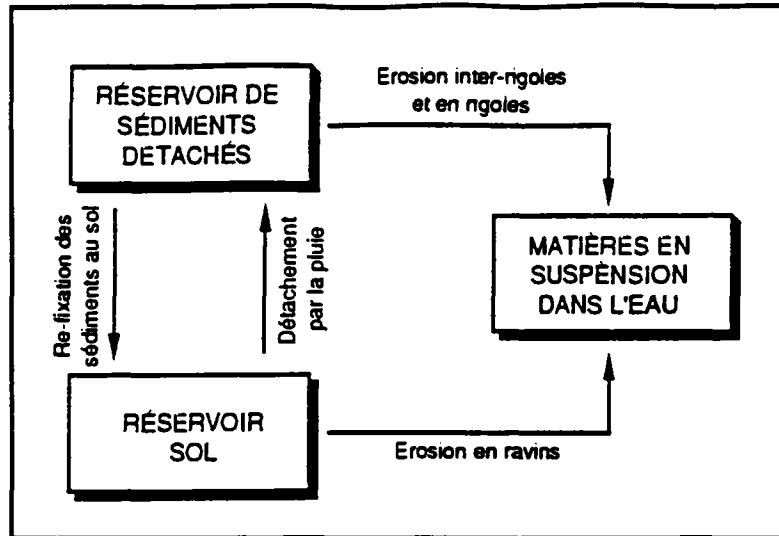


Figure 1.9. Représentation du modèle de Negev.

Ces algorithmes sont utilisés dans la simulation avec ou sans discrétisation en blocs et l'érosion totale dans les deux cas est la somme de E et E_R . C'est ce modèle d'érosion qui a été utilisé dans le modèle HSPF (Hydrological Simulation Program-Fortran).

1.3.3.5 - Le modèle de VAN SICKLE et BESCHTA "Supply-Based Model"

Ces auteurs partent de l'équation de régression simple qui relie la concentration C au débit Q mesuré à l'exutoire du bassin (équation 1.9) en lui associant une nouvelle variable qui n'est autre que le stock de sédiments disponibles. Ce stock est responsable de la décroissance de la concentration au sein d'un événement et d'une saison à l'autre; c'est ce qui explique l'existence du phénomène d'hystérésis. L'hypothèse proposée est que la quantité de sédiments stockées en amont d'une zone d'échantillonnage à un temps t peut être représentée par une seule variable $S(t)$. La variation du stock et le transport de sédiments suivent le scénario de la figure 1.10. Au début de la saison de pluie, le stock est à son maximum S_0 , il diminue périodiquement durant les séquences d'événements de pluie.

Durant une crue donnée, la concentration de sédiments s'écrit:

$$C_{(t)} = aQ^b(t)g(S(t)) \quad (1.37)$$

où Q est le débit, C est la concentration, a et b sont les coefficients déterminés par la régression entre $\text{Log}(C)$ et $\text{Log}(Q)$, $g(S(t))$ est la fonction de lessivage

"washout function" qui exprime la variation de la concentration due à la variation du stock de sédiments disponibles donnée par l'équation exponentielle suivante:

$$g(S) = p \exp\left(r \frac{S}{S_0}\right) \quad (1.38)$$

où p et r sont des paramètres empiriques à déterminer, S_0 est le stock initial maximum. p est en pratique très faible et donc $g(S)$ peut être artificiellement mis à zéro pour $S = 0$. La seule sortie du stock est le flux de sédiments qui n'est autre que le produit $C Q$, ainsi le modèle complet s'écrit :

$$\frac{dS(t)}{dt} = -Q(t)C(t) \quad (1.39)$$

$$C(t) = aQ^b(t)p \exp\left(r \frac{S(t)}{S_0}\right) \quad (1.40)$$

le modèle traduit par l'équation 1.40 est un modèle à cinq paramètres: a , b , p , r , S_0 . Le nombre est réduit à quatre en ajustant p pour des valeurs de S_0 et r données pour $g(S_0) = 1$. Dans ce cas la concentration s'écrit $C = a Q^b$, ainsi a et b qui n'ont pas - a priori - de signification claire, peuvent refléter les conditions de remplissage maximum du stock. r peut être assimilé à un index de disponibilité de sédiments qui est probablement fonction de la composition du lit et de l'efficacité globale des zones de stockages pour retenir les sédiments. Le stock S_0 est estimé en fonction de la charge annuelle des matières en suspension mesurée.

Nous remarquons que le modèle ne calcule pas la production de sédiments sur le bassin et dans la rivière, par contre, entre deux crues successives, une quantité de sédiments I est rajoutée afin de pouvoir simuler la crue postérieure. I est donc un paramètre supplémentaire.

Le modèle a été testé sur le bassin versant Flynn Creek aux Etats-Unis d'une superficie de 202 ha. Il donne des résultats acceptables pour trois crues en 1977, par contre le contrôle sur l'événement de 1979 a montré une sérieuse sous-estimation. Le calage effectué sur la première crue de 77 a nécessité l'ajout d'une quantité de sédiments I_1 entre la première et la deuxième crue de 77, une quantité I_2 entre la deuxième crue et la troisième crue de 77 ce qui a élevé le nombre de paramètres du modèle à sept.

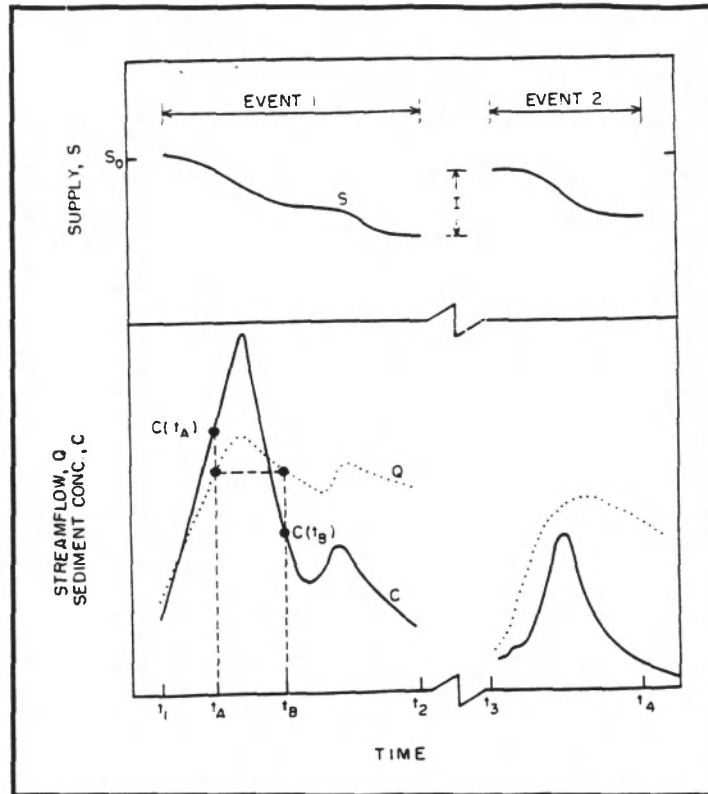


Figure 1.10. Variations idéales du stock, de la concentration et du débit durant un événement (Van Sickle et Beschta, 1983).

Ces résultats laissent supposer que le stock ne réagit pas globalement à chaque crue, et qu'une distribution du stock S_0 en plusieurs compartiments est nécessaire. Dans ce cas l'accès au compartiment i nécessite un débit $Q(t)$ supérieur au débit $Q_{i-1}(t)$. Si le débit $Q(t)$ est inférieur au débit Q_{i-1} , le stock $S_i(t)$ reste constant. Ainsi l'équation 1.39 résolue pour chaque compartiment s'écrit:

$$\frac{dS_i(t)}{dt} = aQ^b(t)p \exp\left(r \frac{S_i(t)}{S_i(t_0)}\right) \quad \text{pour } Q(t) > Q_{i-1} \quad (1.41)$$

$$\frac{dS_i(t)}{dt} = 0 \quad \text{pour } Q(t) < Q_{i-1} \quad (1.42)$$

L'application du modèle distribué aux mêmes événements a permis une meilleure représentation graphique des événements, par contre le coefficient r qui est supposé constant pour une rivière donnée a pris la valeur de 26.5 pour les événements de 1977 et 9.6 pour l'événement de 1979. Nous rappelons qu'après chaque crue les compartiments sont remis à leurs états initiaux (c'est à dire pleins) ce qui nécessite l'ajout des quantités I différentes entre les crues. Pour plus de détails, nous renvoyons à Van Sickle et Beschta (1983).

1.3.3.6 - Le modèle de MOORE et CLARKE

L'approche de modélisation des flux de matières en suspension proposée par Moore et Clarke (1983) est basée sur une fonction de distribution théorique qui permet d'avoir une description plausible du détachement des sédiments et de leur transfert limités par les processus de stockage et de transport.

Le flux de MES est donc supposé fonction d'un stock de sédiments disponibles et de la capacité de transport de l'écoulement. Le modèle repose sur la résolution de trois fonctions:

- 1- une fonction de disponibilité des sédiments "availability function",
- 2- une fonction de détachement des sédiments "removal function",
- 3- une fonction de transfert des sédiments "translation function".

L'hypothèse est que le taux d'accumulation de sédiments $R(t)$ tend à décroître dans le temps selon une fonction exponentielle décroissante (figure 1.11) comme suit:

$$R(t) = R_0 e^{-k(t-t_0)} \quad (1.43)$$

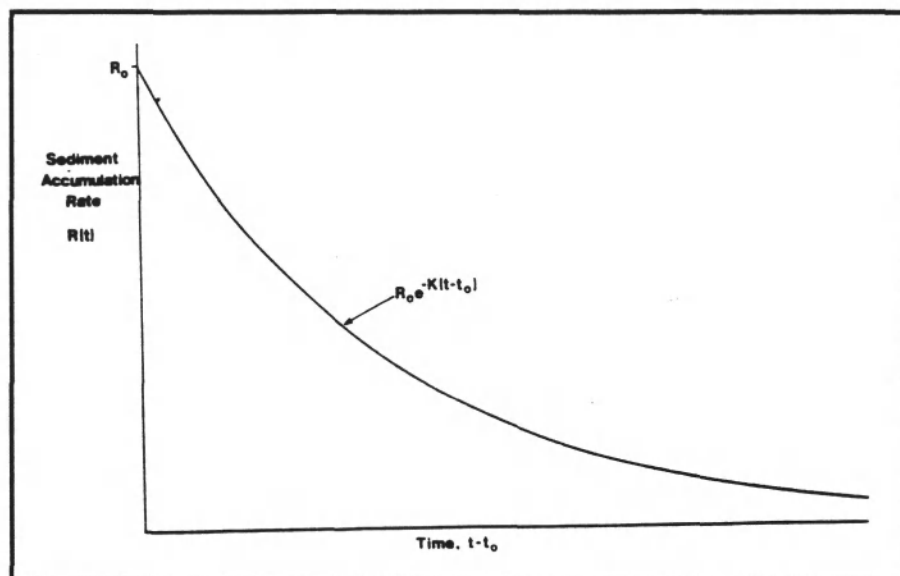


Figure 1.11. Taux d'accumulation du stock en fonction du temps (Moore, 1984).

où R_0 est le taux initial maximum de sédiments disponibles, K est un coefficient qui exprime le taux de disponibilité. L'intégration de l'équation 1.43 donne le stock de sédiments disponible:

$$L(t) = \frac{R_o}{K} (1 - e^{-K(t-t_o)}) \quad (1.44)$$

Cette hypothèse suppose qu'en absence de pluie, le stock continue à augmenter selon une fonction exponentielle décroissante comme le montre la *figure 1.12*.

Afin de tenir compte d'un détachement partiel de sédiments pendant la crue, les auteurs ont introduit la notion de temps effectif pour que les sédiments deviennent disponibles. Si t_e est le temps de fin de la crue causant un détachement partiel tel que $L(t_e)$ soit différent de zéro; alors $L(t_e)$ peut être relié à la durée effective Δt_e d'une période sèche durant laquelle les sédiments seront disponibles. Ainsi pour un intervalle (t_e, t) postérieur, la quantité de sédiments disponibles pour la prochaine crue est donnée par:

$$L(t) = \frac{R_o}{K} (1 - e^{-K(\Delta t_e + t - t_e)}) \quad (1.45)$$

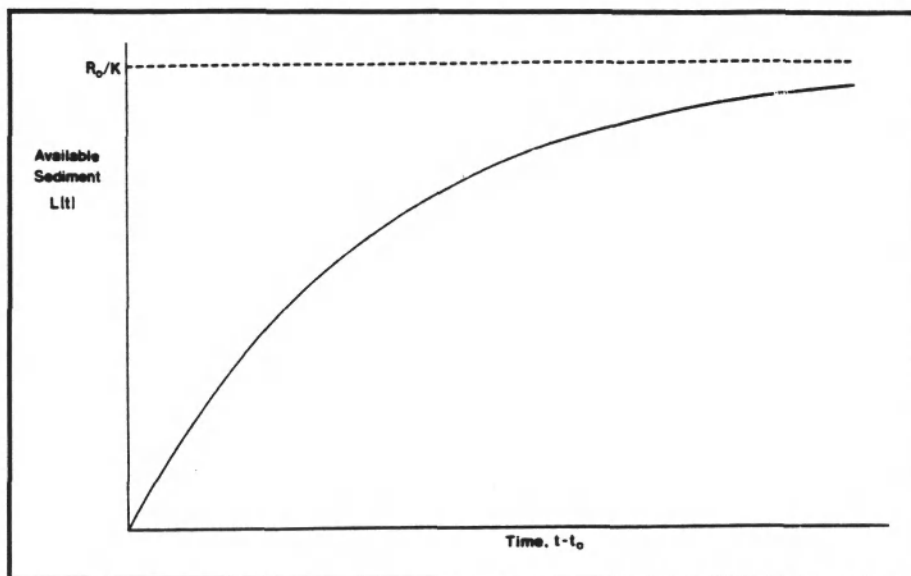


Figure 1.12. Fonction de disponibilité des sédiments (Moore, 1984).

Le détachement des sédiments durant la crue dépend du stock de sédiments disponibles et de l'écoulement direct exprimé par la pluie effective. Il est donné par:

$$\frac{dL}{dt} = -k L(t) q^\beta(t) \quad (1.46)$$

où $q(t)$ est le débit de l'écoulement direct, β et k sont des paramètres.

L'intégration de l'équation 1.49 durant un intervalle de temps humide (pendant la crue) ($t, t + \Delta t$) donne la quantité de sédiments restante sur le bassin à la fin de cet intervalle telle que:

$$L(t - \Delta t) = L(t)e^{(-kV_i)} \quad (1.47)$$

où V_i est le volume d'écoulement direct durant l'intervalle de temps (cas où β est égal à 1). Le taux de détachement augmente sous l'effet de la pluie et la masse de sédiment détachée pendant l'intervalle ($t, t + \Delta t$) est alors:

$$M_i = L(t) - L(t + \Delta t) = L(t)(1 - e^{(-kV_i)}) \quad (1.48)$$

la concentration moyenne durant cette intervalle est alors:

$$C = \frac{M_i}{V_i} \quad (1.49)$$

Le transfert des sédiments M_i à l'exutoire est assuré par une inversion de la fonction de densité de probabilité Gaussienne. Pour plus de détails nous renvoyons à Moore, 1984.

L'application du modèle au bassin Creedy à Devon (U.K), d'une superficie de 262 km², a montré l'inaptitude du modèle à simuler les deux événements extrêmes de la série de données. Le calage du modèle sur des périodes différentes au pas de temps d'une heure montre une variation importante des paramètres liée étroitement au choix des conditions initiales. Cependant, le modèle donne un coefficient de détermination de 0.87 et une représentation graphique des flux observés plutôt moyenne.

1.3.4 - Les modèles mécanistes

Les modèles mécanistes ou physiques distribués, sont basés sur la compréhension des processus physiques de mobilisation et sédimentation des sédiments et la description du système des sédiments en utilisant les équations de transfert de masse, de force et d'énergie. Les modèles peuvent à priori fonctionner dans des conditions différentes de celles utilisées pour le calage; dans ce cas, les paramètres ont un sens physique et peuvent donc être mesurés directement ce qui dispense des longues séries de données hydrométéorologiques. Ces modèles reposent sur une discrétisation fine du bassin ce qui permet d'intégrer les

problèmes reliés au changement d'échelle spatiale. Cependant, ils nécessitent l'évaluation d'un certain nombre de paramètres sur une base spatiale distribuée, qui demandent des calculs lourds et par conséquent un temps de résolution assez long.

1.3.4.1 - Le modèle de Foster et Meyer

Le modèle de Foster et Meyer (1975) se base sur la description des processus d'érosion du sol. Il utilise l'équation de continuité du transport des sédiments par l'écoulement (Bennett, 1974):

$$\frac{dq_s}{dx} + \rho_s \frac{dC_y}{dt} = D_i + D_r \quad (1.50)$$

où q_s est le flux de sédiments, x est la distance, ρ_s est la densité des sédiments, C_y est la concentration des sédiments du ruissellement à la profondeur y du ruissellement compté à partir de la surface de l'eau, t est le temps, D_i est le détachement inter-rigoles, D_r est le détachement ou la sédimentation dans les rigoles.

Comme l'indique l'équation, les auteurs séparent le processus d'érosion en érosion inter-rigoles et érosion en rigoles. Les sédiments détachés dans les zones inter-rigoles sont supposés se déplacer latéralement vers les rigoles où ils seront transportés par l'écoulement vers l'aval; un détachement dans les rigoles peut également avoir lieu.

On néglige dans le modèle la dispersion dans l'écoulement exprimée par le facteur $\frac{dC_y}{dt}$ et en régime stationnaire l'équation devient:

$$\frac{dq_s}{dx} = D_i + D_r \quad (1.51)$$

L'intégration de l'équation 1.51 le long de la pente donne le flux de sédiments en un point x donné. Foster et Meyer supposent que la relation qui relie le détachement, la sédimentation et le flux est linéaire, ce qui suppose également que l'énergie de l'écoulement est partagée entre le détachement et le transport, ce qui veut dire que le détachement est maximum quand le flux de sédiments est nul. Ainsi l'équation qui donne le détachement est:

$$D_r = \frac{D_{rc}}{T_c}(T_c - q_s) \quad (1.52)$$

où D_{rc} est la capacité de détachement de l'écoulement dans les rigoles, T_c est la capacité de transport de l'écoulement.

Dans le cas où le flux de sédiments dépasse la capacité de transport, le terme $(T_c - q_s)$ devient négatif, ce qui indique une sédimentation. Dans ce cas D_r réécrite pour la sédimentation est donnée par:

$$D_r = \alpha(T_c - q_s) \quad (1.53)$$

$$\alpha = \beta \frac{V_f}{q} \quad (1.54)$$

où β est un paramètre dépendant de la turbulence de l'écoulement, V_f est la vitesse de chute des particules de sédiments, q est le débit ruisselé.

D_i et D_{rc} sont des variables difficiles à mesurer puisqu'elles dépendent des caractéristiques de la pluie, de l'écoulement, des propriétés du sol. Des équations empiriques ont été proposées par Foster et al. (1977).

La capacité de transport du ruissellement reste un problème complexe puisqu'elle est différente selon le type d'écoulement (laminaire, turbulent). Elle peut être calculée par l'une des équations déjà citée et pour plus de détails, nous renvoyons à Julien et Simons (1985).

1.3.4.2 - Le modèle de l'Université du Colorado (Colorado State University Model - CSU)

Le modèle est distribué spatialement selon une maille carrée et un découpage du bassin en canaux. Le pas de temps de résolution est fin pour permettre de décrire correctement une averse.

La charge des sédiments à l'exutoire est calculée en comparant la production des sédiments pour différentes classes granulométriques due au détachement par la pluie et par l'écoulement et la capacité de transport des sédiments en suspension donnée par la formule d'Einstein (1950) et celle des sédiments du fond donnée par l'équation de Meyer-Peter et Muller (USBR, 1960). La propagation des sédiments pour chaque classe

granulométrique le long de la pente est effectuée par la résolution de l'équation de continuité par une méthode numérique aux différences finies couplée avec la propagation de l'écoulement superficiel. L'équation de continuité permet également de déterminer le profil du lit de la rivière.

1.3.4.3 - Le modèle SHESED (Système Hydrologique Européen-Sédiments)

Le modèle hydrologique "SHE" est un modèle physique distribué, développé par l'Institut d'Hydrologie (U.K), l'institut d'Hydraulique du Danemark et la SOGREAH (France) (Abbott et al., 1986 a, b). A ce modèle a été couplé un modèle d'érosion donnant lieu au modèle "SHESED" développé par l'Université de Newcastle sur Tyne (U.K). Ce modèle simule l'érosion par l'impact des gouttes de pluie, l'égoutture des feuilles "leaf drip", l'écoulement et le transport de particules détachées vers le bas des pentes et dans la rivière. Le dépôt sur le sol où dans la rivière est calculé ainsi que la distribution de la taille des particules. Le modèle hydrologique SHE simule la majorité des processus hydrologiques du mouvement de l'eau (fonte de neige, interception de la pluie due à la végétation, évapotranspiration, écoulement de surface, ruissellement dans la rivière,...) (Wicks, 1988) en se basant sur la méthode des différences finies pour la résolution des équations de conservation de masse et sur des équations empiriques dérivées des recherches expérimentales. Le ruissellement et l'écoulement en rivières sont approximés par les équations de Saint Venant et l'écoulement en zone non saturée est modélisé par les équations de Richards. Le bassin est discrétisé horizontalement en mailles carrées et verticalement en colonnes.

Dans le modèle SHESED, le détachement par l'impact des gouttes de pluie est modélisé par l'énergie cinétique des gouttes de pluie ce qui nécessite la connaissance de la vitesse de chute et du diamètre des gouttes, du pourcentage de couverture végétale et de la proportion de la pluie interceptée par la végétation exprimée par l'égoutture des feuilles "leaf drip". La surface de l'eau tend à réduire l'énergie des gouttes de pluie. Park et al. (1982b) proposent le facteur de correction suivant:

$$F_w = 1 \quad h \leq d_m \quad (1.55)$$

$$F_w = e^{(1-h)/d_m} \quad h > d_m \quad (1.56)$$

où F_w est le facteur de correction de la profondeur de l'eau, h est la profondeur de l'eau, d_m est le diamètre moyen des gouttes de pluie. Ainsi l'équation de

détachement due à l'impact de la pluie est donnée par:

$$D_r = k_r F_w (1 - C_g) [(1 - C_c) M_r + M_d] \quad (1.57)$$

où D_r est la quantité détachée par l'impact des gouttes de pluie ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), k_r est le coefficient d'érodibilité dû aux gouttes de pluie (J) obtenu par calage, F_w est un facteur de correction de la profondeur de l'eau, C_c est le pourcentage de sol couvert par une végétation, C_g est le pourcentage de sol nu, M_r est l'énergie cinétique de la pluie donnée, M_d est l'énergie cinétique de l'égoutture des feuilles "leaf drip". La végétation haute peut retenir une portion de la pluie qui retombe sous forme de grosses gouttes pouvant dans certains cas causer une érosion plus importante que dans le cas d'un sol nu (Morgan, 1985).

Le détachement par le ruissellement est fonction de la contrainte de cisaillement exercée par le ruissellement et la contrainte de cisaillement critique. L'érosion dans ce cas est donnée par:

$$D_f = k_f \left(\frac{\tau}{\tau_c} - 1 \right)^b \quad \tau > \tau_c \quad (1.58)$$

$$D_f = 0 \quad \tau < \tau_c \quad (1.59)$$

où D_f est la quantité érodée par l'écoulement, k_f est le coefficient d'érodibilité du sol obtenu par calage, τ est la contrainte de cisaillement "shear stress" ($\tau = \rho g h S_e$ où ρ est la masse volumique de l'eau, g est l'accélération de la pesanteur, h est la profondeur de l'eau, S_e est la pente de la surface de l'eau), τ_c est la contrainte de cisaillement critique, b est un exposant pris égal à 1. k_f n'a pas pu être relié correctement aux propriétés du sol, il est donc un paramètre de calage du modèle. La contrainte de cisaillement critique nécessaire pour un début d'entraînement est fonction de la nature du sol; pour les sols non cohésifs, le critère utilisé dans le SHESED est celui de Shields (.Simons et Sentürk, 1977).

La capacité du transport est donnée par les équations de Ackers-White (1973) modifiées par Day (1980).

Trois étapes de résolution sont nécessaires pour acheminer les sédiments détachés à l'exutoire. La première concerne le ruissellement et la variation dans l'espace et dans le temps de la vitesse de l'écoulement par la résolution des équations de Saint Venant. La deuxième qui résout la variation spatio-temporelle de la concentration des sédiments repose sur la résolution de l'équation de conservation de la masse bi-dimensionnelle. La troisième correspond au contrôle

de la distribution granulométrique des sédiments et du profil du lit de la rivière (Li, 1979). Pour plus de détails, nous renvoyons à Wicks (1988).

Le modèle SHESED a été appliqué avec succès sur plusieurs bassins de tailles différentes. Cependant la stabilité des paramètres du transport solide dans le cas du changement de l'échelle spatiale reste à confirmer. En effet, le test du modèle sur les données du bassin semi-aride du Reynolds Creek, du type pâturage près de Boise, Idaho aux Etats-Unis, a montré que le calage est satisfaisant sur un micro-bassin de 32.54 m² soumis à un simulateur de pluie, par contre la simulation de quatre événements durant l'été enregistrés sur un bassin de 1 ha est très mauvaise. Cependant, une amélioration appréciable a été obtenue par la prise en compte des variations de l'humidité antérieure initiale du sol. Il semble que le transfert des paramètres entre ces deux échelles était affecté par des incertitudes dans les fonctions hydrauliques pour les sols secs, et par les différences entre les conditions expérimentales et naturelles (Wicks et al., 1988).

CONCLUSIONS

L'érosion des sols est un phénomène très complexe dépendant de plusieurs facteurs déjà cités qui ne sont pas tout à fait indépendants. Les flux de matières en suspension (M.E.S) recueillis à l'exutoire ne représentent qu'une fraction de la production amont (érosion brute) et sont très variables dans l'espace et dans le temps. Les modèles de la littérature sont divers et reposent sur des méthodes très voisines dans l'ensemble.

La plupart des modèles empiriques utilisent la formule de l'USLE établie à partir des données mesurées sur une parcelle et dont l'universalité est mise en doute (Julien et Del Tanago, 1991). Ces modèles visent principalement l'estimation de la production sédimentaire à la surface du bassin (érosion brute). Ils tentent d'expliquer le transport sédimentaire par des formulations de processus de transport et de production engendrés par divers phénomènes physiques. Certains modèles nécessitent une multitude de données et sont parfois spécifiques à un type de sol ou d'environnement donnés. D'autres utilisent des équations plus simples reliant certains paramètres facilement mesurables par des coefficients. Ce type d'approche est souvent utilisé dans les modèles physiographiques à mailles.

Les modèles conceptuels reposent sur des concepts physiques reliés par des paramètres empiriques qui n'ont pas a priori une signification physique très claire. Ils sont estimés par le calage sur une série de données, ont un caractère global et sont spécifiques au bassin étudié. Cependant, les modèles se basant sur la notion de stock de sédiments disponibles (Van Sickle et Beschta, 1983 et Moore, 1984) sont d'un intérêt particulier étant donné qu'ils tiennent compte du phénomène d'hystérésis. Ce phénomène dont l'importance est énorme est souvent négligé bien qu'il soit responsable de la réduction de la corrélation concentration/débit. L'approche empirique semble permettre l'intégration du phénomène d'hystérésis dont l'origine est liée à la production et au transfert des sédiments ainsi qu'à la disponibilité de ceux-ci à la surface du bassin. Cependant, l'apport diffus des M.E.S rend difficile la discrétisation de ce stock et ne permet qu'une modélisation globale du transfert de M.E.S du système bassin-rivière.

Les modèles les plus connus utilisent l'équation universelle de perte en sol modifiée. L'application de certains modèles est limitée par la taille du bassin, car ils nécessitent beaucoup de données et sont très complexes et lourds à manipuler (Young et al., 1989).

Les modèles mécanistes ou physiques distribués reposent sur une discrétisation et description fine du bassin, ce qui permet de réduire l'effet de l'échelle spatiale, mais nécessite une multitude de données d'entrée pas toujours disponibles. Le transfert des M.E.S est basé sur des lois physiques bien établies, mais il n'est pas à l'abri d'un certain empirisme puisqu'il tient compte de la capacité de transport de l'écoulement dont seules des formulations empiriques existent. Les paramètres de ces modèles sont physiques, ce qui veut dire mesurables et leur détermination nécessite des expériences parfois fastidieuses. L'estimation des paramètres par des mesures souvent ponctuelles peu causer des erreurs, ce qui implique que les paramètres du modèle les plus sensibles nécessiteront d'être calés. Ainsi les modèles mécanistes perdent l'un de leur plus grand avantage, c'est-à-dire leur indépendance vis à vis de la calibration.

CHAPITRE II

SITES EXPERIMENTAUX ET ETUDES ANTERIEURES

CHAPITRE II

SITES EXPERIMENTAUX ET ETUDES ANTERIEURES

2.1 - OBJECTIFS

L'objectif principal de cette étude est de modéliser les matières en suspension sur le bassin versant de la Marne, représentatif de l'espace amont de la Seine. Le bassin de la Marne recouvre 110 communes et draine une superficie de 12800 km². C'est un espace très complexe surtout dans sa partie aval, ce qui a conduit à choisir prioritairement ce secteur et, au sein de celui-ci, à étudier, tout particulièrement, le bassin versant du Grand-Morin. Ce dernier constitue un espace charnière où s'imbriquent et entrent en concurrence différents domaines, agricole, périurbain et urbain (Muxart, 1992). Cette situation en fait un espace expérimental complexe qu'il a été nécessaire de découper en Unités Spatiales Fonctionnelles (USF) hiérarchisées. Ainsi, un emboîtement des USF a été identifié, allant des bassins versants élémentaires et composites (USF d'ordre inférieur: la plupart des affluents du Grand-Morin) au bassin versant du Grand-Morin (USF d'ordre moyen).

2.2 - SITES EXPERIMENTAUX ET ETAT DES DONNEES

2.2.1 - Le bassin de la Marne (12800 km²)

La Marne est un affluent rive droite de la Seine et ses sources proviennent du plateau de Langres (*figure 2.1 a*). Elle présente une dénivellation de 393 m sur un parcours de 506 km. Le réseau hydrographique dense dans la partie amont et dans la Brie (Grand-Morin) se raréfie dans la zone crayeuse de la partie médiane du bassin. Le climat de la Marne présente, de l'Ouest à l'Est, une accentuation très nette des influences continentales. Les moyennes pluviométriques sont de plus de 1000 mm dans la partie Est à 600 mm dans la partie Ouest. Le maximum pluviométrique se situe le plus souvent en janvier et le minimum en mars-avril.

Le bassin de la Marne représente une succession de plaines et de plateaux dont les systèmes de pentes sont très semblables: importantes superficies à faible pente interrompues par des secteurs à pente forte d'extension limitée.

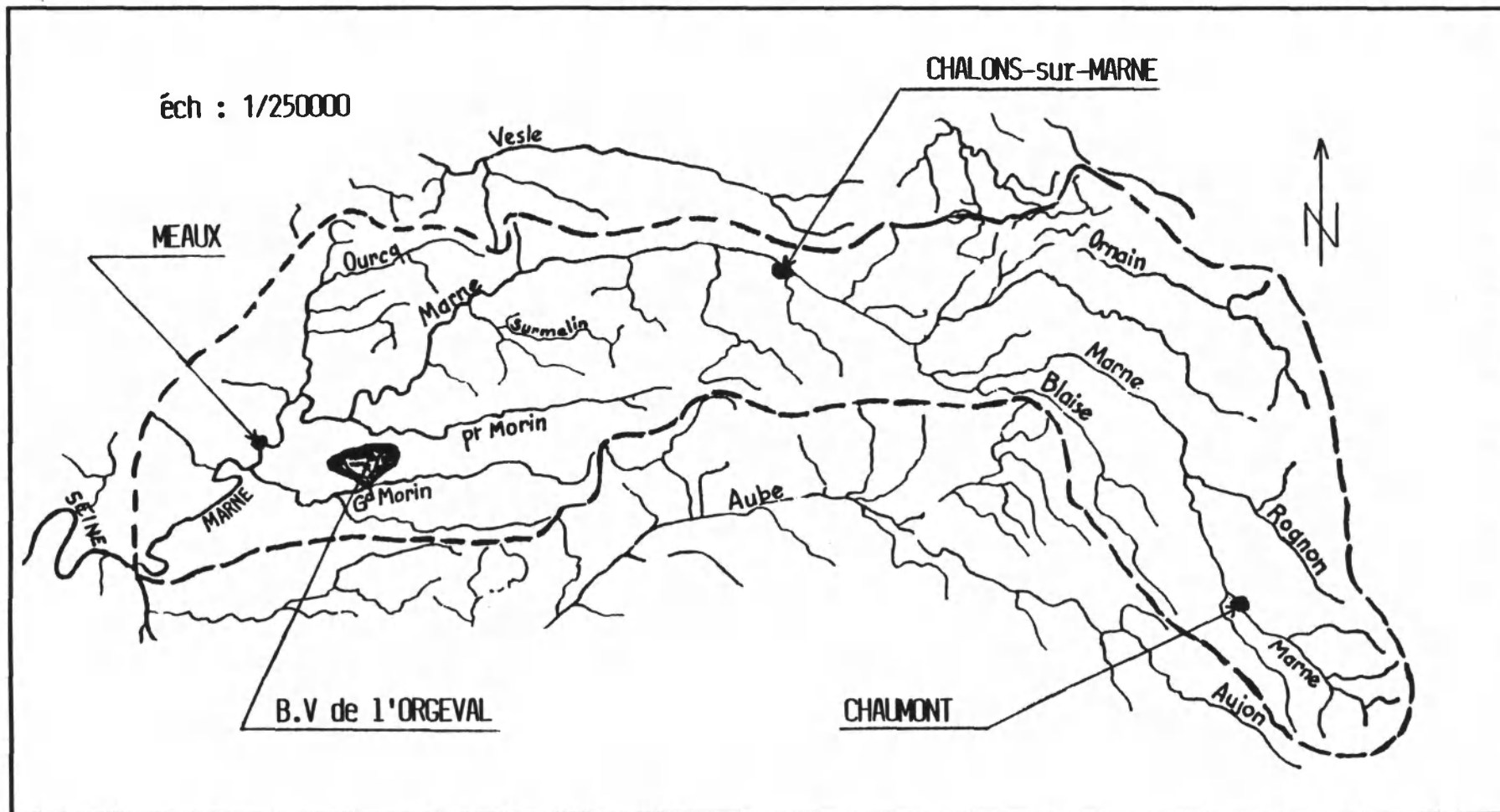


Figure 2.1-a. Bassin versant de la Marne

Les régimes des affluents reflètent la nature des terrains traversés: à la régularité des cours d'eau de la craie, s'oppose la violence des crues des rivières du Perthois et de la Champagne humide, et aussi la sévérité des étiages à l'amont du bassin.

La région est encore largement agricole (céréaliculture dans les plaines et sur les plateaux, viticulture sur certains versants). Structurée à l'Est par un réseau de villes moyennes, elle est soumise à l'Ouest à la pression de l'agglomération parisienne (Guerrini, 1992) urbanisation et industrialisation). Les différents types d'occupation du sol dans le bassin sont indiqués dans le *tableau 2.1.*

<i>Type d'occupation</i>	<i>Surface (x. 1000 ha)</i>
Cultures industrielles	24
Cultures fourragères	69
Plantes sarclées légumes de plein champ	89
Céréales	365
Autres	21
Bois	310
Surfaces toujours en herbe	241
Vignes	11
Territoire non agricole	128

Tableau 2.1. Occupation du sol dans le bassin de la Marne (ASEN et AFBSN, 1987).

Les activités industrielles sont nombreuses à proximité de la Marne ou de ses affluents. La partie supérieure du bassin comporte des industries tournées particulièrement vers la métallurgie et le bois. La partie moyenne est dominée par l'industrie agro-alimentaire et chimique. Enfin la partie inférieure du bassin est caractérisée par un tissu industriel très divers d'autant plus dense que l'on se rapproche de Paris.

Il faut signaler que l'installation en 1986 du complexe touristique (Euro Disney) dans la partie aval du bassin proche de Marne-la-vallée et à quelques kilomètres en amont des prises d'eau de la Marne, a dénudé le sol sur une superficie de plus de 1943 ha.

La base de données établie sur la Marne par la CGE, le CRECEP, la SAGEP et l'ASEN comprend les données de débits et les M.E.S sur 20 ans pour

la station de Saint Maur et les M.E.S sur 10 ans pour la station de Neuilly-sur-Marne (située à 5 km à l'amont de Saint Maur). S'y ajoutent les valeurs de débit de la base HYDRO sur la Marne (aux stations de Noisiel et Meaux) et sur le Grand-Morin (station de Montry). Selon les stations, le pas de temps de mesure des M.E.S varie de 1 à 5 fois par semaine, tandis que les relevés de turbidité sont réalisés 1 fois par jour (*tableau 2.2*).

<i>Stations</i>	<i>M.E.S (mg l⁻¹)</i>	<i>Turbidité</i>
Saint Maur	<p><i>de novembre 1971 à mars 1985</i></p> <p>1 prélèvement instantané journalier/semaine</p> <p><i>d'avril 1987 à septembre 1990</i></p> <p>5 prélèvements instantanés journaliers/semaine</p>	<p><u>Unité</u></p> <p><u>NTU</u> <i>de janvier 1987 à septembre 1990</i></p> <p>1 prélèvement instantané journalier/semaine</p>
Neuilly-sur-Marne	<p><i>de janvier 1976 à mai 1984</i></p> <p>5 prélèvements instantanés journaliers/semaine</p> <p>données manquantes sur 1978</p> <p><i>de juin 1984 à juin 1990</i></p> <p>2 prélèvements instantanés journaliers/semaine</p>	<p><u>Unités</u></p> <p><u>GM</u> <i>de janvier 1979 à décembre 1983</i></p> <p>1 prélèvement instantané journalier/semaine</p> <p><u>mg SIO₂/l</u> <i>de juin 1984 à juin 1990</i></p> <p>2 prélèvements instantanés journaliers/semaine</p> <p><u>FTU</u> <i>de mars 1986 à juin 1990</i></p> <p>1 prélèvement instantané journalier/semaine</p>

Tableau 2.2. Etat des données de qualité des eaux disponibles sur le bassin versant de la Marne.

2.2.2 - Le bassin versant du Grand-Morin (770 km²)

Le bassin versant du Grand-Morin (*figure 2.1 b*) s'étend sur des plateaux limoneux et argileux entaillés par des vallées aux versants pentus. Une première étude a montré que ce bassin versant connaît une pluviométrie moyenne annuelle de 678 mm (période 1950-1990) avec un écart type de 29 mm, soit une distribution annuelle comprise entre 590 et 750 mm (Muxart et al., 1991).

L'analyse des Recensements Généraux de l'Agriculture fait ressortir le caractère encore très agricole du bassin versant du Grand-Morin. On peut estimer que la superficie agricole utilisée occupe plus de 65% de cet espace. L'orientation technico-économique de la majorité des exploitations est de type céréales et autres grandes cultures. Les superficies toujours en herbe diminuent fortement avec la disparition des troupeaux. Elles deviennent terres labourables après drainage. Vers l'aval, les activités se diversifient. Dans ce secteur, l'urbanisation et l'industrialisation croissantes augmentent les surfaces imperméabilisées; celles-ci favorisent une évacuation plus rapide des eaux de ruissellement chargées en polluants divers, augmentant les risques de crue.

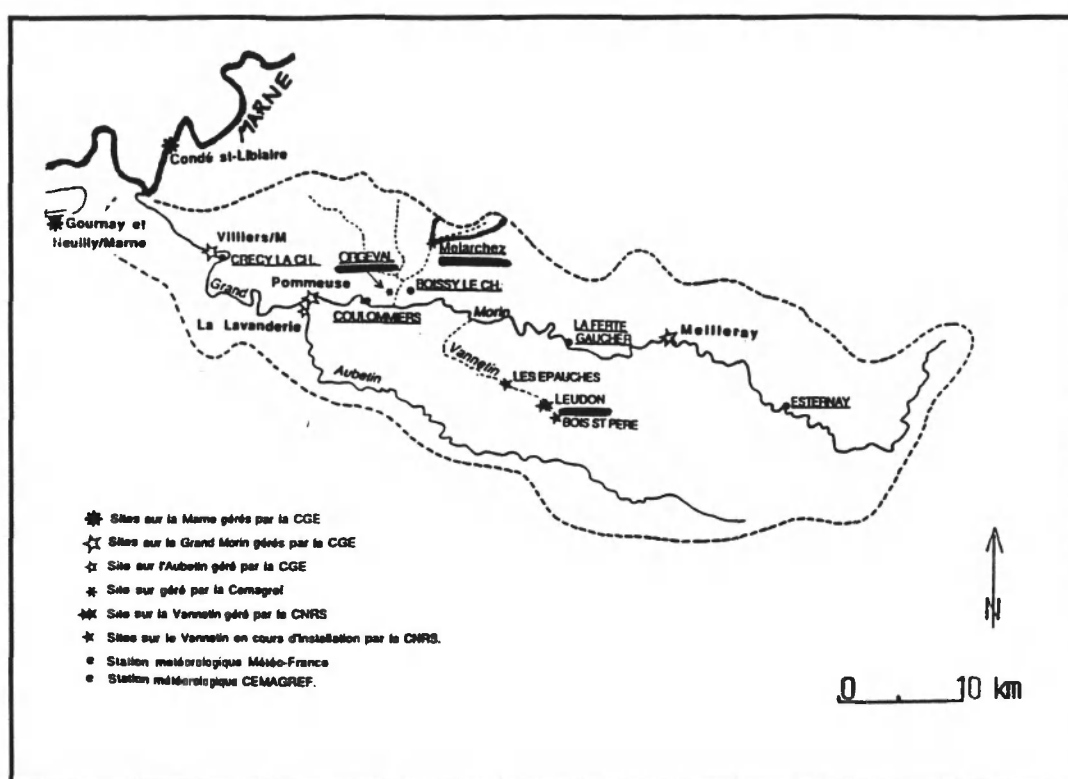


Figure 2.1 b. Bassin versant du Grand-Morin et localisation des stations de mesure (Muxart, 1992).

Le suivi de la qualité des eaux du Grand-Morin a été possible à partir de mai 1991, par l'implantation de quatre stations de mesure par la CGE (Compagnie Générale des Eaux). Nous disposons, à la station de Pommeuse qui draine une superficie de 770 km² d'une année de mesure des M.E.S et du Débit. En l'absence de crues marquantes durant la période de 1991-1992, les M.E.S sont restées faibles.

2.2.3 - Le bassin de l'Orgeval (104 km²)

Le bassin de l'Orgeval se trouve en Seine-et-Marne, dans le Bassin Parisien (Brie), (Colloque du 25^{ème} anniversaire de l'Orgeval). C'est un affluent secondaire de la Marne; il se jette en rive droite du Grand-Morin à 2 km en amont de Coulommiers (*figure 2.2*). C'est un bassin représentatif et expérimental de 104 km² créé en 1962 par le Ministère de l'Agriculture et géré par le CEMAGREF (Centre National du Machinisme Agricole, du Génie Rural des Eaux et des Forêts). Ce bassin est soumis à un climat océanique tempéré. La nature géologique du sous-sol est sédimentaire d'âge tertiaire (oligocène et éocène). La formation de Brie forme l'ossature du plateau et est représentée essentiellement par des calcaires siliceux ou marneux, des argiles et des meulière. On note également la présence de la butte de Doue de faible superficie constituée par des sables de Fontainebleau coiffée d'une couche de calcaire de Beauce. La majeure partie du bassin est recouverte par des limons de plateau d'origine loessique rougeâtres ou jaunâtres (épaisseur pouvant atteindre 10 m), caractérisés par une faible perméabilité. Le sol des plateaux est du type brun lessivé, à texture limono-sableuse à limono-argileuse.

L'essentiel de la couverture végétale est représenté par des cultures: céréales (blé, escourgeon, maïs), colza, lin, tournesol, féveroles, petits-pois, luzerne. Du point de vue hydrologique, le bassin est suivi depuis 1962. Par contre pour la qualité des eaux et particulièrement les M.E.S, seules des mesures moyennes sur trois jours sont disponibles de 1978 à 1980 (nombreuses lacunes sur 1978). Des simulations de pluies artificielles ont été effectuées sur le bassin afin d'étudier les comportements hydraulique et dynamique des sols (Jarry, 1987 et Boureghda, 1988). Aussi, l'humidité du sol est depuis quelques années un axe majeur de recherches sur ce bassin qui a fait l'objet de plusieurs publications (Loumagne, 1988 et Benallègue, 1990).

2.2.4 - Le bassin de Mélarchez (7 km²)

Le bassin de Mélarchez constitue un sous-bassin situé dans la partie Est du bassin de l'Orgeval (*figure 2.2*).

Ce bassin d'une superficie de 7 km², est en totalité agricole, à vocation céréalière (65% en incluant le maïs) dont la majeure partie est en blé. Les prairies permanentes occupent 1% de la superficie et les zones boisées (2.7%). Une carte des cultures est établie chaque année depuis 1975.

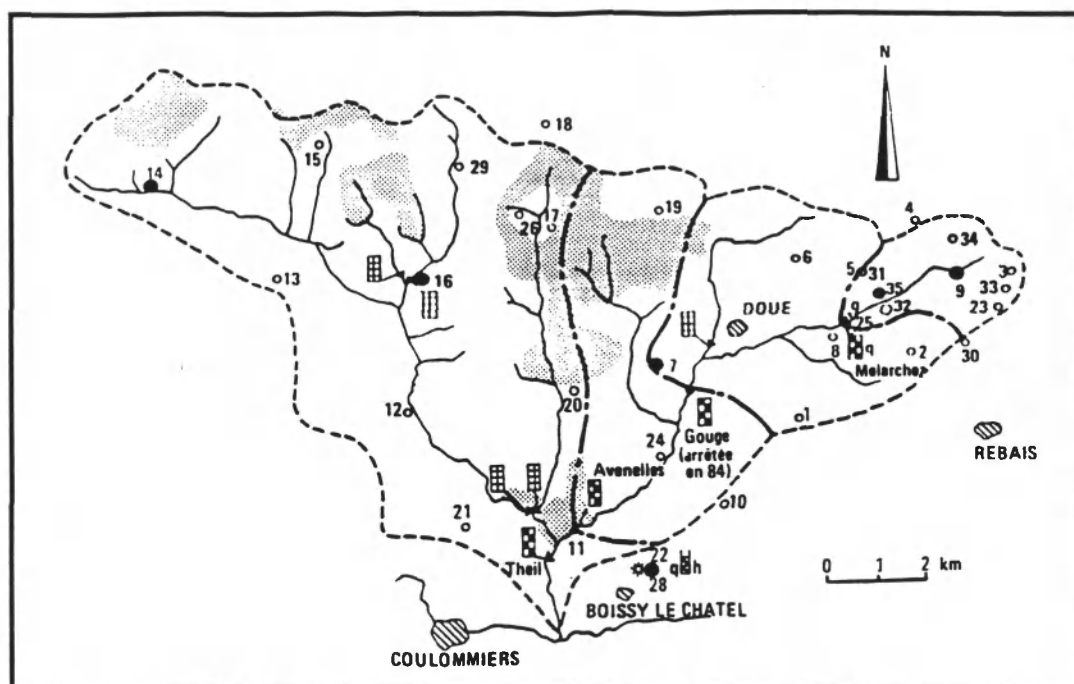


Figure 2.2. Bassin versant de l'Orgeval, sous-bassin de Mèlarchez.

Le relief est très peu marqué et les pentes sont faibles (pente moyenne du ru 8.7 m km^{-1}). Le drainage naturel s'effectue par le *ru de Fosse Rognon*, dont la longueur du lit entre l'exutoire et la source est de 3.7 km. Le bassin de Mèlarchez est caractérisé par un drainage artificiel intensif puisque plus de 85% de sa superficie est drainée. Le bassin de Mèlarchez a fait l'objet de recherches de mise au point d'un modèle pluie/débit (Edijatno, 1991) et d'un modèle de transfert de nitrates (Ma, 1991).

L'hydrologie du bassin est suivie depuis 1962 et à partir de 1975 ont débuté des mesures de qualité des eaux (M.E.S, nitrates, phosphates...).

Le débit et la pluie sont mesurés en continu et enregistrés à pas de temps variables. On peut traiter ces données à pas de temps horaire ou journalier. La concentration de M.E.S est journalière de Janvier 1976 au 11 Octobre 1977. La mesure de la concentration dans ce cas est faite sur un échantillon composé de prélèvements instantanés toutes les heures. Pour ces deux années, nous disposons également des concentrations toutes les huit heures.

A partir de 1978, et pour des raisons d'économie, les données disponibles sont réduites à une concentration moyenne sur trois jours. Dans ce cas, l'analyse est effectuée sur un échantillon moyen sur 3 jours constitué à partir de prélèvements instantanés réalisés toutes les 3 heures.

Afin de pouvoir modéliser le transfert des M.E.S lors des crues, un deuxième préleveur a été installé début 1992 et nous a permis de prélever des échantillons horaires durant les quatre crues qui ont pu être échantillonnées.

2.2.5 - Le bassin de Leudon (5 km²)

Le site de mesure de Leudon-en-Brie correspond à un sous bassin amont du Vannetin, deuxième affluent du Grand-Morin (*figure 2.3*). Ce sous bassin d'une superficie de 5 km² et de pente comprise entre 3.5 et 0.5%, est un bassin agricole dont l'occupation du sol est voisine de celle du bassin de Mélarchez. Une station de mesure de débit, de pluie et des M.E.S a été installée par l'URA 141 (Penven, 1991), afin de pouvoir comparer les deux types de situation, limoneuse pour Mélarchez et plus argileuse pour le Leudon, l'une et l'autre sont caractéristiques du bassin de la Marne.

L'installation des équipements étant récente (mai 1991), nous ne disposons que des données de trois crues sur 1992. Les pluies sont mesurées par le seul pluviographe installé sur le site et les concentrations de M.E.S sont des mesures ponctuelles (le pas de temps de prélèvement varie de 15 à 45 mn).

2.2.6 - Le bassin de Naizin (12 km²)

La pauvreté des données anciennes et la sécheresse persistante sur l'île de France au cours du programme de recherche nous ont conduit à utiliser le bassin versant représentatif et expérimental (B.V.R.E) situé sur la commune de Naizin au Nord-Est du département du Morbihan et intégré dans le bassin versant du Blavet (*figure 2.4*). Ce bassin d'une superficie de 12 km² se caractérise par une agriculture intensive, production animale hors sol, intensification de la production laitière et apparition depuis quelques années d'une forte production légumière de conserve (*tableau 2.2 bis*). Les sols sont limoneux, bruns acides sur les sommets et dans les pentes et gleys et semi-gleys dans les bas-fonds. L'abondance de matières organiques, la texture, la structure et la porosité du sol favorisent une bonne stabilité.

Ce bassin est géré par le Groupement de Rennes du CEMAGREF et un suivi hydrologique constant est effectué depuis 1971. Les concentrations des M.E.S généralement faibles deviennent bien plus importantes lors des crues. Des mesures de concentrations en M.E.S sont effectuées depuis 1975 et ont été intensifiées en 1987 avec un prélèvement toutes les demi-heures (en cas de crue).

	Mais	Céréales	Cultures fouragères	Prairies permanentes	Prairies temporaires	Légumes de conserve
1972	16	34	-	50	0	0
1981	30	22	-	45	3	0
1984	23	22	12	37	6	0
1990	29	25	6	3	20	17

*Tableau 2.2 bis. Occupation du sol (en %) dans le bassin versant de Naizin
(Cann, 1991).*

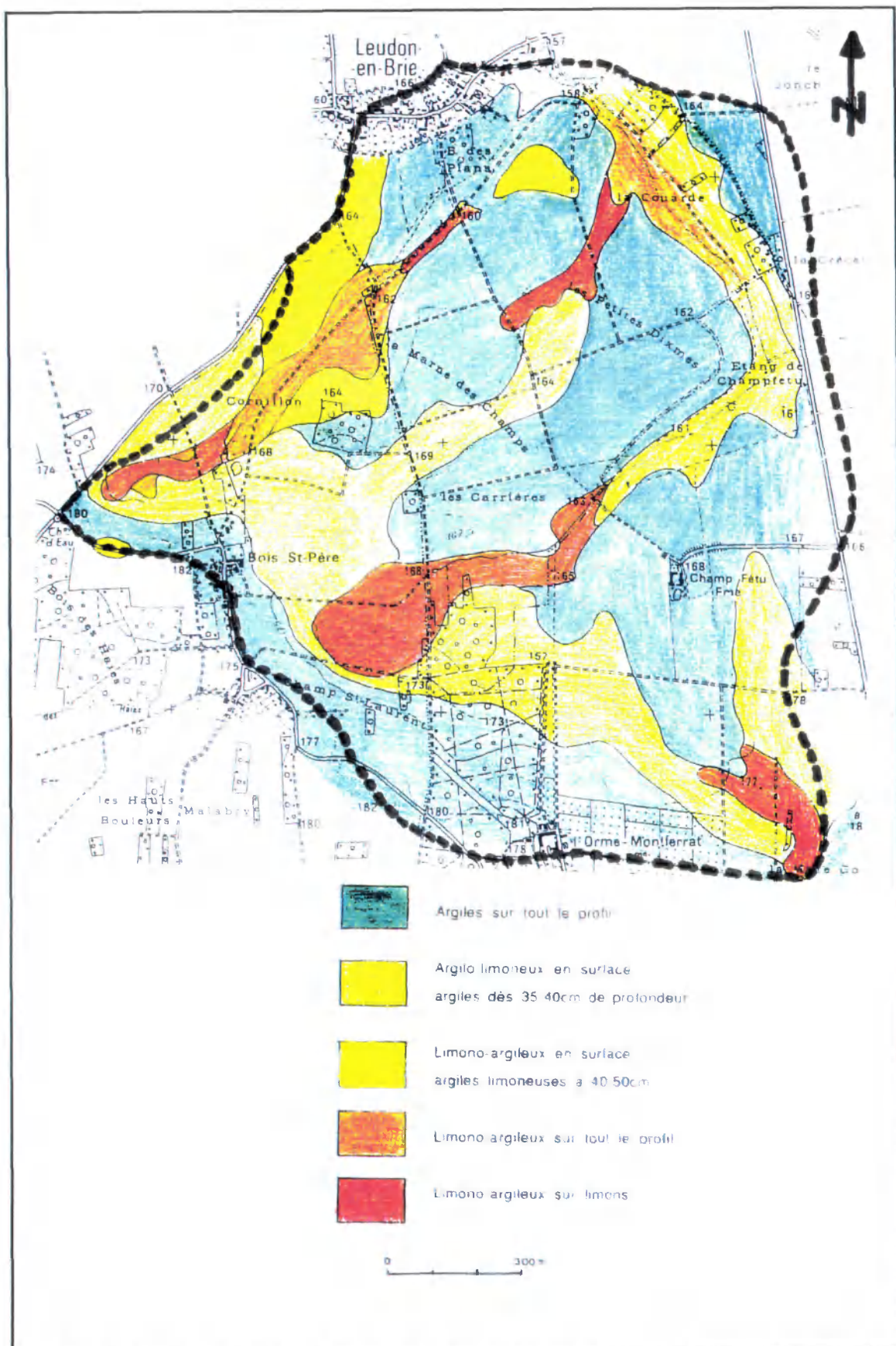


Figure 2.3. Bassin versant de Leudon en Brie. Carte simplifiée des formations superficielles (Penven, 1991).

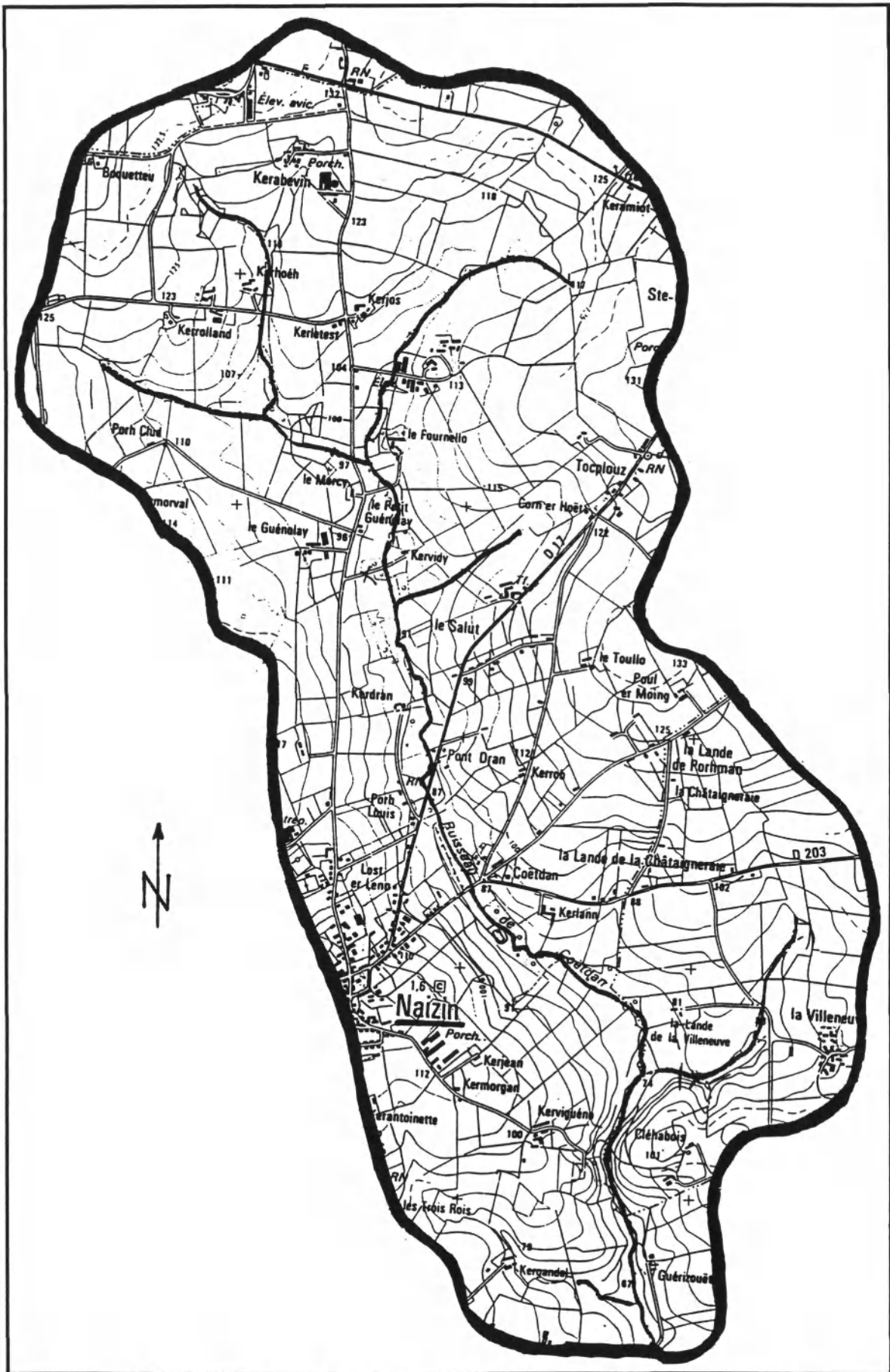


Figure 2.4. Bassin versant de Naizin.

2.3 - ETAT DES TRAVAUX ANTERIEURS

Avant de choisir l'approche de modélisation à adopter, il est important de mentionner les résultats déjà obtenus dans ce domaine. Une étude a été faite par Belamie (1982) sur des campagnes de mesures couvrant 7 années (de 75 à 81) sur le bassin versant de Mélarchez. Cette étude, qui repose sur des représentations graphiques du débit et de la concentration des M.E.S, a permis de montrer qu'à l'échelle annuelle les pertes moyennes à l'exutoire restent globalement proportionnelles au débit, avec toutefois des variations de détail. La concentration de M.E.S manifeste une grande variabilité, ce qui rend indispensable l'étude particulière de chaque épisode pluvieux où les relations concentration/débit peuvent être ajustées à des fonctions exponentielles.

2.3.1 - Etude du comportement hydrodynamique et mécanique du sol de l'Orgeval

Une étude du comportement hydrodynamique et mécanique des sols (sensibilité à l'érosion en nappe) limoneux du bassin versant de l'Orgeval a été menée sur des parcelles expérimentales à l'initiative du CEMAGREF en vue, notamment, de mieux comprendre les causes du ruissellement et de l'érosion de ces sols et de prévenir ou de corriger les conséquences en aval. L'étude du comportement hydrodynamique et de la variation du ruissellement en fonction des paramètres du sol du bassin de l'Orgeval a été faite à partir de 132 essais de simulation de pluie artificielle sur des parcelles d'une superficie de 1 m² (Jarry, 1987). Ces essais ont permis de mettre en évidence l'effet majeur de l'état de surface du sol que l'on peut caractériser par le pourcentage de mottes. Les relations reliant le ruissellement à la pente, à l'humidité antérieure et à la végétation ne sont pas significatives. Par contre, les cultures de printemps ont une aptitude au ruissellement plus importante par rapport aux cultures d'hiver ce qui rejoint les résultats de Trevisan (1986). L'interprétation de ces essais a été poursuivie par Bouregghda (1988) et nous présentons ici les résultats des essais de Mai 1986 sur 17 parcelles expérimentales de 1 m². Ces parcelles sont implantées en partie dans un champ de blé (4 parcelles) et sur un semis de maïs, de petits-pois et de betteraves (13 parcelles). Ces dernières sont considérées comme sol nu car les plantes étaient en début de germination, alors que le blé avait une hauteur de 25 cm. L'expérience consiste en l'application d'une seule averse à 60 mm h⁻¹ d'intensité pendant 45 mn sur chaque parcelle.

2.3.1.1 - Etat initial du sol des parcelles expérimentales

Selon les données du *tableau 2.3*, les sols sont pauvres en matières organiques. La rugosité des sols est faible sauf pour les six dernières parcelles de semis. La porosité du sol est peu variable d'une parcelle à l'autre, par contre les teneurs en eau sont beaucoup plus variables.

N° Parcelles	HV %	P %	mottes %	M.O 0/00	K $10^{-5} m s^{-1}$	I_S	I_B
1	24.49	3.2	15-20	14.4	4.14	4.46	0.28
2	24.35	2.0	25-30	18.0	3.73	3.91	0.30
3	24.47	1.9	10	18.2	4.23	5.06	0.28
4	25.32	3.2	20-25	18.9	6.34	3.16	0.36
5	31.11	2.0	10	20.6	3.25	9.35	0.32
6	31.61	2.5	15-20	14.4	3.09	11.71	0.19
7	33.49	2.0	20-30	16.6	4.36	8.88	0.22
8	34.04	1.0	70	15.1	3.22	10.40	0.21
9	35.16	3.0	45	15.4	4.93	5.18	0.18
10	36.12	0.8	60	14.4	3.28	8.99	0.19
11	35.34	2.0	65	19.2	5.10	3.90	0.27
12	36.5	2.5	46	11.6	3.29	9.91	0.18
13	37.48	1.4	40	17.8	4.59	5.82	0.26
14	28.61	2.3	10	18.7	5.47	5.68	0.30
15	31.19	0.5	5	17.9	5.18	3.50	0.28
16	31.75	5.0	27	10.4	3.99	6.58	0.14
17	41.22	4.5	10	27.6	7.30	2.25	0.24

HV : humidité volumique, P : pente, M.O : matière organique

K : conductivité hydraulique, I_S : indice d'instabilité structurale, I_B : indice de battance.

Tableau 2.3. Etat initial des paramètres du sol (Bouregdda, 1988).

Les coefficients d'instabilité structurale I_S , d'indice de battance I_B et la conductivité hydraulique k présentés dans le *tableau 2.3* montrent que le sol de l'Orgeval présente une stabilité structurale très faible (I_S très élevé). La conductivité hydraulique du sol de l'Orgeval est très faible, et une corrélation entre I_S et k semble confirmer que les sols perméables sont plus stables; cette stabilité dépend de la teneur en matières organiques.

2.3.1.2 - Résultats des essais

Selon les résultats hydrodynamiques illustrés dans le *tableau 2.4*, et compte tenu de l'état initial du sol, il semble qu'une surface rugueuse nécessite une pluie d'imbibition P_i plus élevée (P_i est le seuil à partir duquel apparaît le ruissellement). Dans les parcelles où la structure en mottes est plus développée, les écarts de P_i sont donc assez importants (P_i varie de 5 à 30 mm). L'influence de l'état de surface semble se limiter à la rugosité introduite par l'abondance et la disposition des mottes à la surface. Les fortes valeurs de l'intensité du ruissellement R_x prouvent que les sols sont sensibles à la dégradation physique. Il a été constaté qu'à l'échelle de la parcelle, les intensités du ruissellement sont assez contrastées (R_x varie de 20 à 57 mm sur semis avec des valeurs égales ou supérieures sur blé). Il semble que dans le cas du semis, la résistance au ruissellement augmente avec l'humidité. Ces constatations laissent supposer qu'un sol humide résiste mieux à la battance. Il résulte de ces essais que dans ce cas précis de faible pente, celle-ci n'a pas d'effet sur le ruissellement ce qui rejoint les résultats de Roose (1973). La teneur en eau, ainsi que la rugosité exprimée par la présence de mottes, réduisent le ruissellement; de même, la richesse du sol en matières organiques favorise l'infiltration et par conséquent réduit le ruissellement.

Les résultats des transports solides relatifs à toutes les parcelles confirment la corrélation qui existe entre la concentration de M.E.S et le ruissellement. La concentration dépend très peu de la rugosité et de la teneur en eau. La réduction de la concentration par la présence de matières organiques est confirmée. Comme pour le ruissellement, la pente influe peu sur la concentration de M.E.S mais semble avoir de l'effet sur la charge globale E mesurée à l'exutoire. La pellicule de battance réduit l'érosion; en revanche, aucune relation n'a pu être dégagée vis à vis du coefficient d'instabilité structurale I_S .

Si l'on se propose de calculer un flux moyen relatif aux 17 parcelles, celui-ci serait égal à $280.5 \text{ g m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Transposée au bassin de Mélarchez, cette pluie serait à l'origine d'un flux de $280500 \text{ kg km}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Cette valeur est irréaliste car la plus forte pluie horaire observée sur Mélarchez est de l'ordre de 10 mm d'une part, et d'autre part, les M.E.S observées pour cette pluie n'ont jamais dépassé 2 g l^{-1} (ce qui correspond à un flux de $800 \text{ kg km}^{-2} \text{ h}^{-1}$).

La complexité des facteurs étudiés à l'échelle du m^2 ne peut se transposer directement à l'échelle du bassin versant, du fait que les différents paramètres n'y

sont pas connus. Les influences en sens inverse selon les sites de certains facteurs laissent d'ailleurs penser que leur effet s'annule à l'échelle du bassin versant.

N° <i>Parcelles</i>	P_i <i>mm</i>	R_x <i>mm h⁻¹</i>	C_m <i>g l⁻¹</i>	E <i>g m⁻² h⁻¹</i>
1	9.8	57.0	11.0	293
2	13.0	35.8	4.0	106
3	8.8	46.4	10.7	285
4	5.5	48.0	10.6	282
5	5.0	43.4	4.8	128
6	5.0	55.0	9.4	250
7	4.5	45.0	10.2	272
8	17.5	20.0	5.9	156
9	4.6	29.7	9.7	258
10	37.0	> 31	7.9	210
11	32.0	>25	8.9	237
12	5.0	57.2	10.4	277
13	30.0	>16	5.4	143
14	9.0	46.8	4.7	125
15	10.5	>15	5.45	145
16	5.0	44.7	9.7	258
17	9.8	21.0	7.6	203

*P_i : pluie d'imbibition, R_x : intensité de ruissellement
C_m : concentration moyenne des M.E.S, E : charge de M.E.S totale.
Tableau 2.4. Résultats des essais (Boureghda, 1988).*

2.3.2 - Modélisation statistique des M.E.S sur le bassin de Mélarchez

La modélisation des M.E.S et des débits solides nécessite des études préalables permettant de localiser les zones les plus érodibles, et d'identifier les facteurs principaux (pluie, débit) influant sur l'érosion. L'approche statistique, et en particulier l'analyse des régressions simples et multiples, est la plus simple pour mettre en évidence les facteurs importants, en profitant de la longue série de données mesurées en continu sur le bassin. Les résultats des méthodes statistiques restent plus proches de la réalité que ceux calculés par les méthodes déterministes empiriques (non calibrées sur le bassin).

2.3.2.1 - Régression sur les concentrations

Comme nous l'avons déjà signalé, les concentrations de M.E.S sont des moyennes journalières sur 1976 et 1977, et des moyennes sur trois jours sur le reste de la période. Nous avons observé une diminution appréciable de la concentration à partir de 1985 liée à un remembrement du bassin ayant entraîné la création de fossés, l'aménagement du lit de la rivière et la dérivation du ru du bassin. C'est pourquoi, nous avons divisé la période en deux: l'une de 1976 à 1984 et l'autre de 1985 à 1989.

Sur la période de 1976 à 1984 la régression linéaire simple exprimant $LOG(C)$ en fonction de $LOG(Q)$ a permis d'avoir un coefficient de détermination moyen ($R^2 = 0.5$) et une représentation graphique acceptable (*figure 2.5*). La fonction linéaire qui relie C à Q est la suivante:

$$LOG(C) = -1.21 + 0.97 LOG(Q) \quad (2.1)$$

où C est exprimée en $mg\ l^{-1}$ et Q en $l\ s^{-1}$.

L'introduction de la pluie journalière comme deuxième variable explicative n'améliore pas la régression. Etant donné que la pluie est une variable intrinsèque, nulle sur un jour et forte sur un autre, il est préférable de considérer la valeur maximale journalière sur trois jours. Dans ce cas une légère amélioration est obtenue puisque R^2 passe de 0.5 à 0.53. L'amélioration n'étant pas significative, nous avons pensé faire intervenir la pluie maximale horaire sur la journée mais les résultats ne sont pas meilleurs ($R^2 = 0.53$).

Sur la période de 1985 à 1989, les coefficients de détermination des régressions simple et multiple sont médiocres. Ces résultats supposent que le débit et la pluie ne sont pas suffisants pour expliquer les variations de la concentration et le changement de comportement du bassin. L'étude détaillée figure dans Gafrej, 1990.

2.3.2.2 - Régressions sur la charge sédimentaire

La charge solide M exprimée par le produit CQ est nettement mieux corrélée au débit (ce qui est normal puisque le débit figure dans chaque partie de l'équation). En effet la régression linéaire simple entre $LOG(M)$ et $LOG(Q)$ permet d'avoir un coefficient de détermination de 0.71 et une représentation graphique plutôt bonne (*figure 2.6*). De même que pour la concentration, la pluie n'a permis aucune amélioration.

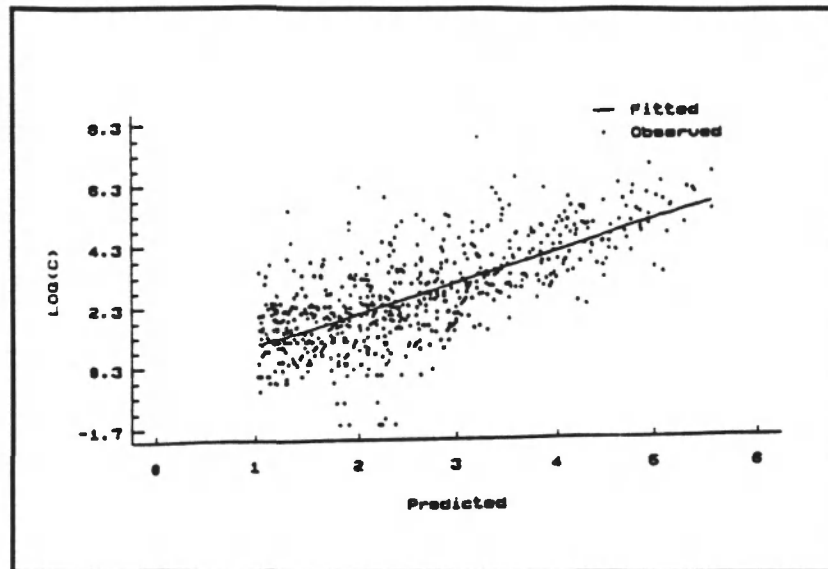


Figure 2.5. Graphique de la régression simple de la concentration en fonction du débit. Bassin versant de Mélarchez - 1976/1984 (Gafrej, 1990).

2.3.2.3 - Saisonnalisation

Les débits, liés à une différence d'évaporation, sont plus importants l'hiver que l'été d'où une production de matières en suspension plus élevée. De ce fait, nous avons découpé l'année en deux périodes et étudié le comportement de chacune. Le découpage saisonnier a été le suivant:

- période "humide" : du 1^{er} Novembre au 30 Avril;
- période "sèche" : du 1^{er} Mai au 31 Octobre

La prise en compte de deux périodes sur la période de 1976 à 1989 donne une meilleure représentation graphique de la charge sédimentaire (*figure 2.7 et figure 2.8*). Le *tableau 2.5* montre une amélioration du coefficient de détermination de 12 % (Gafrej et Leviandier, 1992a).

2.3.2.4 - Etude du phénomène d'hystérésis

La variabilité de la concentration ne permet pas une synthèse d'ensemble, et oriente les recherches vers l'étude détaillée des crues. Des mesures de concentrations à pas de temps de huit heures ont été faites sur Mélarchez sur une durée de cinq années. Malheureusement ces mesures n'ont pas été effectuées en continu. Elles ne comptent que 719 enregistrements de 1975 à Mars 1979. La représentation graphique de la concentration en fonction du débit pour 9 crues séparées (Gafrej, 1990) a permis de détecter un phénomène d'hystérésis sur le bassin.

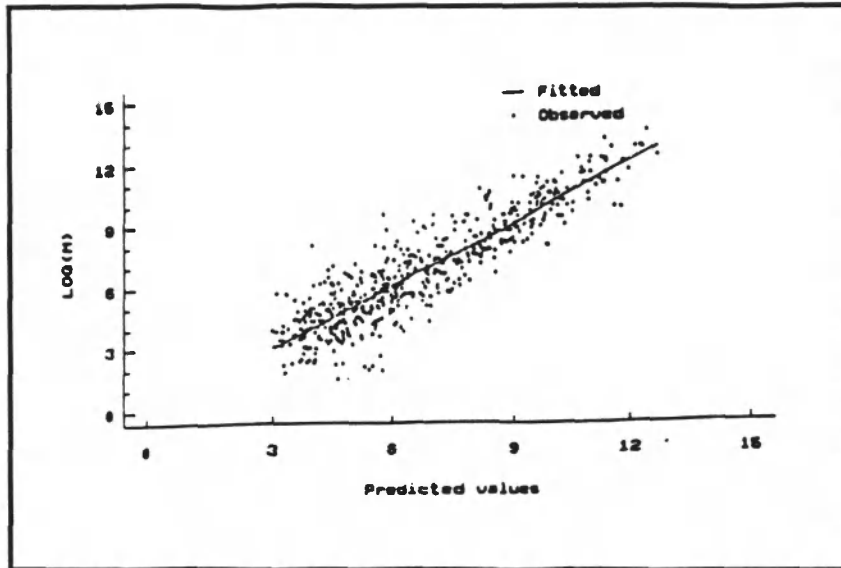


Figure 2.6. Graphique de régression simple de la charge sédimentaire en fonction du débit. Bassin versant de Mélarchez - 1976/1984 (Gafrej, 1990).

Périodes	Régressions multiples	R ²
périodes humides	$LOG(M) = -0.43 + 1.64 LOG(Q) + 0.15 LOG(P)$	0.83
périodes sèches	$LOG(M) = 1.28 + 1.29 LOG(Q) + 0.018 LOG(P)$	0.67

Tableau 2.5. Résultats des régressions simples relatives aux deux périodes (Gafrej, 1990).

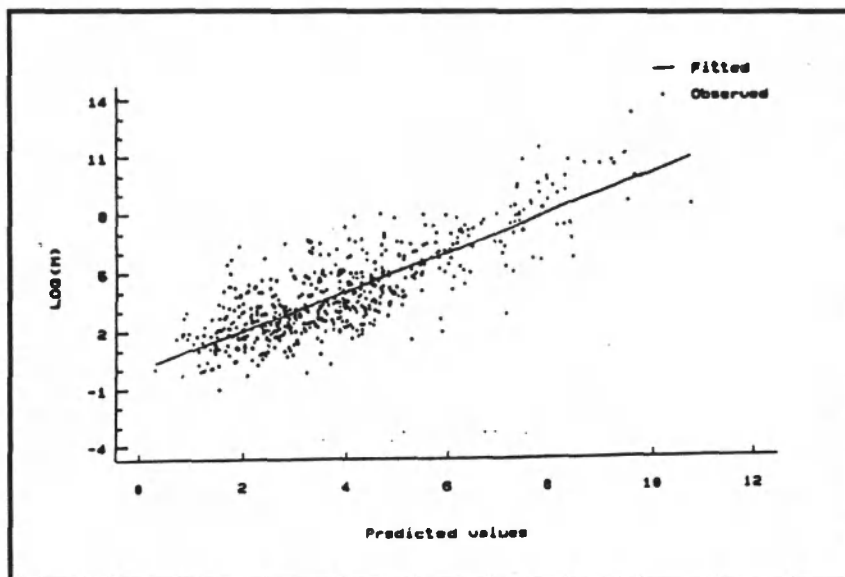


Figure 2.7. Graphique de la régression multiple de la charge sédimentaire en fonction du débit et de la pluie en périodes sèches. Bassin versant de Mélarchez - 1976/1989 (Gafrej, 1990).

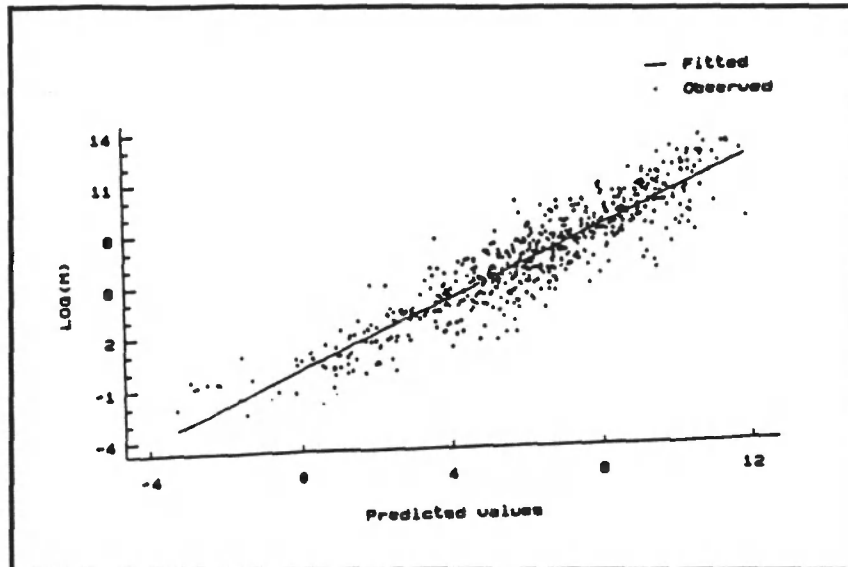


Figure 2.8. Graphique de la régression multiple de la charge sédimentaire en fonction du débit et de la pluie en périodes humides.
Bassin versant de Mélarchez - 1976/1989 (Gafrej, 1990).

L'étude de ce phénomène découle de la représentation graphique de la concentration C en fonction du débit Q et de la représentation chronologique de C et de Q . Ainsi quand le pic de la concentration est en avance par rapport à celui du débit, on observe une boucle d'hystérésis dans le sens des aiguilles d'une montre "clockwise-loop" (figures 2.9 et 2.10). C'est ce type d'hystérésis qui est le plus souvent rencontré dans la nature (Meybeck, 1985). La même boucle est obtenue quand les pics du débit et de la concentration coïncident. Ceci veut dire que ce cas de figure est dû essentiellement au rapport C/Q à la montée de la crue "rising limb" qui est supérieur à celui de C/Q à la décrue "falling limb" pour un même débit. La concentration à la montée de la crue peut être inférieure à celle de la décrue ce qui donne une boucle d'hystérésis dans le sens contraire des aiguilles d'une montre "counterclockwise-loop"; ce cas de figure est rare sur Mélarchez. Une étude détaillée générale des formes d'hystérésis figure dans Williams, 1989.

Le facteur d'hystérésis donnant une boucle dans le sens des aiguilles d'une montre (cas de Mélarchez) est dû essentiellement à:

- un épuisement des sédiments disponibles avant l'apparition du pic du débit; cet épuisement est dû soit à l'insuffisance de l'apport en sédiments soit à l'exportation de ceux-ci par l'écoulement;
- une fixation des matériaux solides des sols actuellement disponibles par l'évolution des conditions d'humidité;
- la proximité de l'exutoire des zones les plus productives.

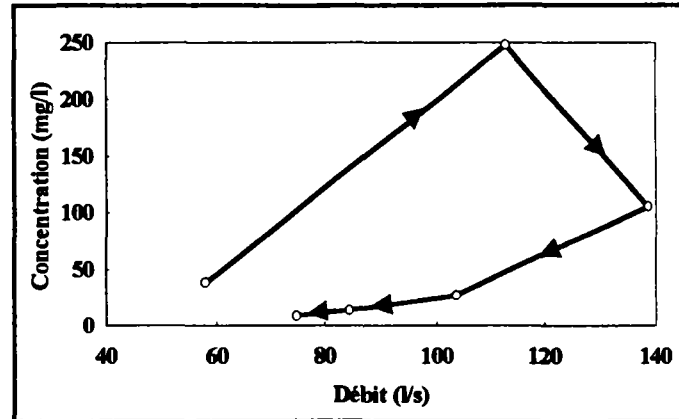


Figure 2.9. Hystérésis de la crue du 15 février 1977.
Bassin versant de Mélarchez.

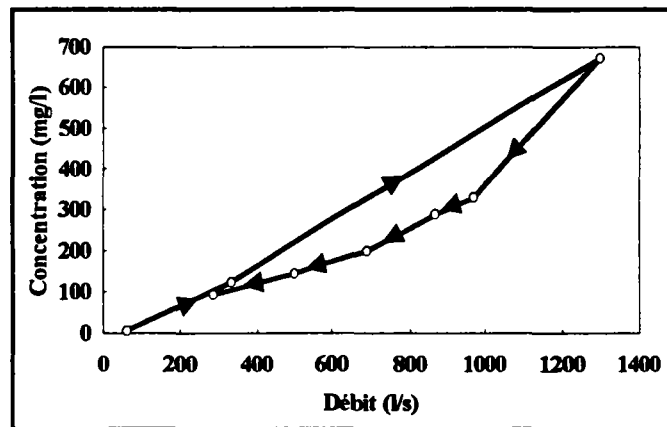


Figure 2.10. Hystérésis de la crue du 3 avril 1977.
Bassin versant de Mélarchez.

2.3.3 - Modélisation de l'érosion et du transfert des M.E.S sur le bassin de Mélarchez

Nous présentons deux modèles de la littérature qui ont été testés sur le bassin versant de Mélarchez par Kauark Leite (1990)

2.2.3.1. Application du modèle CREAMS (Chemical, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems) modifié bassin versant (CB)

Le modèle complet s'inspire des modèles CREAMS (Knisel, 1980) et SWRRB (Williams et al, 1985). Le modèle CREAMS a été développé par le U.S. Department of Agriculture. Son objectif est de prévoir l'impact des changements de pratiques culturales sur la perte de sol, d'azote, de phosphore et de pesticides dissous et particuliers (USDA, 1984). Il est constitué de trois sous-

modèles: hydrologie, érosion et chimie. C'est un modèle mathématique conceptuel, global (semi-distribué), non linéaire, capable de calculer au pas de temps journalier les flux de M.E.S et polluants à l'exutoire d'un petit bassin agricole. Ce modèle est destiné à des bassins de taille limitée par le fait, d'une part, qu'aucun apport ponctuel important ne doit s'y trouver et, d'autre part, que les processus de transfert et de transformation des polluants dans le cours d'eau doivent être négligeables. Le modèle érosion s'appuie sur l'USLE modifiée par Williams (1975) que nous avons présentée au paragraphe 1.3.2.9.

Reprenons l'USLE modifiée par Williams:

$$Y = a (V q_p)^b K LS C P \quad (2.2)$$

où Y est le flux de sédiments à l'exutoire en tonne par averse, V et q_p sont exprimés en m^3 et $m^3 s^{-1}$, K , LS , C , P sont les paramètres de l'USLE (supposés constants selon le développement dans le modèle CB), et a et b sont des coefficients, constants d'après Williams, dont les valeurs sont respectivement 89.6 et 0.56 (ces valeurs peuvent être différentes selon les références bibliographiques, ce qui dépend des limites de V et de q_p).

L'application de cette équation par Kauark Leite (1990) sur le bassin de Mélarchez sur 15 années d'observations avec les coefficients de a et b fournis par Williams, K , LS , C , P calculés pour le bassin de Mélarchez; prouve une surestimation systématique des flux de M.E.S (*figure 2.11*), ce qui rejoint les résultats de Johnson et al. (1985), Jackson et al. (1986) et Borges (1993).

Le recalage des coefficients de l'érosivité pour le bassin de Mélarchez a permis d'obtenir l'équation suivante:

$$Y = 0.20 (V q_p)^{0.91} K LS C P \quad (2.3)$$

où V et q_p sont fournis par la partie hydrologique du modèle CREAMS. L'équation 2.3 fait preuve d'une sous-estimation des pointes des flux de M.E.S (*figure 2.12*) due en partie à une sous-estimation des débits liquides par le modèle hydrologique.

Dans le cas du bassin de Mélarchez, il a été prouvé que le débit moyen journalier est fortement corrélé au débit de pointe journalier ($R^2 = 0.96$) et par conséquent, l'information apportée par une variable de plus, le débit de pointe en l'occurrence, est très peu significative, ce qui réduit la structure de l'USLE modifiée à une simple relation flux/débit.

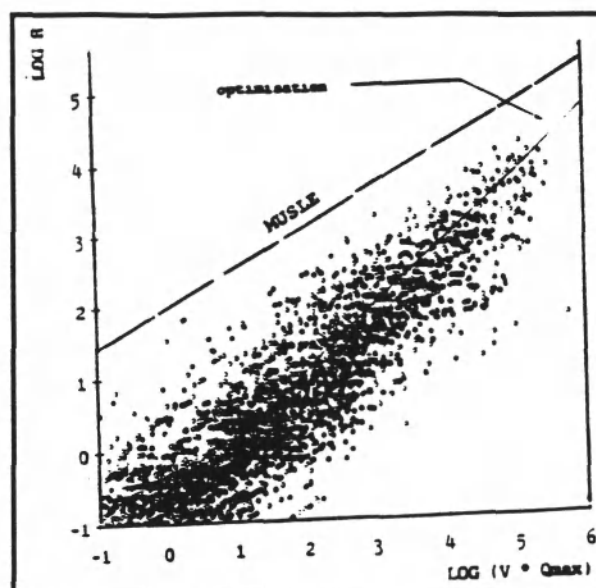


Figure 2.11. Relation entre le logarithme de l'indice d'érosivité et le logarithme du produit du débit moyen journalier ($m^3 j^{-1}$) et du débit de pointe ($m^3 s^{-1}$) à Mélarchez (Kauark Leite, 1990).

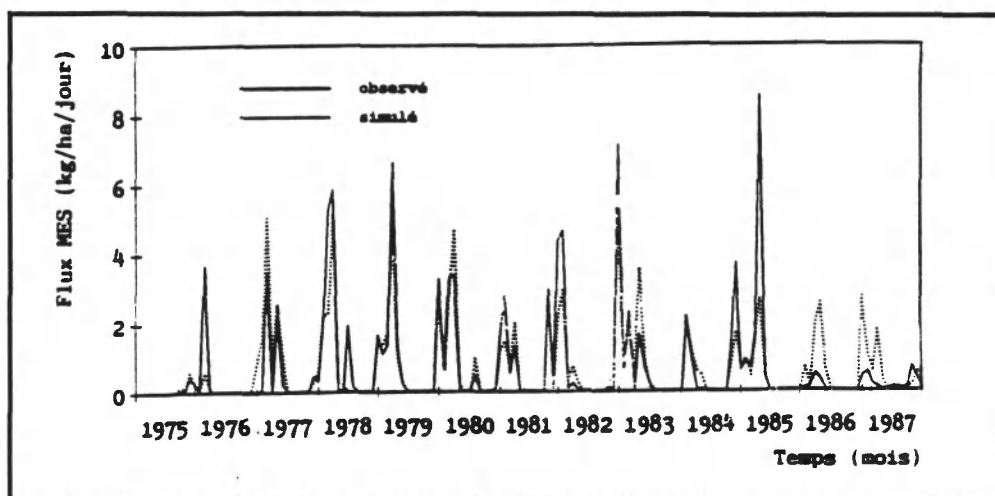


Figure 2.12. Flux moyens mensuels des M.E.S observés et simulés à Mélarchez par le modèle CB (Kauark Leite, 1990).

L'application de l'USLE modifiée par Williams sur le bassin de Mélarchez illustre l'inaptitude de cette équation à simuler correctement les flux de M.E.S; ceci laisse supposer que la simulation des flux de M.E.S à l'exutoire d'un bassin à faible taux d'érosion comme celui de Mélarchez touche aux limites du domaine de validité de l'USLE modifiée.

D'après l'équation de l'USLE modifiée par Williams et compte tenu que K , LS , C , P sont constants à l'échelle d'une averse, la perte de sol spécifique s'écrit:

$$\frac{Y}{A} = \alpha A^{0.12} (V q_p)^{0.56} \quad (2.4)$$

où A est la superficie du bassin, V et q_p sont exprimés en mm et $mm h^{-1}$

respectivement. Cette formulation montre que la perte spécifique augmente avec la superficie, ce qui est contradictoire avec les résultats d'essais fournis par la littérature (Roehl, 1962; Walling, 1983; Ichim, 1990).

Nous rappelons que l'USLE modifiée par Williams est applicable dans le cas d'une averse où les paramètres K , LS , C , P peuvent être supposés constants. L'utilisation de la formule à l'échelle de l'année ne respecte pas les hypothèses d'origine, ce qui justifie en partie les mauvais résultats obtenus. Edwards (1990) a démontré, à la suite d'une linéarisation de l'USLE modifiée, que la relation entre le flux de sédiments, le volume écoulé durant l'averse et le débit de pointe de l'averse est justifiée (l'étude est faite sur trois bassins d'une superficie de 9.59 ha, 11.01 ha et 7.77 ha, à Oklahoma aux Etats Unis, et pour 40 averses par bassin).

2.3.3.2 - Application du modèle HSPF (Hydrological Simulation Program Fortran)

Le modèle HSPF est sûrement le modèle le plus exhaustif dans la description des processus de transport des polluants sur un bassin versant. Il est le résultat de plus de 20 années de recherches en modélisation au sein du "Environmental Research Laboratory, Athens (GA)" subordonné au "U.S. Environmental Protection Agency". Le modèle HSPF a comme objectif la simulation du cycle hydrologique et du transport des sédiments, de nutriments, de pesticides et des sels des bassins urbains et ruraux. Il tient compte des phénomènes ayant lieu sur le bassin et dans le réseau hydrographique, ce qui lui permet d'être applicable à de grands bassins. C'est un modèle spatialement distribué où le bassin est découpé en sous-bassins et le réseau hydrographique en biefs (Kauark Leite, 1986).

Le modèle érosion utilisé est celui de Negev, modifié par Meyer et Wischmeier (1969) et Onstad et Foster (1975), que nous avons présenté dans le *paragraphe 1.3.3.1*.

La qualité de simulation des flux de M.E.S sur le bassin de Mélarchez a été jugée très médiocre pour le pas de temps journalier et pour le pas de temps mensuel (*figure 2.13*). Un décalage dans le temps est fréquemment remarqué entre les flux de M.E.S observés et simulés. Il est dû probablement à l'incapacité du modèle hydrologique à simuler les reprises de l'écoulement après un étiage sévère. L'introduction de l'intensité de la pluie comme variable explicative des variations des concentrations n'a apporté aucune amélioration à la simulation des flux de M.E.S; ce qui rejoint les résultats de la modélisation statistique

(Gafrej, 1990). Il en est de même pour l'introduction de la "mémoire" dans la représentation du phénomène d'érosion par l'intermédiaire du réservoir de stockage de particules détachées. Ces mauvais résultats sont dus, d'une part, à l'utilisation d'une seule année pour le calage des paramètres, et d'autre part, à la structure du modèle hydrologique qui n'est pas forcément la mieux adaptée pour le transport des matières en suspension.

2.3.4 - Etude statistique et dynamique des MES dans la Marne

L'étude statistique et dynamique des M.E.S (Kauark Leite et Mouchel, 1991) a montré que des différences notables, mais non systématiques, sont observées pour certaines valeurs de M.E.S aux deux stations étudiées sur la Marne (Neuilly-sur-Marne et Saint Maur distantes de 5 km). Les teneurs les plus faibles se situent en aval, ce qui résulte plus des différences de positionnement des points de mesure que d'une sédimentation dans le lit de la rivière. La base de données ne peut être complétée à partir des relations turbidité/M.E.S à cause de la faible corrélation entre la concentration de M.E.S et la turbidité. Les tests statistiques basés sur les méthodes de CUMUL et CUSUM indiquent une certaine hétérogénéité des séries. Ils confirment la variation saisonnière des valeurs, laissent présager de fortes teneurs autour de 1986 mais ne dégagent aucune tendance sur la période étudiée. Cette étude a permis d'évaluer la contribution du Grand-Morin aux débits en eau de la Marne, qui est de 10 à 30 %. Des teneurs élevées de M.E.S dans la Marne sont observées lors de fortes crues, au moment où la contribution du Grand-Morin est mineure. Toutefois, les concentrations de M.E.S les plus importantes sont souvent relevées en début de crue, en correspondance avec une crue du Grand-Morin.

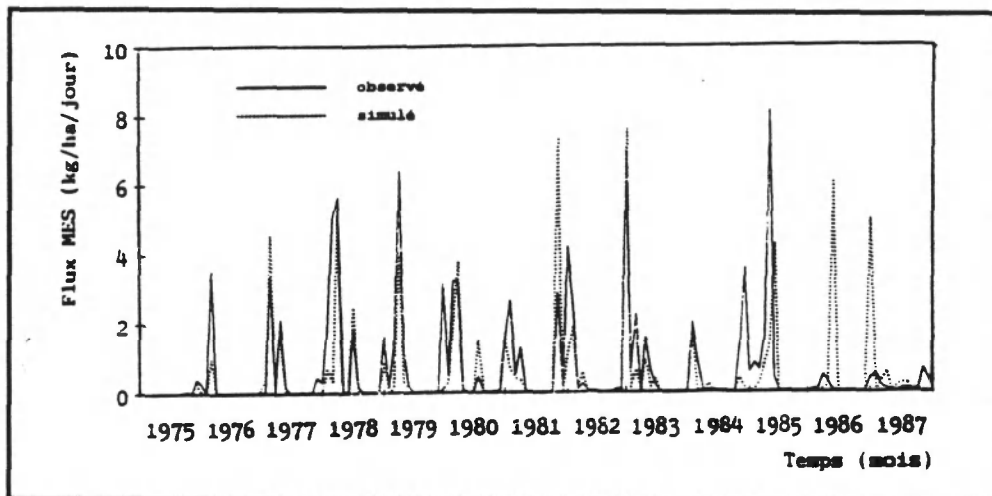


Figure 2.13. Flux moyens mensuels des M.E.S observés et simulés à Mélarchez par le modèle HSPF (Kauark Leite, 1990).

CONCLUSIONS

L'étude statistique sur le bassin de Mélarchez a permis de confirmer la relation entre la concentration des M.E.S et le débit. Cette relation est moins évidente avec la pluie. Les régressions multiples, en prenant comme variables explicatives le débit et la pluie, donnent des résultats acceptables en ce qui concerne la charge sédimentaire, alors que ceux relatifs à la concentration ne sont que moyens. L'introduction de la pluie maximale horaire journalière comme deuxième variable explicative n'a pas permis de mettre en évidence l'effet de l'intensité de la pluie qui intervient peut-être pour des pas de temps plus fins ou qui est peu marqué sur ce bassin fortement drainé.

La distinction de deux périodes sur l'année a permis de relever un phénomène saisonnier lié à la variabilité de la distribution de la pluie le long de l'année et à la couverture végétale du sol. Nous avons pu détecter l'existence d'un phénomène d'hystérésis sur le bassin. Ce phénomène qui est lié à la production et au transport des sédiments ainsi qu'à la disponibilité de ceux-ci à la surface du bassin et dans le lit de la rivière, réduit les corrélations C/Q, d'où la nécessité d'en tenir compte lors de la modélisation de l'évolution du stock de sédiments disponibles.

L'inaptitude des modèles conceptuels CB et HSPF à reproduire les flux de M.E.S est liée en partie aux défaillances du modèle hydrologique dont les sorties (débits) sont largement dépendantes de l'évolution structurale superficielle, dans la mesure où il existe un potentiel de dégradation de la surface (Trevisan et Lelong, 1992). En effet, les études de Jarry (1987) et de Boureghda (1988) ont montré l'influence majeure de ce dernier paramètre sur les réponses hydrodynamiques des sols de l'Orgeval. Les conditions très particulières des essais (pluie très élevée, parcelle très petite) donnent des résultats qui, lorsqu'ils sont extrapolés au bassin versant, se révèlent incompatibles avec la réalité.

CHAPITRE III

CONSTRUCTION PROGRESSIVE DU MODELE ET EFFETS D'ECHELLE TEMPORELLE

CHAPITRE III

CONSTRUCTION PROGRESSIVE DU MODELE ET EFFETS D'ECHELLE TEMPORELLE

3.1 - INTRODUCTION

Dans le premier chapitre, nous avons rappelé l'existence de modèles divers pour modéliser l'érosion et le transfert des matières jusqu'au cours d'eau: depuis un modèle assez simple (modèle régressif à deux paramètres) jusqu'aux modèles plus complexes (modèles CREAMS, ANSWERS, SHESED et autres). Lorsque l'on veut améliorer un modèle de ce type, qui peut être classé parmi les modèles physiques, on est logiquement poussé à le rendre plus complexe pour être plus proche de la réalité, en tenant compte de la morphologie, de la nature des sols, du couvert végétal (Roche, 1963). L'approche qui détaille tous ces phénomènes est lourde en calcul et se heurte à la quasi-impossibilité d'acquérir les caractéristiques physiques à introduire dans les équations représentant le transfert des M.E.S. Même si des progrès sont attendus du programme de recherche dans lequel s'insère ce travail, celui-ci a dû commencer avec une connaissance médiocre de l'état du bassin.

Malgré la complexité des phénomènes, la construction de modèles simples est une approche courante en modélisation pluie-débit. D'après Michel (1983) il n'est pas nécessaire de s'attacher à décrire tous les phénomènes physiques qui ont lieu dans un bassin; il est même souhaitable d'éviter une telle conformité exhaustive et fidèle. C'est ce genre d'approche que nous voulons tester en modélisation des M.E.S.

Sachant que l'érosion est le résultat des effets de facteurs multiples sur le bassin (occupation du sol, facteurs physiques, facteurs hydrologiques et autres), présentant des synergies complexes, nous nous sommes d'abord intéressés aux seuls facteurs facilement mesurables de façon continue ou presque tout au long de l'année. Le souci de simplicité et l'expression de causalités, non rattachées à des lois physiques bien établies, ont orienté la construction du modèle, en essayant de remédier aux défauts constatés par des modifications de structure ou une reformulation plutôt que par des enrichissements augmentant le nombre des paramètres. Nous essayons enfin de tenir compte des caractéristiques du bassin

selon les informations que peut fournir un Système d'Information Géographique (SIG). Nous cherchons à établir un modèle du type conceptuel.

3.2 - DEMARCHE GENERALE

Nous avons cherché une modélisation à l'échelle du bassin versant, c'est-à-dire à l'échelle où sont connues les données, nous interdisant (provisoirement) de considérer le détail des processus internes.

Les facteurs essentiels qui interviennent dans la production et le transfert des M.E.S, ont été recherchés par des régressions simples et multiples présentées dans le *chapitre II, paragraphe 2.3.2*.

L'existence du phénomène d'hystérésis sur le bassin nous a conduit à introduire la notion de stock afin de prendre en compte ce facteur dont l'origine est liée à la production et au transfert des matériaux solides ainsi qu'à leur disponibilité à la surface du bassin et dans le lit de la rivière.

3.2.1 - Conception du modèle

D'après Nash et Sutcliffe (1970), un bassin n'est pas un assemblage aléatoire de différents composants, mais un système géomorphologique dont les composants sont liés les uns aux autres par une longue histoire commune, ce qui encourage l'espoir que l'on puisse trouver des "concepts simplifiés" pour décrire de façon adéquate les opérations qui ont lieu dans le bassin.

Ainsi nous partons de l'idée que le flux des M.E.S, F , à l'exutoire du bassin est fonction de l'écoulement Q et d'un stock de sédiments S disponibles au transport. Le stock évolue en fonction des événements hydrologiques. Il est assez naturel de supposer que les accroissements ne dépendent pas de l'état initial du stock, alors que les diminutions, qui s'identifient aux flux sortants du bassin, sont fonctions croissantes du stock. Une schématisation du modèle est présentée sur la *figure 3.1*.

Cette hypothèse rejoint l'idée proposée par Van Sickle et Beschta (1983) dans leur modèle basé sur l'approche de "grey box" (Pickup, 1981) où l'on introduit une fonction d'exportation "washout function" de nature exponentielle qui exprime la variation de la concentration en fonction de la variation du stock de sédiments disponibles (§ *chapitre I, paragraphe 1.3.3.5*).

Le caractère diffus des M.E.S rend difficile la discrétisation de ce stock et ne permet qu'une modélisation globale du transfert des M.E.S du système bassin-rivière.

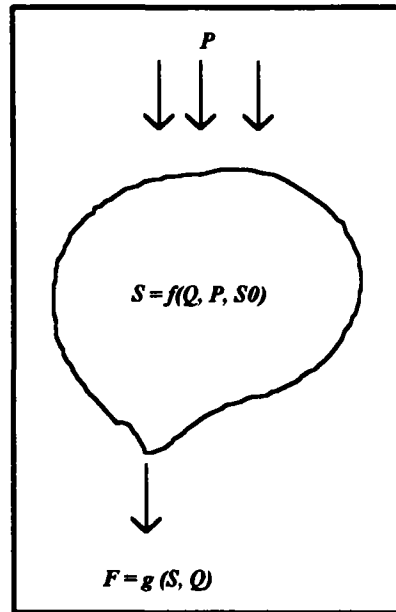


Figure 3.1. Schématisation du modèle.

L'influence des variables hydrologiques peut être exprimée de différentes façons. Nous sommes partis d'un modèle utilisant uniquement le débit qui s'écrit comme suit:

$$S_i = S_{i-1} + (x_1 Q + x_2)^{x_3} - (x_1 Q + x_4 S_{i-1})^{x_5} \quad (3.1)$$

(production) - (transfert)

où S_i et S_{i-1} sont les stocks de sédiments au temps i et $i-1$ exprimés en kg km^{-2} , Q est le débit mesuré à l'exutoire constant sur le pas de temps, x_1, x_2, x_3, x_4, x_5 sont les paramètres du modèle. Le modèle tient compte de la superficie du bassin par la transformation du débit (l s^{-1}) en lame d'eau par jour (mm j^{-1}). Le flux qui s'identifie à la partie "transfert" est fonction du débit et du stock lui même.

Ces paramètres ne dérivent pas d'une théorie physique permettant de les identifier séparément dans des conditions expérimentales et ils doivent être calés globalement sur une chronique d'observations. Nous avons préféré nous limiter à un nombre faible de paramètres, c'est pourquoi l'accroissement et la diminution du stock sont modélisés avec le même coefficient x_1 .

3.2.1.1 - Critères d'appréciation des résultats

Sauf mention ultérieure du contraire, nous jugerons la qualité du modèle utilisé dans les conditions où l'on connaît le débit Q et non dans les conditions de prévision. Le flux de M.E.S étant largement déterminé par le débit, il n'est pas étonnant que nous puissions obtenir des coefficients de détermination proche de l'unité.

Le critère graphique est le plus complet pour pouvoir juger de la qualité des résultats; en effet, il est assez facile de se rendre compte des écarts entre les flux observés et calculés par le modèle ainsi que du déphasage dans le temps qui peut avoir lieu entre les flux. Cependant, et pour l'optimisation des paramètres, il est nécessaire d'avoir au moins un deuxième critère, cette fois numérique, qui permet aux techniques d'optimisations automatiques d'effectuer une recherche systématique et rapide des valeurs optimales des paramètres.

Le choix du critère numérique dépend de l'importance que l'on accorde à tel ou tel aspect de la modélisation des flux des M.E.S. Comme nous avons pour objectif le comportement du modèle pendant les crues, et comme, d'autre part, les plus grands écarts entre les flux observés et calculés sont observés lors des crues, nous avons choisi le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) qui s'écrit selon la formule:

$$Nash = 100 \left(1 - \frac{\sum_1^n (F_o - F_c)^2}{\sum_1^n (F_o - F_m)^2} \right) \quad (3.2)$$

où F_o est le flux observé, F_c est le flux calculé, F_m est le flux moyen observé, n est le nombre d'observations. Ce critère mesure l'amélioration apportée par le modèle par rapport à l'utilisation de la moyenne F_m comme prédicteur. Le deuxième critère d'appréciation des résultats est l'erreur du bilan exprimée en pourcentage et calculée comme suit:

$$erreur = 100 \left(\frac{\sum_1^n (F_o - F_c)}{\sum_1^n F_o} \right) \quad (3.3)$$

3.2.1.2 - Méthode d'optimisation utilisée

La méthode d'optimisation des paramètres utilisée est celle de Rosenbrock (1960). C'est une méthode de recherche séquentielle qui permet à la fois de

déterminer la longueur du pas de recherche, la direction de ce pas et de tenir compte des contraintes possibles imposées aux paramètres. Encore jugée efficace par rapport à d'autres méthodes en 1980 (Mailhol), il ne nous a pas semblé utile de rechercher une méthode récente plus performante dans la mesure où nous voulions nous en tenir à un petit nombre de paramètres.

3.2.2 - Calage du modèle

La mise au point du modèle ainsi que toutes les améliorations qui vont suivre sont basées sur les données du bassin versant de Mélarchez où l'on dispose du maximum de données. Ainsi le calage du modèle sur les données journalières de Mélarchez de 1976/1977 a permis d'obtenir la relation suivante:

$$S_i = S_{i-1} + (2.66 Q + 1.0)^{1.80} - (2.66 Q + 0.20 S_{i-1})^{1.25} \quad (3.4)$$

Nous rappelons que durant tout ce chapitre, le débit Q est celui mesuré à l'exutoire et non le résultat d'un modèle hydrologique.

Le coefficient de Nash dans ce cas est de 95%, supérieur à celui obtenu par l'application de l'équation universelle de perte de sol modifiée par Williams sur le bassin de Mélarchez (90%; Kauark Leite, 1990).

Nous constatons une meilleure reproduction des crues des M.E.S par rapport à celle donnée par la relation simple flux-débit exprimée sur les mêmes années par la relation 3.5 avec un Nash égal à 73% (*figure 3.2 a et b*):

$$F = 1.58 Q^{2.11} \quad (3.5)$$

Nous remarquons que le coefficient x_4 relatif à la contribution du stock est significatif ($x_4 = 0.20$). Cependant, nous constatons un épuisement du stock en cas de crue avec une légère sous-estimation des flux observés (*figure 3.2-c*).

Afin de pouvoir corriger les pointes de flux, nous allons introduire une deuxième variable responsable en premier lieu de l'érosion: la pluie.

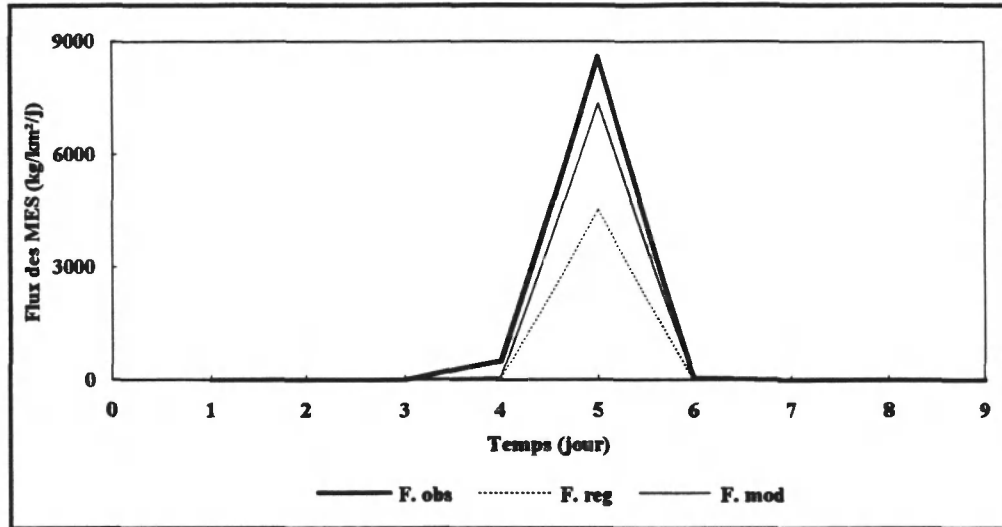


Figure 3.2 a. Comparaison des flux observés et calculés par les modèles conceptuel et régressif. Février 1976. Bassin de Mèlarchez.

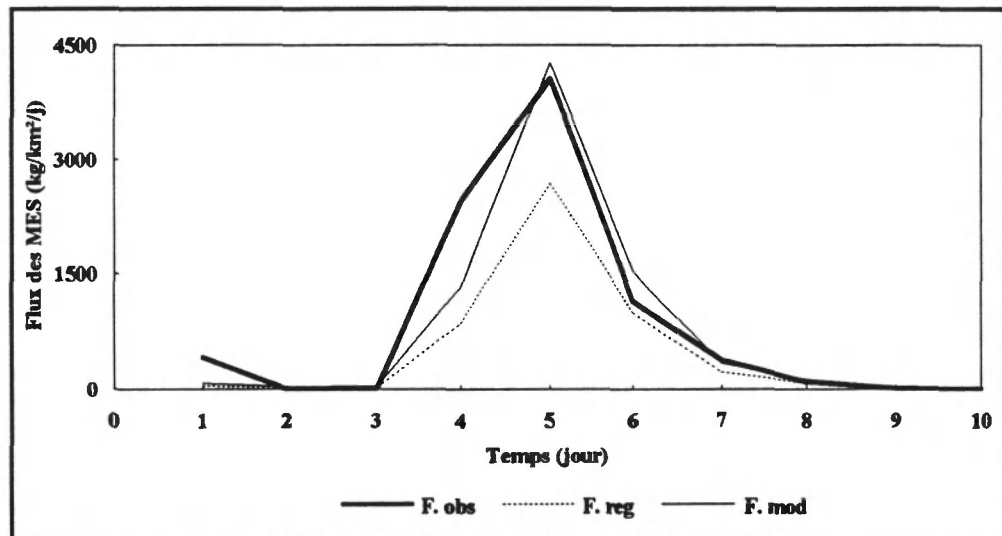


Figure 3.2 b. Comparaison des flux observés et calculés par les modèles conceptuel et régressif. Février 1977. Bassin de Mèlarchez.

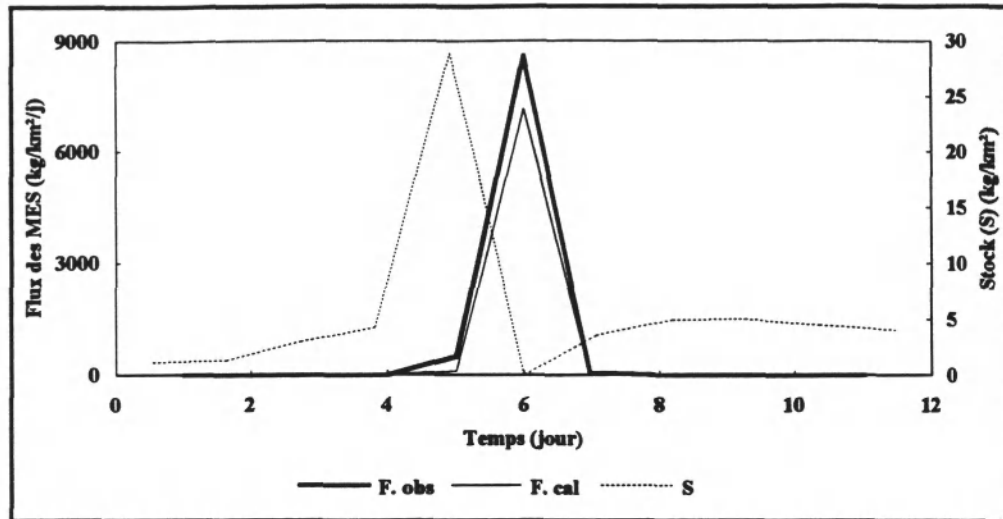


Figure 3.2-c. Epuisement du stock en cas de crue et sous-estimation des flux observés. Crue du 13 février 1976. Bassin de Mélarchez.

3.2.2.1 - Introduction de la pluie

Malgré la faible influence de la pluie perçue par les modèles statistiques linéaires, nous l'avons introduite, non pas dans la fonction de transfert mais plutôt dans la fonction de production des M.E.S. Nous nous rapprochons du modèle de Negev qui présente une grande analogie avec notre modèle mais considère la pluie et non le débit comme variable commandant l'accroissement du stock.

Cependant, les pluies n'ont pas toutes le même effet sur le sol. La pluie intervient plutôt par son érosivité. Or pour calculer l'érosivité de la pluie, la majorité des auteurs considère les pluies supérieures à un certain seuil fixé généralement par les expériences. Ainsi Smith et Wishmeier, calculent l'érosivité de la pluie selon la relation 1.3 (§ chapitre I, paragraphe 1.2.1.1) en ne considérant que les pluies supérieures à 12.7 mm (Wishmeier, 1959). Or ce seuil semble être trop élevé pour le bassin de Mélarchez dont la pluviométrie est faible (surtout pour les années 1976/1977). De même, Bollinne et al. (1980), ont constaté que les pluies inférieures à 12.7 mm interviennent également dans le calcul de l'érosivité de la pluie; d'ailleurs ce seuil a été réduit à 1.27 mm pour des bassins belges. Ces auteurs ont montré que pour un climat océanique tempéré, l'érosivité de la pluie entre 12.7 et 1.27 mm ne peut pas être négligée puisqu'elle contribue de 25 à 39% dans le calcul de l'index total de l'érosivité.

Ainsi, après de nombreux essais, le seuil de pluie pour le bassin de Mélarchez a été fixé à 3 mm ($P_s = 3 \text{ mm}$) et le modèle retenu est le suivant:

$$S_i = S_{i-1} + (x_1 Q + x_2 (P/P_s))^{x_3} - (x_1 Q + x_4 S_{i-1})^{x_5} \quad (3.7)$$

où P est la pluie exprimée en 1/10 de mm au dessus du seuil P_s et constante égale à P_s si la pluie est inférieure au seuil (la notion de seuil est donc différente de celle des modèles cités ci dessus). Si $P \leq P_s$, le facteur P/P_s est pris égal à 1.

L'optimisation des nouveaux paramètres a permis d'obtenir la relation suivante avec un coefficient de Nash de 95 %:

$$S_i = S_{i-1} + (2.55 Q + 2.76 (P/P_s))^{1.86} - (2.55 Q + 0.22 S_{i-1})^{1.20} \quad (3.8)$$

Du point de vue graphique, l'introduction de la pluie a légèrement amélioré la représentation des pointes de flux (*figure 3.3-a*) et a permis de reproduire quelques petites crues ignorées par le modèle sans pluie (*figure 3.3-b*).

Cependant, en suivant l'évolution du stock durant la période de calage, on arrive à détecter le phénomène d'exportation c'est-à-dire d'épuisement du stock pendant les crues; par contre, l'effet de stockage entre les crues semble être absent.

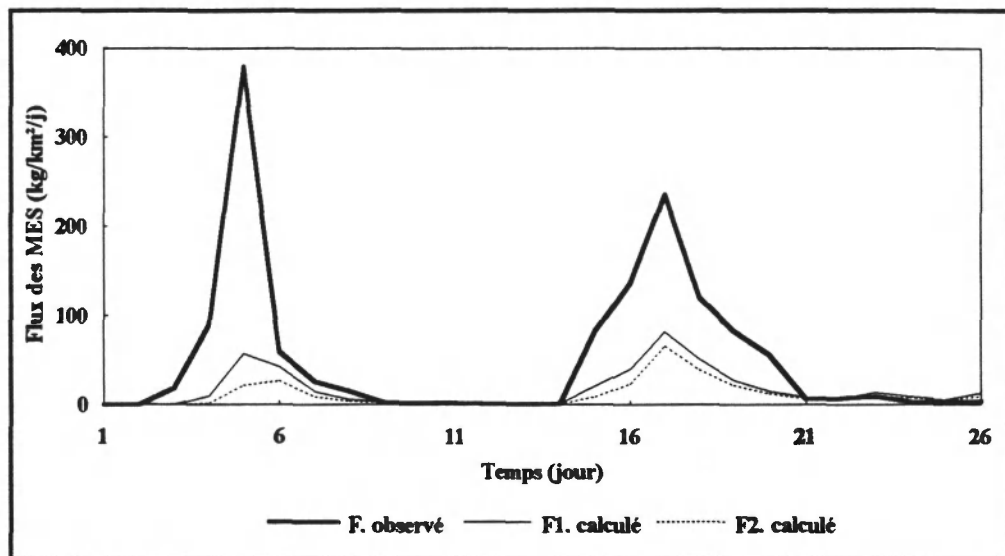


Figure 3.3-a. Comparaison des flux observés et calculés par le modèle avec pluie (F1) et sans pluie (F2). Novembre 1977. Bassin de Mèlarchez.

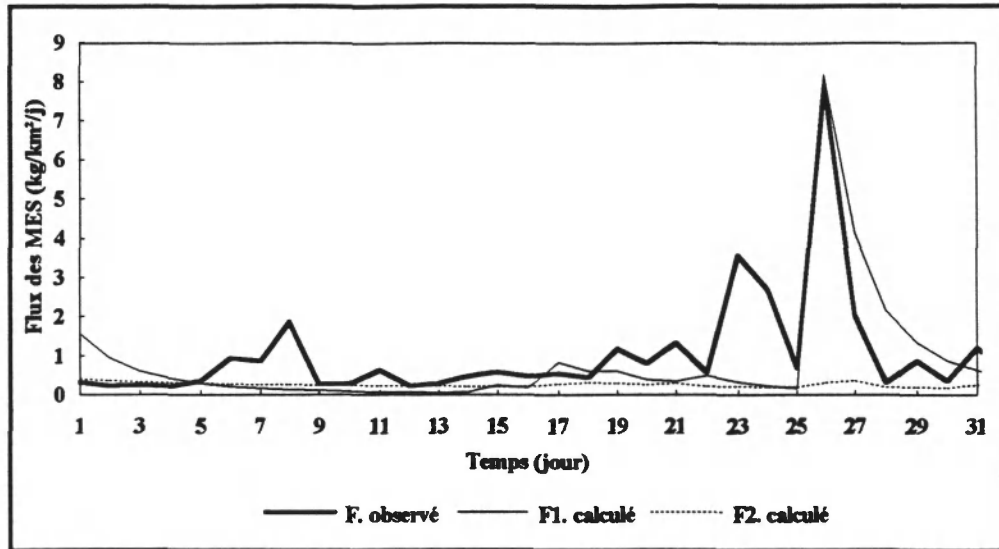


Figure 3.3-b. Comparaison des flux observés et calculés par le modèle avec pluie (F1) et sans pluie (F2). Août 1977. Bassin de Mélarchez

3.2.2.2 - Définition instantanée de la vidange

L'écriture de ce modèle de façon discrète par rapport au temps se révèle maladroite en ce sens qu'elle oblige à tronquer les valeurs négatives obtenues et produit par construction un épuisement sans doute trop fréquent du stock par les crues importantes. C'est pourquoi nous avons raisonné plutôt sur la variation du stock par rapport au temps; nous avons réécrit le modèle de la façon suivante:

$$S_i = S_{i-1} + (x_1 Q + x_2 (P / P_s))^{x_3} \quad (3.9)$$

$$\frac{dS_i}{dt} = -x_4 S_i^\alpha Q^{x_5} \quad (3.10)$$

où $x_1, x_2, x_3, x_4, x_5, \alpha$ sont les paramètres à optimiser. En première approximation, nous avons choisi de prendre α entier dont la valeur adéquate sera fixée à la suite de plusieurs tests.

Le stock final est déduit de l'intégration de l'équation 3.10 sur le pas de temps journalier tel que :

$$\int_{\Delta t} \left(\frac{dS_i}{dt} \right) dt = \int_{\Delta t} - (x_4 S_i^\alpha Q^{x_5}) dt \quad (3.11)$$

Dans le cas où α est supérieur à 1, le stock final est obtenu par l'équation suivante:

$$\frac{1}{S_f^{(\alpha-1)}} = \frac{1}{S_i^{(\alpha-1)}} + (\alpha - 1) x_4 Q^{\alpha} \quad (3.12)$$

Le flux des M.E.S à la sortie est déduit par simple différence entre le stock initial et le stock final:

$$F = S_i - S_f \quad (3.13)$$

Plusieurs valeurs de α ont été testées ($\alpha = 1$, $\alpha = 2$, $\alpha = 5$); α égal à 2 donne un meilleur résultat du point de vue critère numérique et graphique.

Ainsi et pour la valeur de α égale à 2, le modèle calé sur les données de 1976/1977 sur Mélarchez donne lieu aux équations suivantes avec un coefficient de Nash de 95%:

$$S_i = S_{i-1} + (2.13 Q + 0.16 (P / P_s))^{1.99} \quad (3.14)$$

$$\frac{dS_i}{dt} = - 0.35 S_i^2 Q^2 \quad (3.15)$$

Nous remarquons que x_3 et x_5 qui sont a priori réels, ont pris tous deux la valeur proche de 2 ce qui fait que le modèle peut s'écrire avec trois paramètres libres (en fixant $x_3 = x_5 = 2$). Ainsi, le calage a donné lieu aux équations suivantes avec un coefficient de Nash de 95%:

$$S_i = S_{i-1} + (2.08 Q + 0.25 (P / P_s))^2 \quad (3.16)$$

$$\frac{dS_i}{dt} = - 0.15 S_i^2 Q^2 \quad (3.17)$$

Le calage du modèle conforte l'hypothèse du stockage, assorti d'un épuisement du stock en cas de crue (*figure 3.4*). L'amélioration est modeste pour les crues fortes et joue surtout sur les petites crues en période sèche. Corrélativement, l'amplitude de variation du stock (en fin de pas de temps) est faible par rapport aux flux des crues importantes. Le calage de x_4 est incertain; par exemple une solution presque équivalente est trouvée avec $x_4 = 0.0009$, x_1 peu modifié et x_2 doublé (Gafrej et Leviandier, 1991). Ceci n'est pas étonnant car x_4 traduit le déstockage, difficile à apprécier au pas de temps considéré. On considère deux phénomènes antagonistes, (stockage et déstockage) dont seul le résultat, exprimé par une différence, est connu.

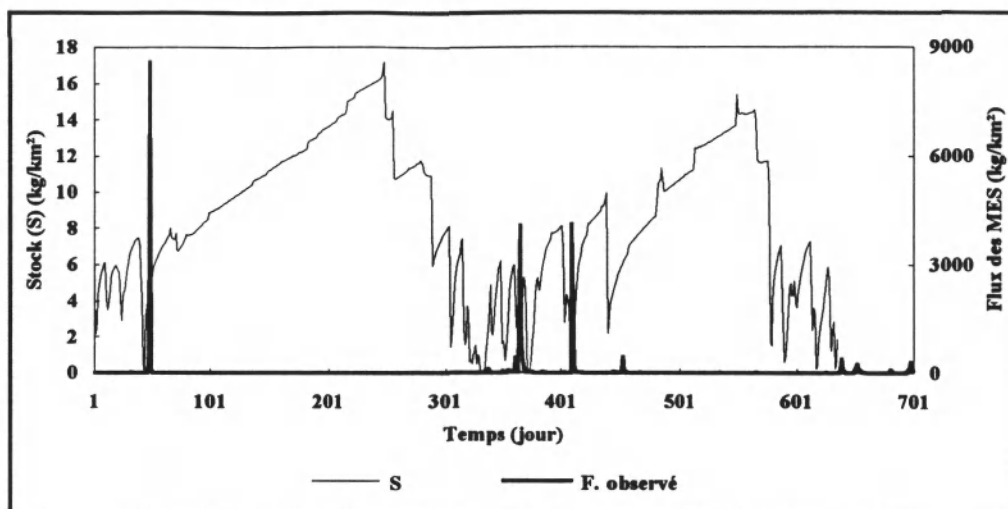


Figure 3.4. Evolution du stock en fin du pas de temps. Mise en évidence du stockage en période sèche. Bassin de Mélarchez 1976/1977.

Il faut noter que le stock passe lors des crues par des valeurs nettement supérieures à celles portées sur le graphique qui sont les valeurs en fin du pas de temps. Les phases de décroissance du stock lisibles sur le graphique correspondent à des flux positifs mais presque négligeables par rapport à ceux des crues importantes.

3.2.2.3 - Saisonnalisation

Le modèle traduit les effets à court terme de la pluie mais pas de l'état du sol et de la couverture végétale qui sont pourtant essentiels dans notre problématique. Ne pouvant à l'heure actuelle le modéliser de façon quantitative, nous pouvons au moins examiner si ce qui a été dans un premier temps supposé invariant, était variable au cours de l'année.

Nous avons vu lors de la modélisation statistique, qu'un découpage de l'année en deux périodes a permis d'améliorer les régressions de 10%; de même, nous allons essayer de caler le modèle en appliquant le même découpage qui était le suivant:

- période humide : du 1^{er} novembre au 30 avril
- période sèche : du 1^{er} mai au 31 octobre

Afin de pouvoir suivre la variation des coefficients x_1 et x_2 pour chaque période, nous avons effectué les deux tests suivants:

- x_1 et x_2 sont fonction de la période.
- on fixe x_4 à la valeur optimisée par le modèle sans le découpage saisonnier ($x_4 = 0.15$) et on laisse x_1 et x_2 libres pour les deux périodes.

Le modèle saisonnier améliore la représentation des flux. Les résultats du calage du modèle sur les données journalières de 1976/1977 sur Mèlarchez présentés dans le *tableau 3.1*, nous permettent de faire les remarques suivantes

- le coefficient x_1 varie peu pour la période sèche, mais reste stable pour la période humide,
- le coefficient x_2 est plus important en période sèche qu'en période humide. En effet, quand on laisse libre les coefficients x_1 et x_2 , celui ci diminue en période humide et passe au double pour la période sèche. La variation de ce coefficient par rapport aux périodes a permis de mieux reproduire les crues en période sèche (*figure 3.5*).

MODELE		$S_i = S_{i-1} + (x_1 Q + x_2 (P / P_i))^2$	Nash (%)	
		$dS_i / dt = -x_3 S_i^2 Q^2$		
<i>Calage du modèle sans saisonnalisation</i>				
		$x_1 = 2.08$	95	
		$x_2 = 0.25$		
		$x_3 = 0.15$		
<i>Calage du modèle avec saisonnalisation</i>				
		<i>Périodes humides</i>	<i>Périodes sèches</i>	95
	x_3 fixé à 0.15	$x_1 = 2.09$	$x_1 = 1.94$	
x_1 et x_2 variables	$x_2 = 0.18$	$x_2 = 0.34$	$x_3 = 0.15$	
		$x_3 = 0.15$	$x_3 = 0.15$	
		$x_1 = 2.09$	$x_1 = 1.42$	95
		$x_2 = 0.14$	$x_2 = 0.32$	
		$x_3 = 0.013$	$x_3 = 0.013$	

(pour simplifier, nous avons renommé x_4 en x_3)

Tableau 3.1 - Calage du modèle sur les données journalières de 1976/1977. Bassin de Mèlarchez.

Les variations du couvert végétal, de l'humidité du sol et de son état de surface tout au long de l'année et d'une année sur l'autre, rendent difficile l'interprétation de ces résultats. Cependant, durant l'hiver l'humidité du sol est plus importante, ce qui permet une meilleure cohésion des grains du sol; par contre, en été cette cohésion est diminuée par le manque d'eau.

D'un autre côté, en se basant sur la carte d'occupation du sol de 1976/1977, et en fonction des dates de semis, de maturité et de récolte de chaque culture, nous avons pu tracer l'évolution moyenne globale du couvert végétal sur le bassin de Mélarchez. Ces courbes (*figure 3.6*) montrent que la couverture végétale du sol est plus importante entre mars et juillet ce qui ne correspond pas à notre découpage saisonnier. Ne disposant pas d'évènements importants en été, il est difficile de donner des explications sur l'effet du couvert végétal sur l'évolution du paramètre x_2

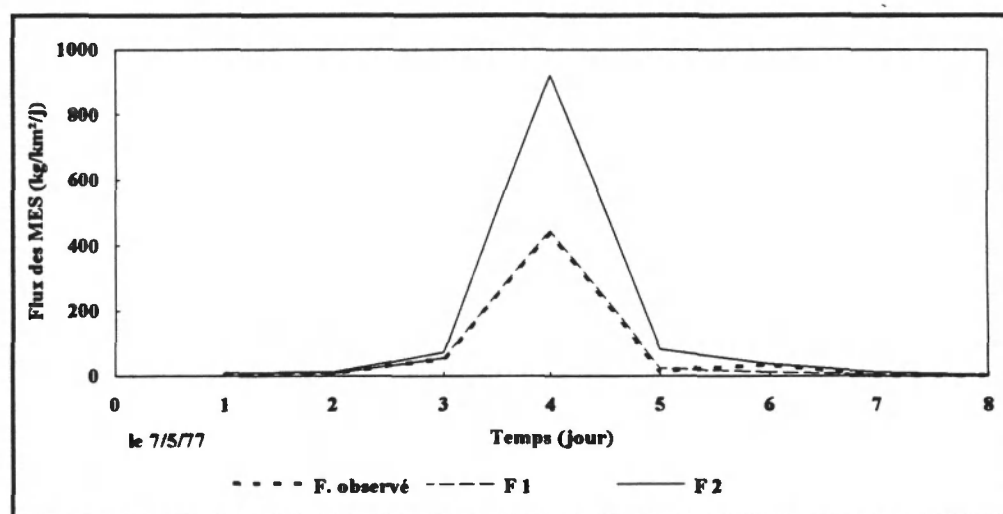


Figure 3.5. Comparaison des flux calculés par le modèle journalier avec (F1) et sans (F2) découpage saisonnier. Crue du 11 mai 1977. Bassin versant de Mélarchez.

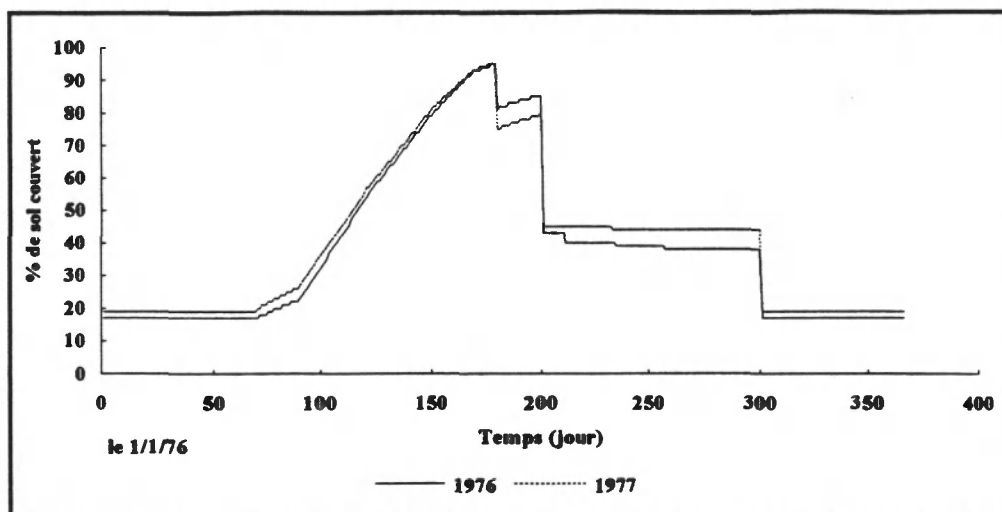


Figure 3.6. Evolution moyenne journalière du couvert végétal. Bassin de Mélarchez.

3.3 - CHANGEMENT D'ECHELLE TEMPORELLE

Le calcul des flux de M.E.S dépend fortement du pas de temps de mesure de la concentration. Celle-ci étant très variable dans le temps, le choix du pas de mesure est fonction de la précision que l'on veut obtenir.

Le choix du pas de temps de mesure dépend également de la taille du bassin car, dans le cas d'un petit bassin, la variation du régime du cours d'eau en période pluvieuse est très rapide, de même celle de la concentration. Dans ce cas on assiste à un maximum de transport de M.E.S et choisir un pas de temps supérieur à celui de la réponse du bassin conduira à une sérieuse sous-estimation des flux. Le choix de l'intervalle de mesure est aussi un problème économique et dépend du budget que l'on accorde aux analyses des M.E.S.

Les paramètres du modèle sont a priori fonction du pas de temps adopté pour la résolution, choisi égal au pas de temps de mesure. Comme notre objectif est de construire un modèle qui peut être appliqué à différents pas de temps, nous allons commencer par tester le modèle sur les données aux différents pas de temps dont nous disposons et, en fonction des résultats, proposer ensuite des améliorations du modèle.

3.3.1 - Procédure de contrôle sur des concentrations moyennes

La validation du modèle sur les données postérieures nécessite une étude méthodologique car à partir de 1978, et pour des raisons d'économie, nous ne

disposons que des concentrations moyennes sur trois jours. Celle-ci a commencé par une comparaison de ces deux protocoles de mesure.

3.3.1.1 - Calcul des flux relatifs aux deux protocoles de mesure

Afin de pouvoir quantifier l'erreur que produit le deuxième protocole de mesure des M.E.S, un calcul des flux relatif à ces deux protocoles de mesure est effectué comme suit:

Le flux observé sur trois jours calculé à partir d'une concentration journalière est:

$$F_{(o,3j)} = \sum_{i=1}^{i=3} C(i) Q(i) \quad (3.18)$$

Le flux observé sur trois jours calculé à partir d'une concentration moyenne sur trois jours est (il est noté F_s pour indiquer qu'il ne s'agit pas d'un calage):

$$F_{(s,3j)} = \sum_{i=1}^{i=3} \frac{C(i)}{3} \sum_{i=1}^{i=3} Q(i) \quad (3.19)$$

L'erreur induite par ce deuxième protocole d'échantillonnage est donnée par:

$$E(\%) = 100 \left(\frac{F_{(o,3j)} - F_{(s,3j)}}{F_{(o,3j)}} \right) \quad (3.20)$$

Ce calcul a été fait sur les données journalières de 1976/1977 sur Mèlarchez prouvant que le deuxième protocole sous-estime le flux sur trois jours de 64% (figure 3.7).

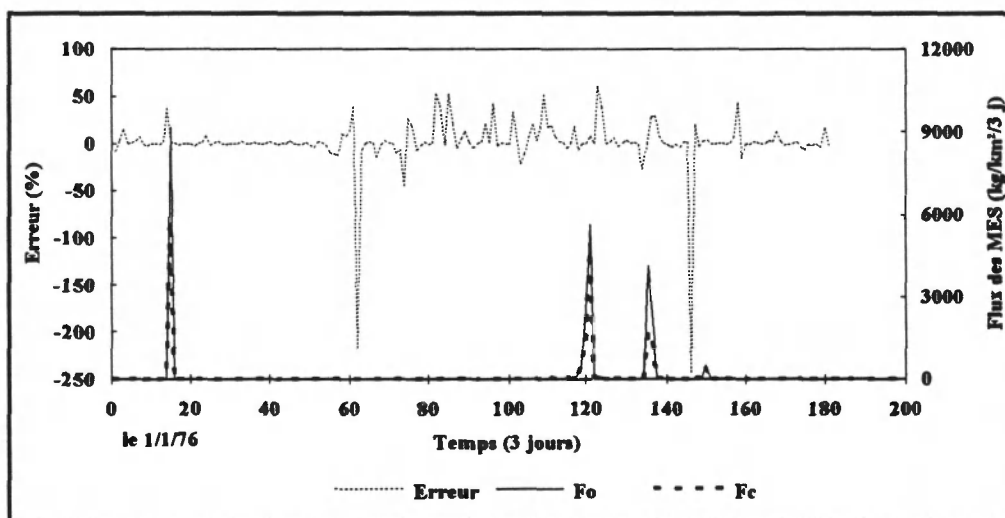


Figure 3.7. Comparaison des flux observés et simulés selon le protocole d'échantillonnage dégradé. Bassin de Mèlarchez 1976/1977.

3.3.1.2 - Simulation des données postérieures

La simulation des flux des années postérieures à 1977, prouve une surestimation des flux observés; tel est le cas pour 1979 (*figure 3.8*). Cette surestimation est attendue vu les résultats de comparaison des deux protocoles de mesure, d'ailleurs l'erreur entre les flux simulés et observés est du même ordre de grandeur que celle introduite par le deuxième protocole de mesure.

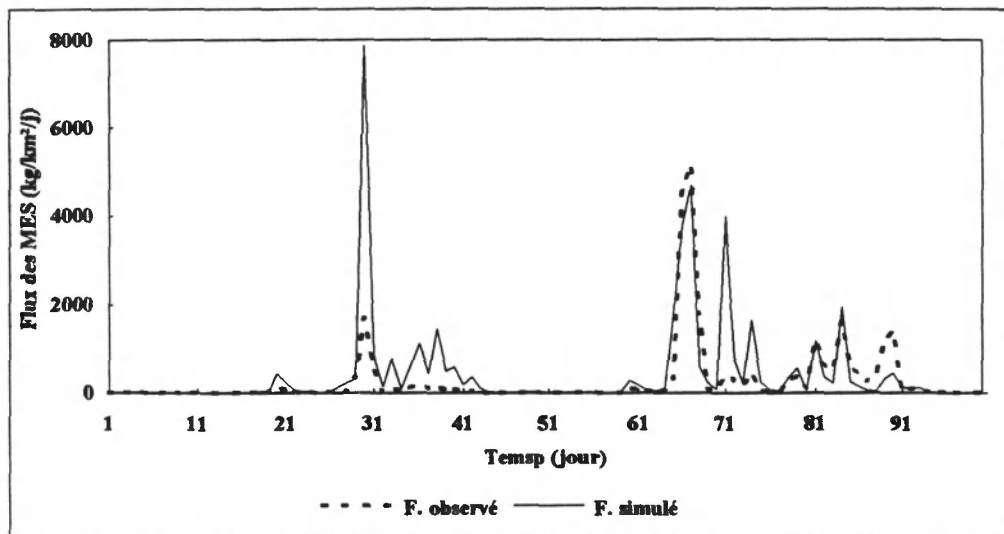


Figure 3.8. Flux observés et simulés. Janvier à mars 1979. Bassin de Mélarchez.

Nous rappelons qu'à partir de 1985, les M.E.S sont devenues très faibles. Ce changement peut être imputé, en partie, au remembrement du bassin effectué cette année là. En effet, du point de vue hydrologique, Fauveau (1992) avait mis en évidence que le débit à l'exutoire d'un bassin est globalement plus important après remembrement et que les crues sont moins marquées (étude faite sur le bassin versant de Naizin en Bretagne).

3.3.2 - Calage du modèle sur une année de mesures journalières

Etant donné que nous ne disposons que de deux années (1976/1977) de données journalières de concentrations, et afin de pouvoir valider le modèle sur des données mesurées avec le même pas de temps, nous avons calé le modèle sur une seule année (1976) et simulé sur 1977. Il est évident qu'il n'est pas suffisant de faire le calage sur une seule année, d'autant plus que 1976 est une année sèche pendant laquelle il n'y a eu qu'un seul événement important à l'origine de plus de 90% de la charge annuelle des M.E.S.

Le calage du modèle sur 1976 a permis de bien représenter la seule crue observée sur l'année (Nash = 99%). Les paramètres du modèle dans ce cas sont présentés dans le *tableau 3.2*.

MODELE		$S_i = S_{i-1} + (x_1 Q + x_2 (P / P_s))^2$			
		$dS_i / dt = -x_3 S_i^2 Q^2$			
Années de calage	Paramètres				
	x_1	x_2	x_3	Nash (%)	erreur (%)
1976	2.2	0.89	0.0001	99	7
1977	1.8	0.54	0.0001	95	1

Tableau 3.2. Calage du modèle sur le bassin de Mèlarchez.

La simulation des flux de 1977 donne un coefficient de Nash de 81% et une représentation graphique acceptable (figure 3.9); cependant une légère surestimation des flux est perçue en cas de crue.

Il est intéressant de constater que le calage du modèle sur 1977 se fait avec un jeu de paramètres différents (tableau 3.2). Cependant le paramètre x_3 reste stable d'une année sur l'autre. La variation de x_2 met bien en évidence la variabilité temporelle de la pluie.

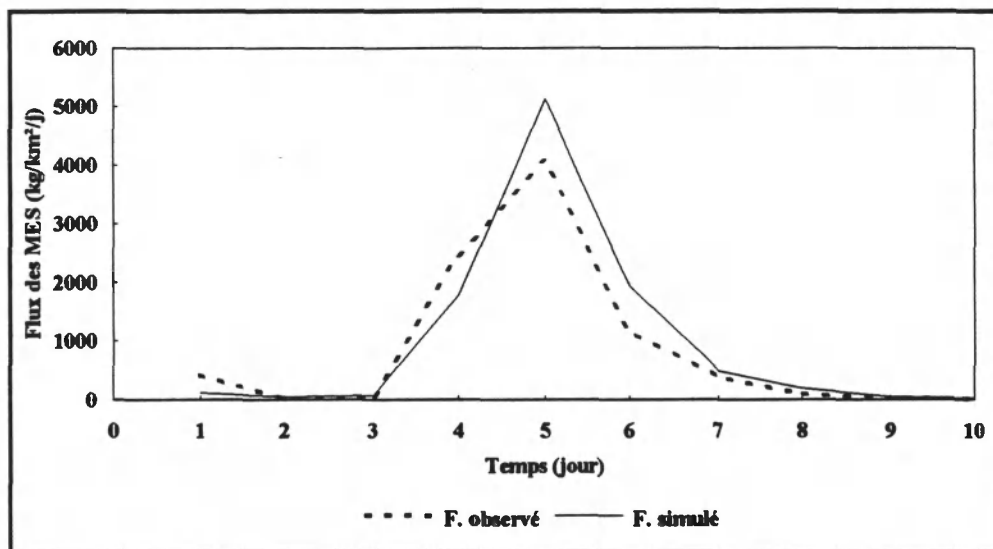


Figure 3.9. Simulation des flux de 1977 avec le modèle calé sur 1976. Crue du 20 février. Bassin de Mèlarchez.

3.3.3 - Application du modèle aux données de trois jours

3.3.3.1 - Calage du modèle sur les données de trois jours

Le flux sur trois jours calculé à l'aide d'une concentration moyenne sur trois jours C_{ob} est donné par la relation suivante:

$$F_{(c,3j)} = C_{ob} (Q_1 + Q_2 + Q_3) \quad (3.21)$$

où Q_1, Q_2, Q_3 sont les débits du premier, du deuxième et du troisième jour.

Afin que le flux sur trois jours calculé par le modèle $F_{c,3j}$ puisse être comparé à celui observé $F_{o,3j}$ et compte tenu du fait que la concentration moyenne sur trois jours C_{ob} est obtenue par un mélange à volume égal des trois échantillons, celui-ci devrait être calculé de la manière suivante:

$$F_{(c,3j)} = \frac{1}{3} \left[\frac{F_1}{Q_1} + \frac{F_2}{Q_2} + \frac{F_3}{Q_3} \right] (Q_1 + Q_2 + Q_3) \quad (3.22)$$

où F_1, F_2, F_3 sont les flux journaliers calculés par le modèle. Dans ce cas, la fonction critère sera calculée de la même manière mais par rapport aux flux de trois jours.

Le calage du modèle sur 1978 a donné un coefficient de Nash de 71% et une erreur sur la charge totale de l'année de 10%. La *figure 3.10* montre une représentation graphique acceptable.

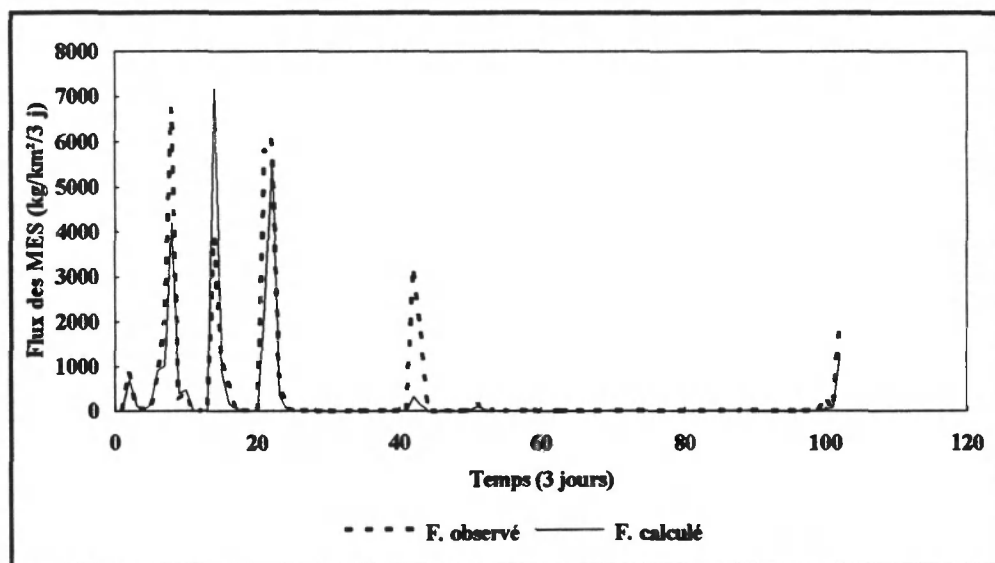


Figure 3.10. Calage du modèle sur 1978. Bassin de Mélarchez.

Le modèle dans ce cas s'écrit comme suit:

$$S_i = S_{i-1} + (1.56 Q + 1.04 (P / Ps))^2 \quad (3.23)$$

$$\frac{dS_i}{dt} = - 0.0001 S_i^2 Q^2 \quad (3.24)$$

3.3.3.2 - Simulation des flux postérieurs à 1978

La simulation des flux des années postérieures à 1978, s'avère satisfaisante (figure 3.11). En effet le coefficient de Nash est de 68%, ce qui ne fait qu'une dégradation de 3% du critère du calage (les graphiques des années postérieures à 1979 figurent en annexe A).

3.3.4 - Application du modèle aux données de huit heures

Le modèle a été ensuite calé sur des données à un pas de temps plus fin, à savoir les données au pas de temps de huit heures dont nous disposons sur Mélarchez sur la période 1976/1977. La représentation des flux des M.E.S dans ce cas est satisfaisante (figure 3.12). Le mécanisme très simple de stockage peut donc être invoqué pour expliquer l'évolution des flux pendant les crues, alors qu'on ne pouvait rendre compte au pas de temps journalier que des effets de crues successives.

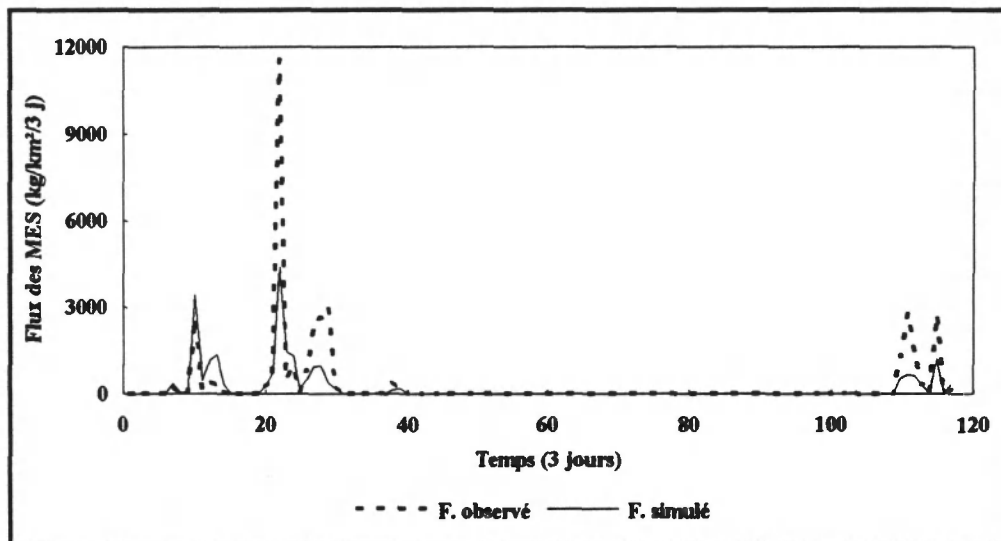


Figure 3.11. Simulation des flux sur 3 jours de 1979 avec le modèle calé sur 1978. Bassin de Mélarchez.

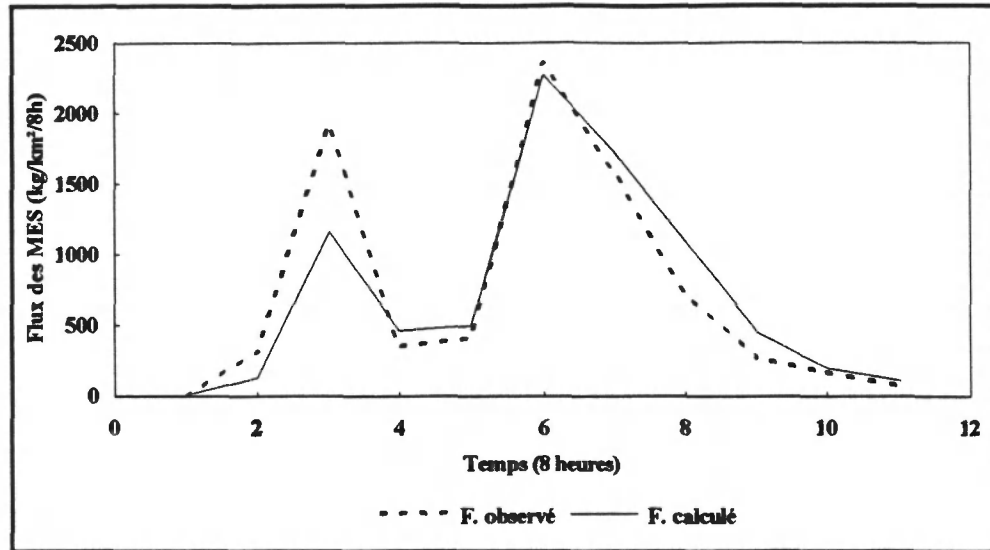


Figure 3.12. Calage du modèle sur les données de huit heures. Crue du 20 février 1977. Bassin de Mélarchez.

Cette application confirme que l'effet de la pluie est plus important durant la période sèche (*tableau 3.3*), ($x_2 = 1.75$ en période sèche et 1.0 en période humide), alors que l'effet du débit semble être stable pour les deux périodes. Cependant l'effet d'échelle temporelle apparaît dans la variation sensible des paramètres. Nous verrons dans le chapitre VI "explication des paramètres" à quelle caractéristique physique du milieu on peut attribuer la variation des paramètres du modèle.

Malgré cette différence, les flux journaliers, calculés à partir des flux sur huit heures calés par le modèle avec les données sur huit heures, sont proches des flux journaliers calculés par le modèle calé avec les données journalières (*figure 3.13*). Une différence existe lors des crues prouvant que le flux journalier obtenu par la somme des flux de huit heures est plus élevé que celui obtenu par une concentration journalière.

MODELE		$S_i = S_{i-1} + (x_1 Q + x_2 (P / P_s))^2$ $\frac{dS_i}{dt} = -x_3 S_i^2 Q^2$		Nash (%)
<i>calage du modèle sans saisonnalisation</i>				
$x_1 = 3.43$ $x_2 = 1.28$ $x_3 = 0.0001$				91
<i>calage du modèle avec saisonnalisation</i>				
		<i>Périodes humides</i>	<i>Périodes sèches</i>	
x_2 variable		$x_1 = 3.43$ $x_2 = 0.98$ $x_3 = 0.0001$	$x_1 = 3.43$ $x_2 = 1.75$ $x_3 = 0.0001$	92
x_1 et x_2 variables		$x_1 = 3.43$ $x_2 = 0.82$ $x_3 = 0.0001$	$x_1 = 4.96$ $x_2 = 1.92$ $x_3 = 0.0001$	91

Tableau 3.3. Calage du modèle sur les données de huit heures de 1976/1977.
Bassin versant de Mélarchez.

3.3.5 - Application du modèle aux crues du bassin de Naizin

A cette étape de notre étude, nous ne disposons pas de données plus fines sur Mélarchez, nous nous sommes donc servis du bassin versant de Naizin où, les M.E.S ont été mesurées toutes les demi-heures pendant les crues.

Nous disposons sur ce bassin de huit crues (tableau 3.4) que nous avons essayé de modéliser afin de voir l'effet du changement de l'échelle temporelle sur les paramètres. Les résultats du modèle appliqué à chaque crue séparément sont encourageants (figure 3.14). Les paramètres sont différents d'une crue à l'autre (tableau 3.4) et l'on peut remarquer que les paramètres x_1 et x_2 sont plus élevés en période sèche qu'en période humide.

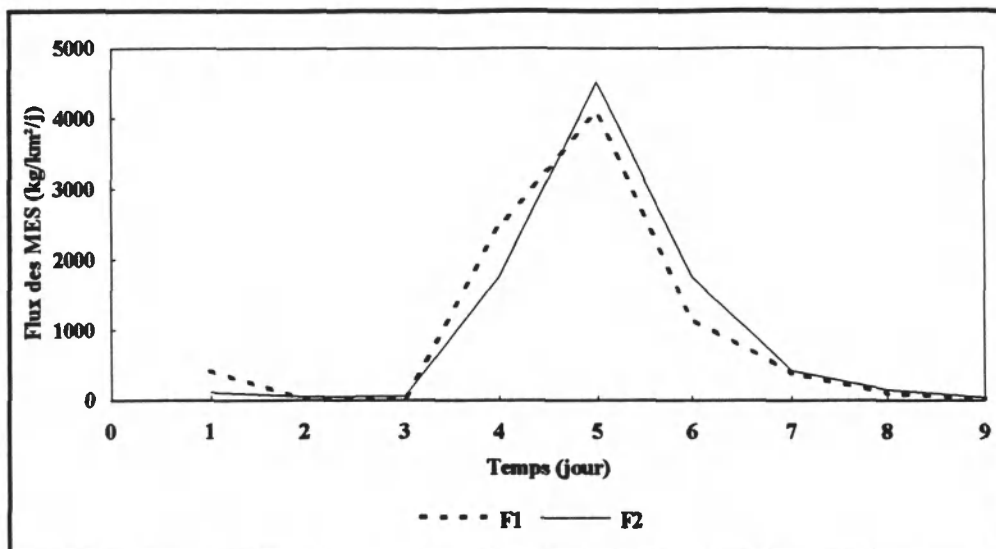


Figure 3.13. Comparaison des flux journaliers calculés obtenus par calage sur les données journalières (F1) et sur des données de huit heures (F2).
Crue du 20 février 1977. Bassin de Mèlarchez.

Crues	x_1	x_2	x_3	Nash (%)	Observations
12 octobre 1988 $Q_{\max} = 372 (l s^{-1})$	25.05	0.49	0.0004	88	Avance des M.E.S/débit: une heure
24 février 1989 $Q_{\max} = 411 (l s^{-1})$	22.83	0.34	0.0006	57	Avance des M.E.S/débit: 4 heures
11 avril 1989 $Q_{\max} = 591 (l s^{-1})$	15.87	0.24	0.0008	84	Avance des M.E.S/débit: 3 heures
12 avril 1989 $Q_{\max} = 319 (l s^{-1})$	9.56	0.30	0.0002	52	Courbe des M.E.S à deux pics . M.E.S très faible
15/16 avril 1989 $Q_{\max} = 423 (l s^{-1})$	15.96	0.00003	0.0003	58	Courbe des M.E.S à deux pics
25 mai 1989 $Q_{\max} = 419 (l s^{-1})$	50.20	0.91	0.0001	94	Avance des M.E.S/débit: 1/2 heure Apport des M.E.S important
11 septembre 1989 $Q_{\max} = 1414 (l s^{-1})$	43.20	1.20	0.0001	74	Avance des M.E.S/ débit: 2 heures. Crue des M.E.S la plus chargée. 10 g/l pour 1.350 ($l s^{-1}$)
15 décembre 1989 $Q_{\max} = 214 (l s^{-1})$	25.72	0.16	0.00006	71	Retard des M.E.S/débit: 1/2 heure. M.E.S faible

Tableau 3.4. Calage du modèle sur les crues du bassin de Naizin.

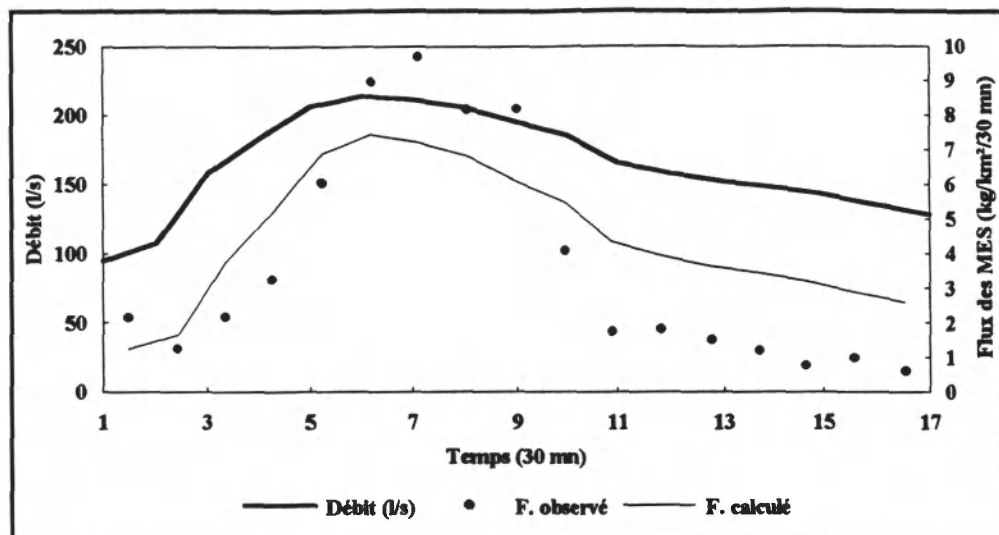


Figure 3.14. Modélisation de la Crue du 15 décembre 1989. Bassin de Naizin.

Toutes les crues des M.E.S sont en avance par rapport à celles de l'écoulement excepté celle de décembre 1989 où les M.E.S sont en retard par rapport au débit d'une demi-heure. La crue la mieux représenté est celle du mois de mai 1989 (figure 3. 15) qui était bien chargée en M.E.S.

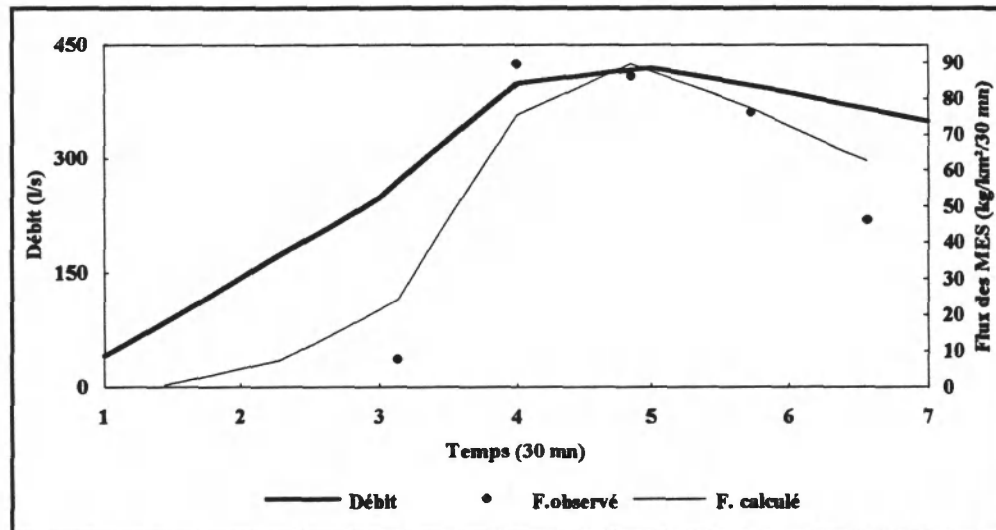


Figure 3.15. Modélisation de la crue du 25 mai 1989. Bassin de Naizin.

Deux crues sont mal reproduites, celle du 24 Février et du 12 avril (figures 3.16 et 3.17). Ces difficultés de calage sont dues en partie au décalage dans le temps de la crue des M.E.S par rapport à celle de l'écoulement. Le modèle n'arrive pas à reproduire les fluctuations apparues lors de la décrue; tel est le cas pour les crues du 12 octobre 1988 (figure 3.18) et du 11 avril (figure 3.19). Au

début de la montée de la crue, nous remarquons que la concentration baisse et augmente brusquement ce qui peut être dû à un effet de dilution, ignoré par le modèle, tel est le cas pour les crues du 15 avril 1989 (*figure 3.20*) et du 11 septembre 1989 (*figure 3.21*). En dépit de ces impuissances du modèle, nous constatons selon le *tableau 3.5*, que l'erreur du bilan moyennée sur toutes les crues n'est que de 9.2%.

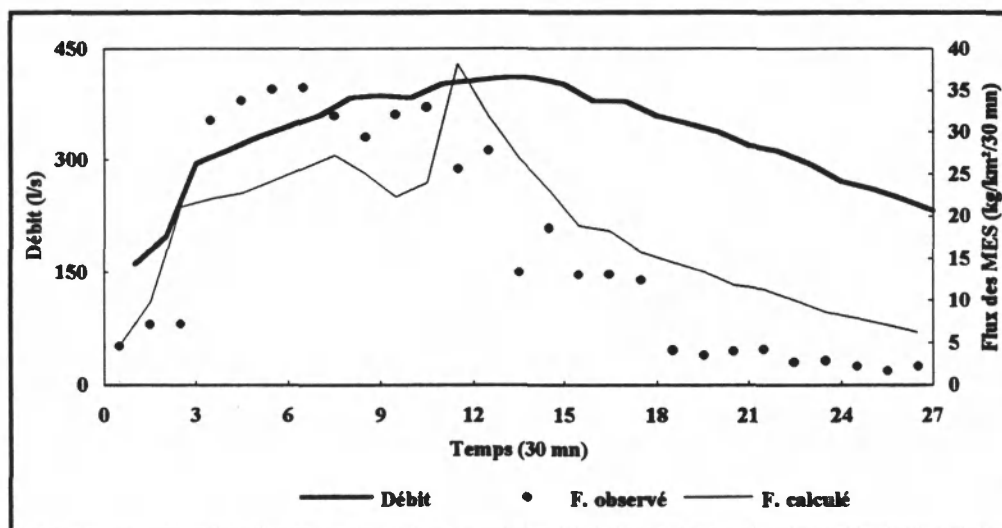


Figure 3.16. Modélisation de la crue du 24 février 1989. Bassin de Naizin.

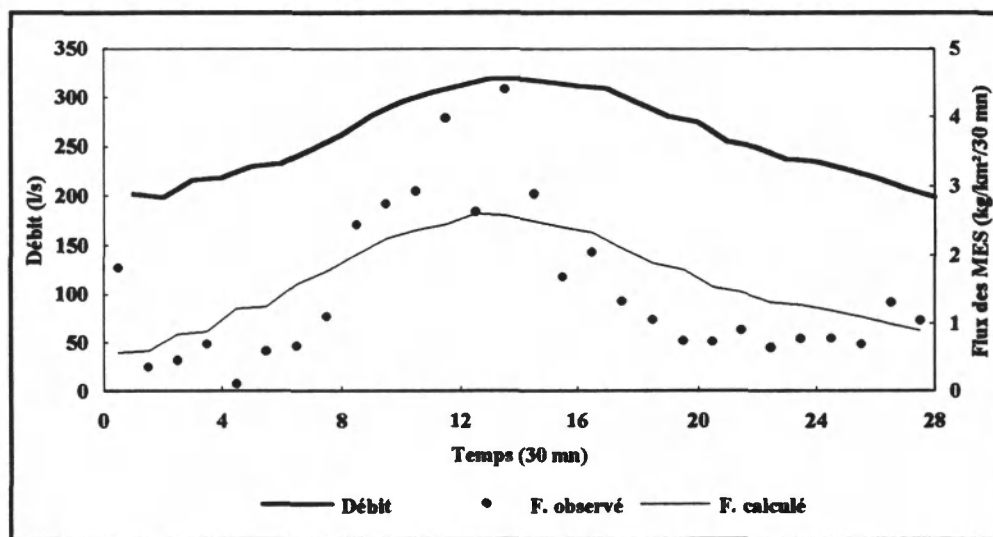


Figure 3.17. Modélisation de la crue du 12 avril 1989. Bassin de Naizin.

Le paramètre x_1 est plus élevé dans le cas des crues du bassin du Naizin (x_1 varie de 10 à 50 pour le Naizin et est de l'ordre de 2 pour Mélarchez), alors que les paramètres x_2 et x_3 sont comparables. Ces différences sont dues en partie

au pas de temps de calage et à la superficie mais tiennent probablement beaucoup à la nature du bassin. Il est certain que le calage du modèle crue par crue ne permet pas la prédiction. Nous avons effectué ces calages afin de suivre l'évolution des paramètres d'un événement à l'autre pour essayer de les relier (plus tard) aux caractéristiques physiques du bassin, variables elles aussi à cette même échelle.

Crues	Charge observée de la crue (kg km^{-2})	Charge calculée de la crue (kg km^{-2})	Erreur (%)
12 octobre 1988	331.4	337.0	1.6
24 février 1989	432.4	492.4	13.8
11 avril 1989	483.6	519.5	7.4
12 avril 1989	4.5	45.7	10.0
15 avril 1989	172.2	179.5	4.2
25 mai 1989	30.7	337.1	10.0
11 septembre 1989	691.0	647.8	6.2
15 Décembre 1989	62.6	75.8	21.0

Tableau 3.5. Erreur du bilan relative à chaque crue. Bassin de Naizin.

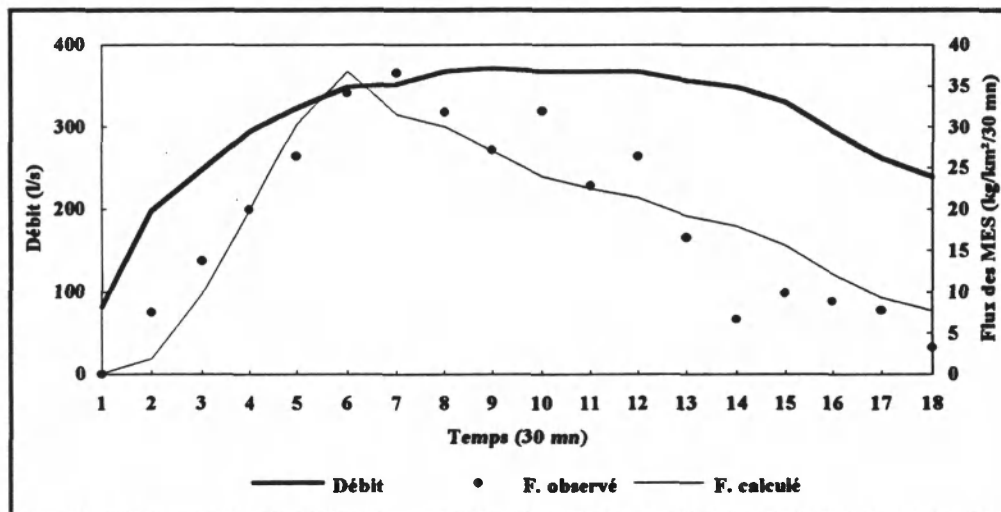


Figure 3.18. Modélisation de la crue du 12 octobre 1988. Bassin de Naizin.

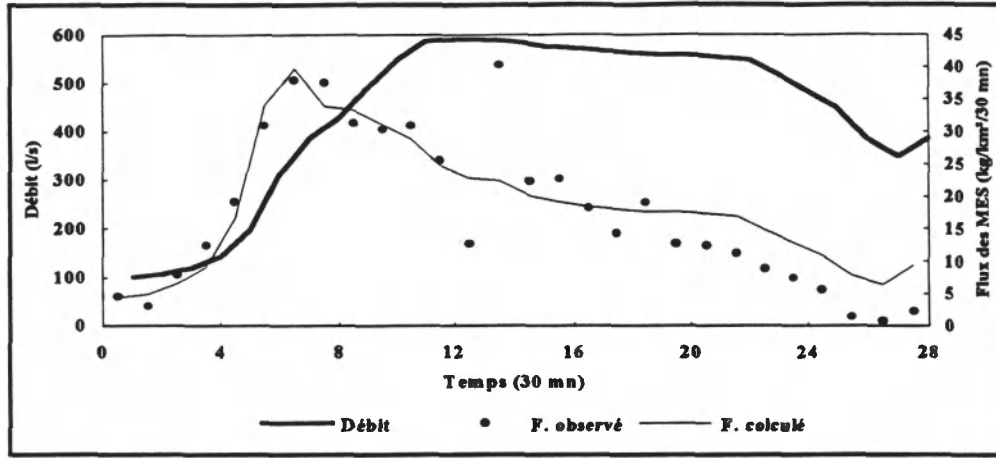


Figure 3.19. Modélisation de la crue du 11 avril 1989. Bassin de Naizin.

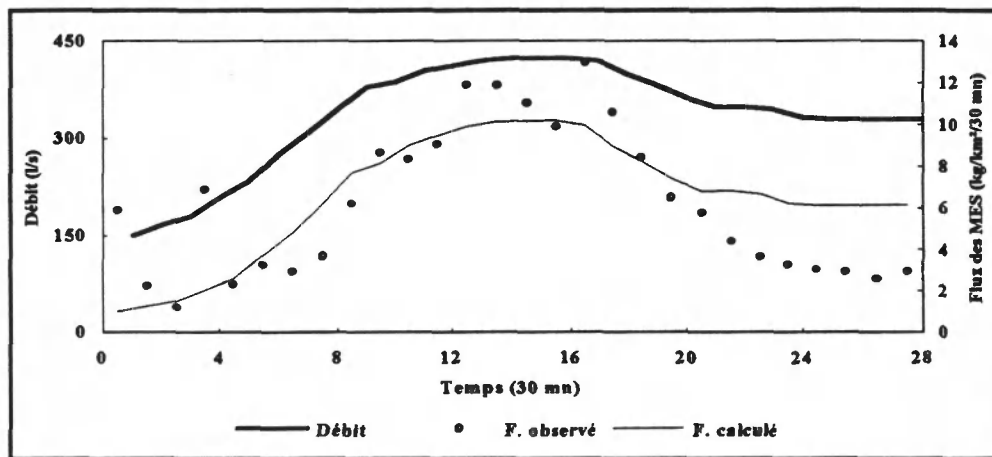


Figure 3.20. Modélisation de la crue du 15 avril 1989. Bassin versant de Naizin.

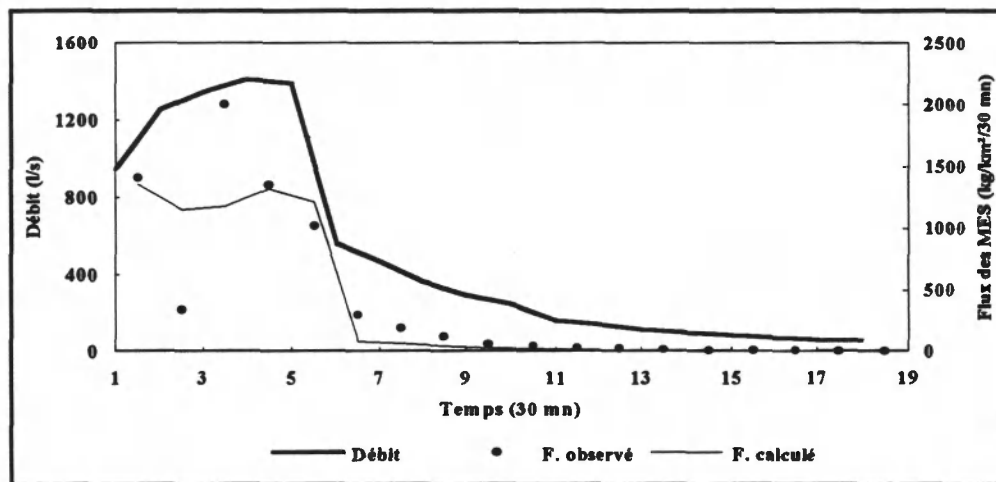


Figure 3.21. Modélisation de la crue du 11 septembre 1989. Bassin de Naizin.

3.4.5 - Modèle instantané

Nous avons vu que l'architecture du modèle, tel qu'elle est conçue, s'adapte bien aux données à différents pas de temps. Cependant ceci était possible avec une variation sensible des paramètres du modèle. Notre souci est de trouver une nouvelle formulation du modèle qui permette d'avoir des paramètres, le moins dépendants possible du temps.

En fait, le modèle $S = (x_1 Q + x_2 (P/P_S))^2$ suggère une forme équivalente $dS/dt = 2 (x_1 Q(t) + x_2 (P(t)/P_S))$; ce qui permet de rendre le modèle complet entièrement instantané et a priori indépendant du pas de temps; rien ne garantissant cependant que le pas de temps des données de calage n'influe pas sur les valeurs optimales des paramètres. Le modèle est alors réécrit de la manière suivante:

$$\frac{dS_i}{dt} = 2(x_1 Q(t) + x_2 P(t)) - x_3 S_i^2 Q^2 \quad (3.25)$$

En posant:

$$V = 2 (x_1 Q(t) + x_2 P(t)) \quad \text{et} \quad W = x_3 Q^2$$

l'équation devient:

$$\frac{dS_i}{dt} = V - W S_i^2 \quad (3.26)$$

Cette équation de Ricatti est difficile à intégrer exactement mais on peut prendre $Q(t)$ et $P(t)$ constants sur un pas de temps d'une heure ou d'une demi-heure; la solution est alors:

$$S_i(t) = \sqrt{\frac{v_i}{w_i}} \tanh \left(\sqrt{v_i w_i} \Delta t + \text{arc tanh} \left(S_{i-1} \sqrt{\frac{w_i}{v_i}} \right) \right) \quad (3.27)$$

Cette équation est résolue à chaque pas de temps et donne la valeur du stock à la fin du pas de temps $S_i(t)$. Le flux des M.E.S à la fin du pas de temps est la différence entre le stock initial augmenté de la production et le stock final comme suit:

$$F_i(t) = S_{i-1}(t) + 2 \int (x_1 Q(t) + x_2 P(t)) dt - S_i(t) \quad (3.28)$$

$Q(t)$ et $P(t)$ étant supposés constants sur le pas de temps, on peut écrire:

$$\int (x_1 Q(t) + x_2 P(t)) dt = (x_1 Q + x_2 P) \Delta t \quad (3.29)$$

d'où:

$$F_i = S_{i-1} - S_i + (x_1 Q + x_2 P) \Delta t \quad (3.30)$$

Le modèle horaire ainsi établi n'est pas tout à fait le même que celui présenté précédemment; il peut aussi être utilisé même si l'on n'a que des flux observés au pas de temps journalier ou plus. Si l'on n'a pas les données horaires de débit et de pluie, on peut également faire l'hypothèse d'une répartition à l'intérieur du pas de temps, par exemple une répartition constante.

Vis à vis des problèmes de changement d'échelle, ici temporelle et plus tard spatiale, il est important d'avoir cette définition unique.

3.4.5.1 - Calage du modèle instantané sur les données de 1976/1977 sur Mélarchez

Pour l'étude suivante, nous avons choisi le pas de temps de résolution horaire; ainsi nous avons pu caler le modèle sur les données de 1976/1977 journalières et au pas de temps de huit heures. Le calage s'est fait en deux étapes:

- la première étape consiste à optimiser le stock initial S_0 en calant simultanément sur l'ensemble des deux années les quatre paramètres du modèle;
- la deuxième étape consiste à caler le modèle avec seulement trois paramètres x_1, x_2, x_3 ; S_0 dans ce cas est fixé à la valeur optimisée lors de la première étape.

Par rapport au modèle précédent, on constate une amélioration très nette au niveau de la représentation graphique des crues (*figures 3.22 et 3.23*); il suffit de comparer les *figures 3.12 et 3.24* relatives à la crue du 20 février 1977 pour le calage sur les données de huit heures.

Les paramètres de calage x_1 et x_3 sur les données de 76/77 sur les deux pas de temps (journalier et huit heures) sont comparables, alors que la différence est nette pour le coefficient de la pluie x_2 qui semble augmenter quand le pas de temps est plus fin. Les résultats du calage sont donnés dans le *tableau 3.6*.

Dans les deux cas de calage, le coefficient de Nash a augmenté de 4%. Les différences entre les flux observés et calculés lors des crues sont réduites, de même, l'erreur sur la charge globale des deux années de calage est réduite à 2% pour les données journalières et à 0.8 % pour les données de huit heures (*tableau 3.6*).

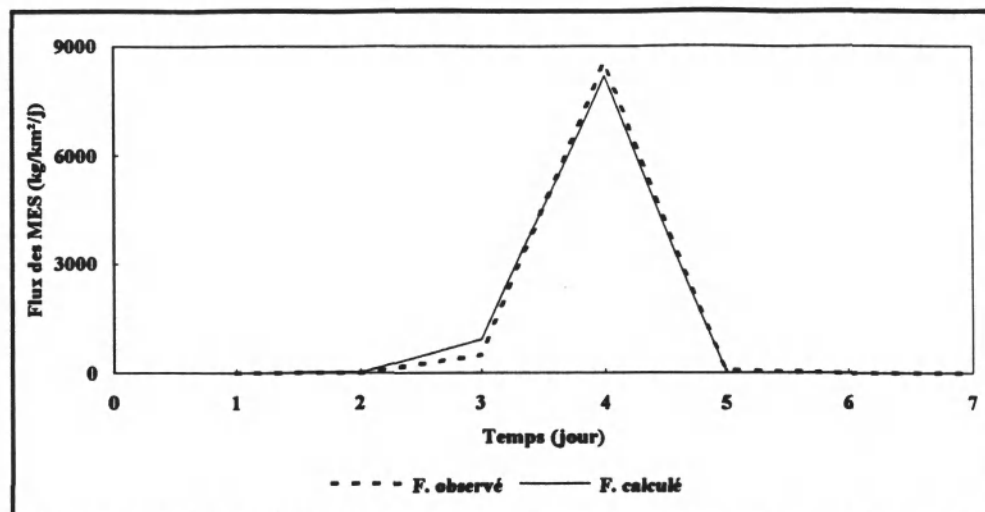


Figure 3.22. Modélisation instantanée sur 1976/1977. Crue du 13 février 1976.
Bassin de Mélarchez.

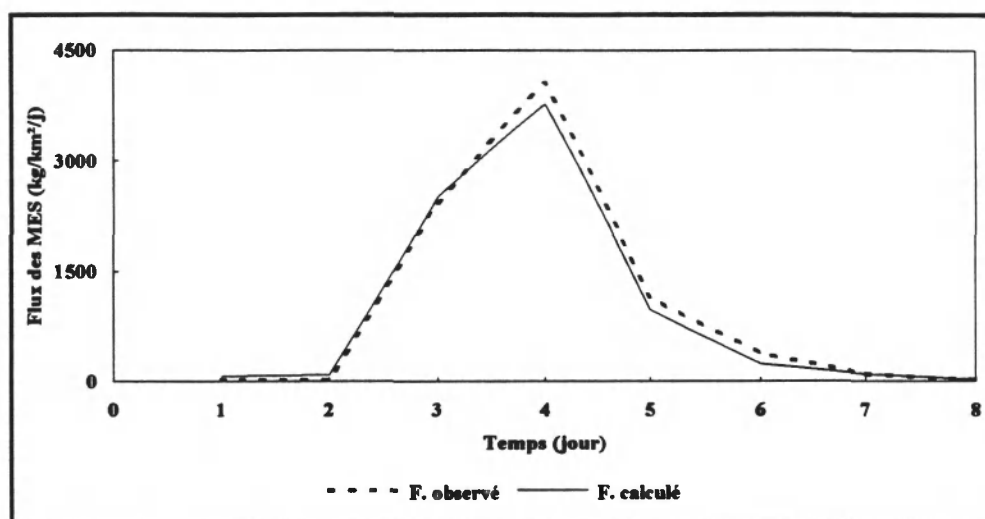


Figure 3.23. Modélisation instantanée sur 1976/1977. Crue du 20 février 1977.
Bassin de Mélarchez (pas de temps de mesure : 1 jour).

Afin de vérifier l'effet de la pluie relatif aux deux périodes de l'année, le modèle a été calé sur les données journalières avec saisonnalisation, c'est à dire en laissant x_1 et x_2 libres pour les deux périodes. Les résultats qui figurent sur le *tableau 3.7* confirment bien l'effet de la pluie toujours plus important en période sèche.

L'effet du stock est bien mis en évidence avec cette nouvelle formulation. En effet, l'amplitude de la variation du stock à la fin du pas de temps est plus importante (*figures 3. 25 et 3.4*).

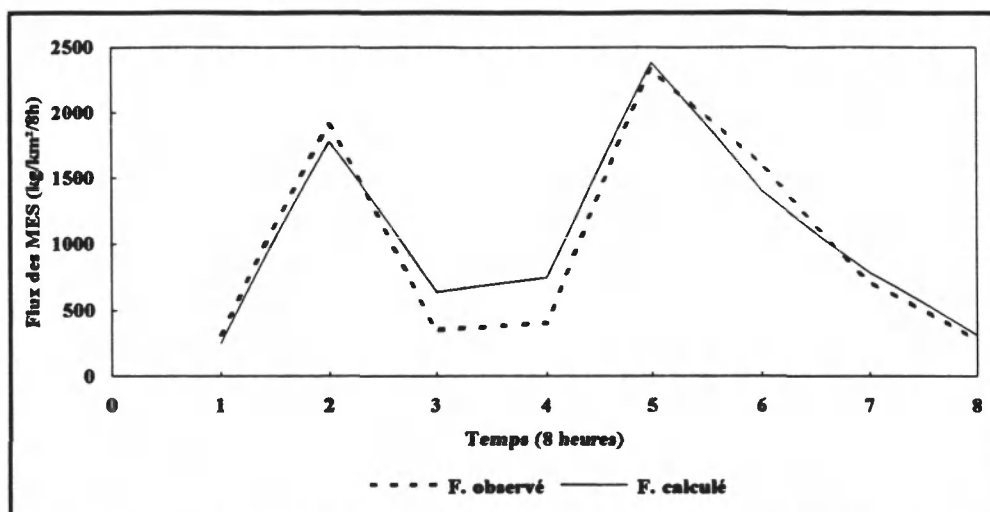


Figure 3.24. Modélisation instantanée sur 1976/1977. Crue du 20 février 1977. Bassin de Mélarchez (pas de temps de mesure : 8 heures).

MODELE : $dS_i / dt = 2(x_1 Q + x_2 (P / P_s)) - x_3 S_i^2 Q^2$					
Données de calage	Paramètres				
	x_1	x_2	x_3	S_0 (kg/km ²)	Nash (%)
Données journalières (1976/1977)	70.0	1.2	$2.0 \cdot 10^{-8}$	11340	99
Données de huit heures (1976/1977)	83.1	8.1	$1.2 \cdot 10^{-8}$	8300	95

Tableau 3.6. Résultats du calage du modèle instantané appliqué aux données de 1976/1977 à différents pas de temps. Bassin de Mélarchez.

Périodes	Paramètres				
	x_1	x_2	x_3	S_0 (kg/km ²)	Nash (%)
Périodes humides	69.5	0.96	2.10^{-8}	11340	99
Périodes sèches	0.77	2.6			

Tableau 3.7. Résultats du découpage saisonnier sur les données journalières de 1976/1977. Bassin de Mélarchez.

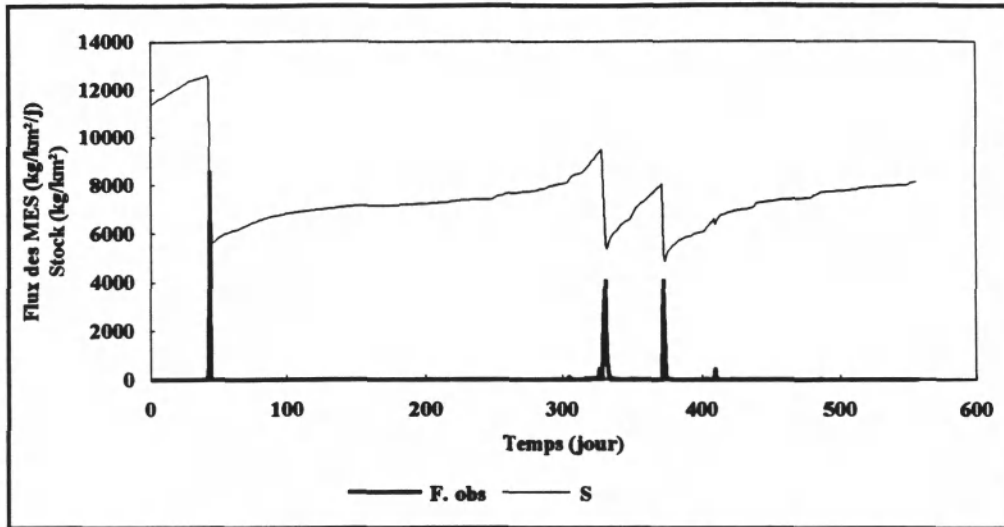


Figure 3.25. Flux des M.E.S observés et évolution du stock (S). Résultats du modèle instantané. 1976/1977 à Mélarchez.

3.4.5.2 - Calage du modèle sur les crues de 1992 sur Mélarchez

Afin de pouvoir relier la variation des paramètres du modèle au changement de l'état du sol et aux caractéristiques morphologiques du bassin, nous avons choisi de modéliser les flux de M.E.S relatifs à chaque crue.

Le modèle s'applique avec succès sur chacune des quatre crues observées sur l'année 1992 comme le montrent les figures 3.26, 3.27, 3.28, et 3.29.

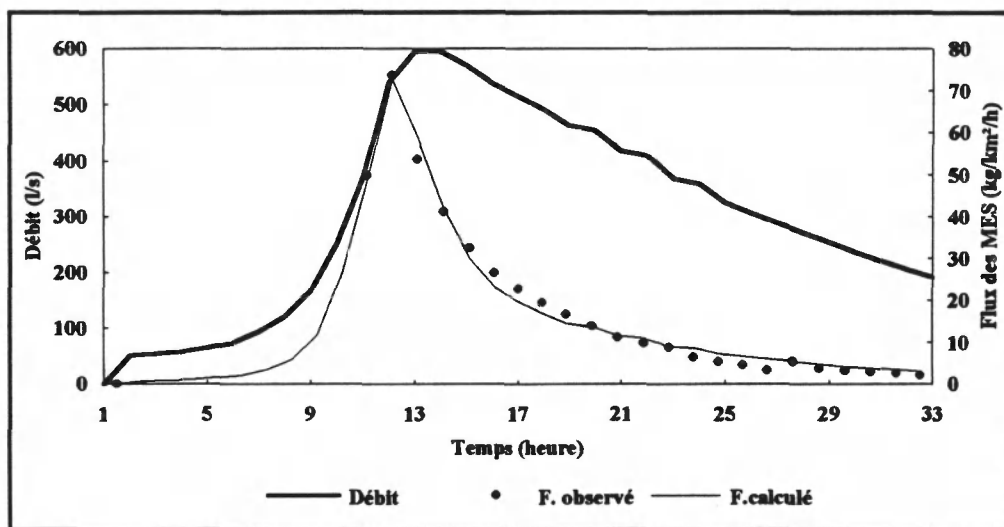


Figure 3.26. Modélisation de la crue du 26 mars 1992. Bassin de Mélarchez.

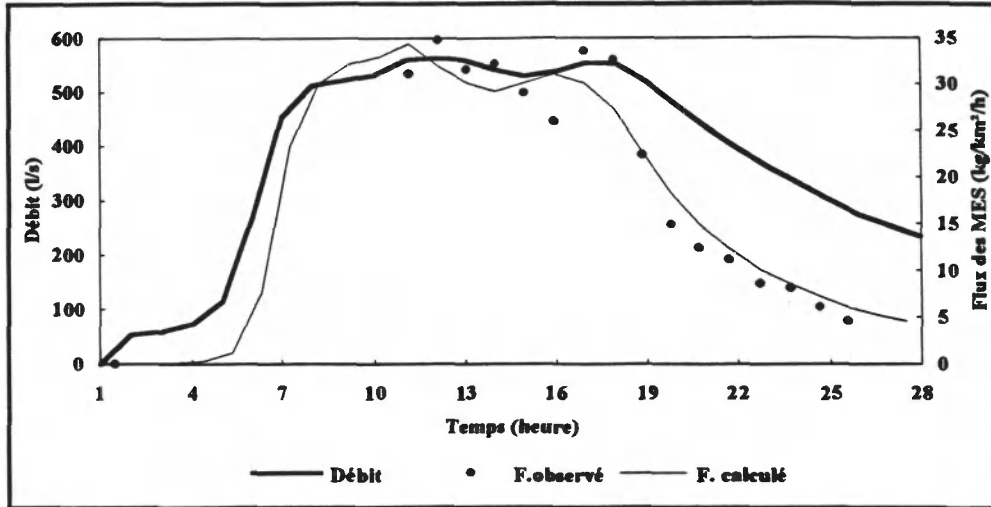


Figure 3.27. Modélisation de la crue du 18 novembre 1992. Bassin de Mèlarchez.

Les données de ces crues figurent dans l'annexe des archives et les résultats du calage du modèle sont illustrés dans le *tableau 3.8*. Celui-ci montre une variation sensible des paramètres d'une crue à l'autre. Ces variations sont liées en partie au changement de l'état hydrique du sol et à la saisonnalité de la pluie, le couvert végétal étant peu variable surtout à l'intérieur du mois (cas du mois de décembre). On révèle une certaine constance du rapport S_0/ch_{ob} (où ch_{ob} est la charge observée de la crue) relatif aux crues (*tableau 3.9*); celui-ci est plus faible pour la crue du 18 novembre.

Crues	Q_m ($l s^{-1}$)	P_m ($mm/10$)	C_m ($mg l^{-1}$)	x_1	x_2	x_3	S_0 ($kg km^{-2}$)	Nash (%)
26 mars	495	20	267	23.2	17.4	$2.5 \cdot 10^{-5}$	260	99.1
18 novembre	563	26	121	28.6	13.0	$4.0 \cdot 10^{-6}$	80	96.0
02 décembre	871	78	4470	74.8	8.3	$1.2 \cdot 10^{-5}$	1865	97.2
04 décembre	1860	44	1046	86.2	195.3	$8.6 \cdot 10^{-9}$	6200	93.5

Q_m : débit maximum horaire, P_m : pluie maximale horaire, C_m : concentration maximale.

Tableau 3.8. Résultats du calage instantané sur les crues individuelles. Bassin versant de Mèlarchez.

Crues	charge observée de la crue (kg km^{-2}) (1)	charge calculée de la crue (kg km^{-2}) (2)	Erreur (%) (3)	S_0 (1) (4)
26 mars 1992	423.5	429.5	1.4	0.61
18 novembre 1992	339.4	344.4	1.4	0.24
2 décembre 1992	2434.8	2446.8	0.5	0.76
4 décembre 1992	8793.5	8575.4	2.4	0.70

Tableau 3.9. Erreur du bilan relative aux crues. Bassin versant de Mélarchez.

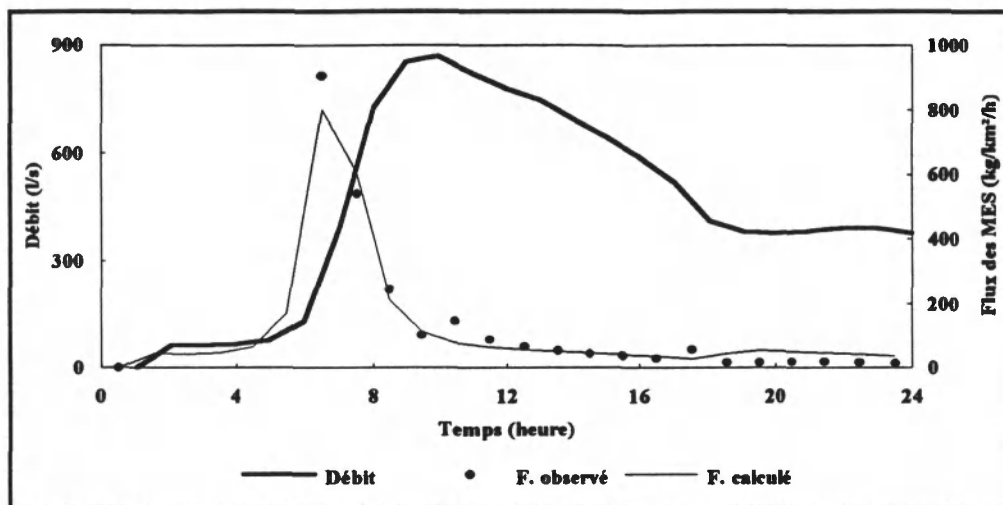


Figure 3.28. Modélisation de la crue du 2 décembre 1992. Bassin de Mélarchez.

Nous constatons que le calage de la crue du 4 décembre a nécessité un stock initial nettement supérieur au stock final de la crue du 2 décembre ($S_0 = 1865 \text{ kg/km}^2$) et donc une recharge du stock en quelques heures inexplicable. Cette incohérence nous a conduit à effectuer quatre tests de calage sur l'ensemble des deux crues du mois de décembre (donc avec continuité de l'évolution du stock):

1. x_1, x_2, x_3 communs aux deux crues;
2. x_1 fixé à la moyenne des coefficients de x_1 obtenus pour chaque crue séparément ($x_1 = 80.0$, voir *tableau 3.8*);
3. x_2 et x_3 communs aux deux crues alors que x_1 est variable;
4. x_1 et x_2 variables alors que x_3 est commun aux deux crues;

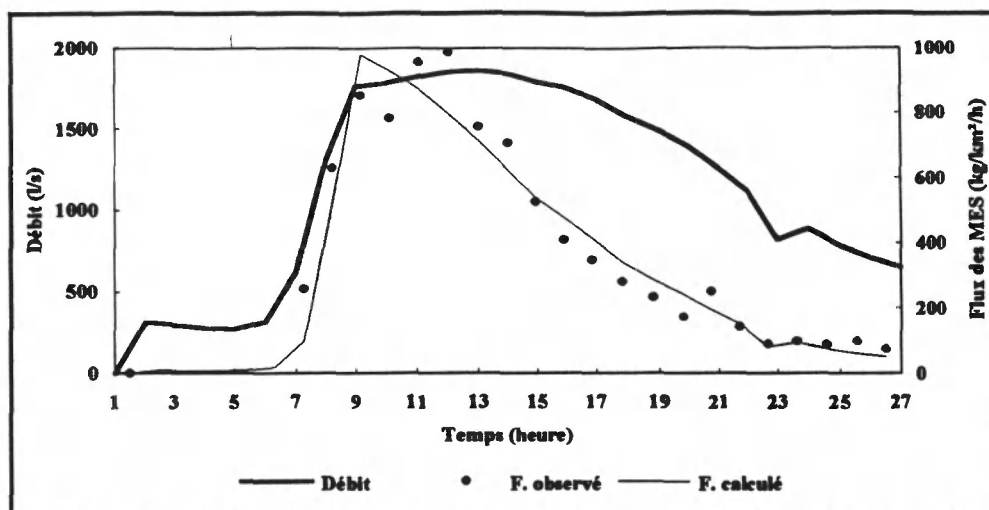


Figure 3.29. Modélisation de la crue du 4 décembre 1992. Bassin de Mélarchez.

La meilleure représentation graphique est obtenue par le troisième test (figure 3.30). Dans ce cas l'erreur sur la charge totale des deux crues n'est que de 7.5% avec une parfaite reproduction de la première crue et une sous-estimation très nette de la deuxième.

En se basant sur le tableau 3.10, l'effet de la pluie traduit par le coefficient x_2 , semble être contradictoire d'un essai à l'autre.

Tests	Critères du calage		Crue du 2 Décembre			Crue du 4 décembre		
	Nash (%)	Erreur (%)	x_1	x_2	x_3	x_1	x_2	x_3
1	74	17.5	290.6	0.98	$1.9 \cdot 10^{-5}$	290.6	0.98	$1.9 \cdot 10^{-5}$
2	30	44.0	80.0	10.8	$8.2 \cdot 10^{-6}$	80.0	34.0	$8.2 \cdot 10^{-6}$
3	80	7.5	83.5	6.0	$1.4 \cdot 10^{-5}$	309.6	6.0	$1.4 \cdot 10^{-5}$
4	80	9.0	54.0	13.5	$1.0 \cdot 10^{-5}$	310.5	0.05	$1.0 \cdot 10^{-5}$

Tableau 3.10. Résultats du calage instantané sur l'ensemble des deux crues de décembre 1992. Bassin de Mélarchez.

On peut avancer:

- une modification de l'état de surface du sol par la première crue se répercutant sur la sensibilité aux variations temporelles de la pluie, sans que l'on puisse tirer de conclusion sur l'érosion elle même;
- une mobilisation des matériaux par le débit plus facile lors de la deuxième crue.

Il faut dire que le débit de pointe de crue du 4 décembre est le double de celui de la crue du 2 décembre et que la charge de la crue du 4 décembre est 3.2 fois celle du 2 décembre.

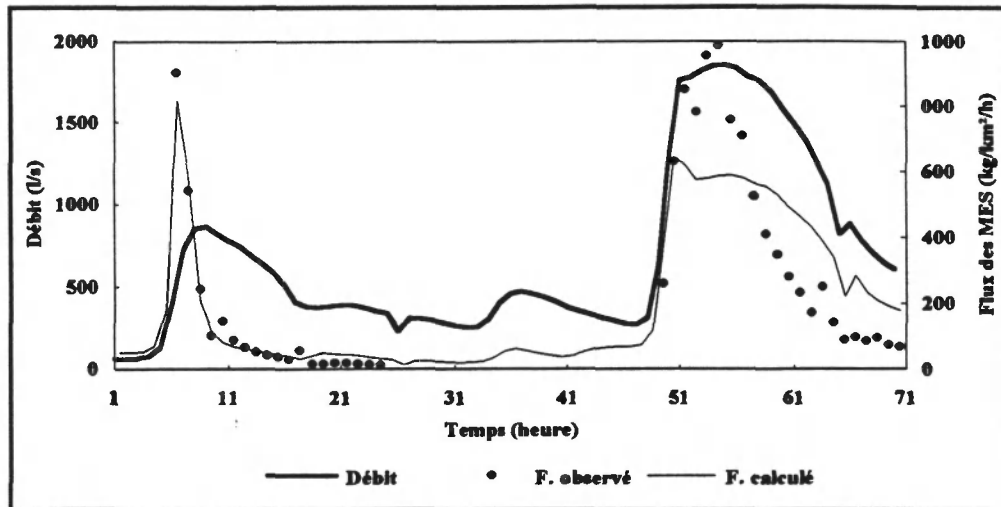


Figure 3.30. Modélisation de l'ensemble des deux crues de décembre 1992. (test n°3). Bassin de Mélarchez.

Par ailleurs, la différence de comportement des différentes crues se manifeste également dans leur composition granulométrique. Celle-ci, mesurée par le centre de Pédologie Biologique de Nancy (Bartoli et Burtin, communication personnelle) révèle une relative constance pendant les crues, la teneur en argile étant généralement supérieure à 90% mais descendant à 38% lors de la crue du 2 décembre au profit des limons fins (20%) et des limons grossiers (40%). Nous reprendrons plus en détails l'étude du comportement de ces deux crues dans le chapitre VI qui concerne l'explication des paramètres.

Van Sickle et Beschta (1983) ont rencontré le même problème lors de l'application de leur modèle sur les crues du bassin versant Flynn Creek dans l'Oregon aux Etats-Unis (§ chapitre I, paragraphe 1.3.3.5). Ces auteurs avancent l'hypothèse que le stock ne réagit pas globalement à chaque crue, qu'une distribution de celui-ci en plusieurs compartiments est nécessaire et que l'accès à tel ou tel compartiment dépendra du débit atteint.

3.4.5.3 - Calage du modèle instantané sur les crues du bassin versant de Naizin

Nous avons appliqué le modèle instantané aux crues du bassin versant du Naizin afin de voir l'amélioration produite par la nouvelle formulation du modèle.

En effet, la représentation graphique des crues est améliorée (figures 3.31; 3.32 et annexe B), de même le coefficient de Nash (tableau 3.11). Pour toutes les crues, nous avons signalé la réduction de l'erreur sur la charge totale de la crue. Le tableau 3.11 montre une variation des paramètres d'une crue à l'autre. L'amélioration des crues du 24 février et du 12 avril a été suivie d'une diminution importante du coefficient x_1 . Cependant, sur l'ensemble des crues, le coefficient x_2 reste plus important en période sèche. Le coefficient x_3 est peu variable et reste compris entre 10^{-3} et 10^{-4} .

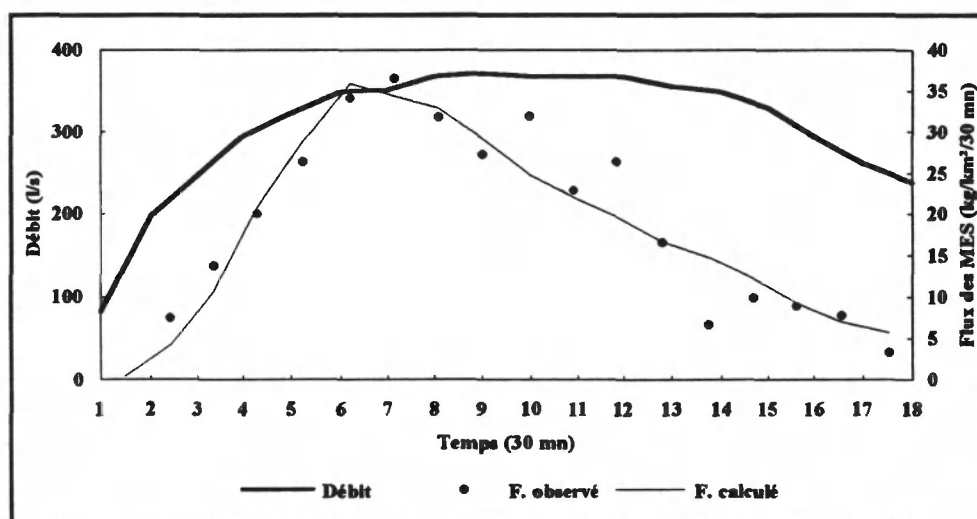


Figure 3.31. Modélisation de la crue du 12 octobre 1988. Bassin de Naizin.

Crues	x_1	x_2	x_3	S_0 ($kg\ km^{-2}$)	Nash (%)
12 octobre 1988	47.3	9.0	9.10^{-5}	150	93
24 février 1989	3.10^{-3}	18.3	9.10^{-5}	262	82
11 avril 1989	84.0	3.10^{-2}	24.10^{-4}	275	77
12 avril 1989	3.10^{-4}	5.33	6.10^{-5}	102	57
15 avril 1989	62.2	2.10^{-5}	1.610^{-4}	116.0	53
25 mai 1989	604.0	23.7	7.10^{-5}	242	92
11 septembre 1989	2402.0	47.5	2.510^{-3}	526	77
15 décembre 1989	51.5	5.3	3.510^{-4}	55	42

Tableau 3.11. Résultats du modèle instantané. Bassin de Naizin.

Le rapport S_0/ch_{ob} (tableau 3.12) est sensiblement constant sur six crues, par contre il est élevé pour la crue du 12 avril ($S_0/ch_{ob} = 2.45$) ce qui indique une faible production du débit. Les sédiments transportés dans ce cas proviennent du transfert des particules mobilisées lors de la crue du 11 avril. Un phénomène inverse s'est produit dans le cas de la crue du 11 septembre où le rapport S_0/ch_{ob} est de 0.07; ce qui indique probablement une production importante de sédiments par le débit ($x_1 = 2402.0$).

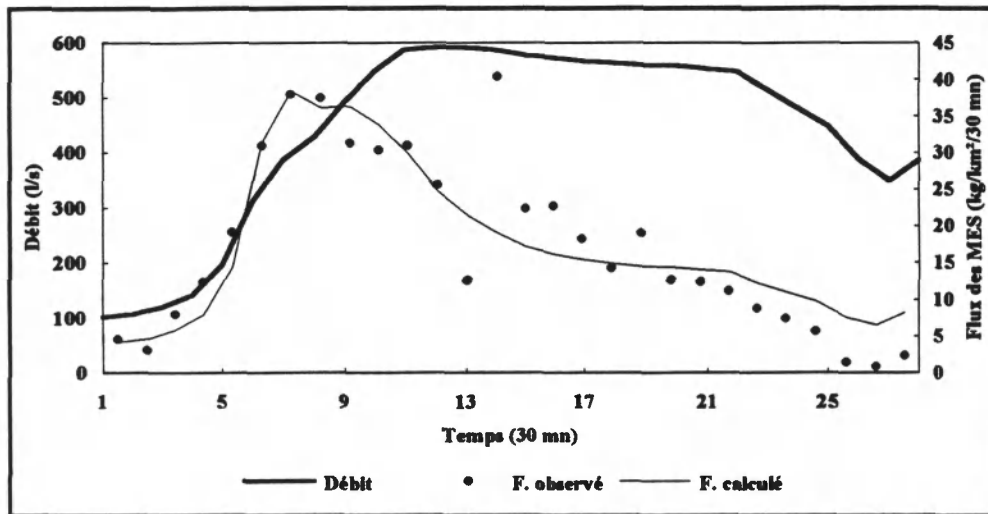


Figure 3.32. Modélisation de la crue du 11 avril 1989. Bassin de Naizin.

Paramètres	Crues							
	12 oct. 1988	24 Fév. 1989	11 avril 19 89	12 avril 19 89	15 avril 1989	25 mai 19 89	11 sept. 1989	15 Déc 1989
ch_{ob} ($kg\ km^{-2}$)	343.8	432.4	483.6	41.5	172.1	305.7	6914.0	79.0
ch_{cal} ($kg\ km^{-2}$)	345.3	448.5	483.6	414.1	171.3	330.6	7752.8	80.8
erreur(%)	0.4	3.7	0.0	6.0	0.4	8.0	12.0	2.0
S_0/ch_{ob}	0.43	0.60	0.56	2.45	0.67	0.79	0.07	0.70

Tableau 3.12. Erreur du bilan du modèle instantané. Bassin versant de Naizin.

3.4.5.4 - Etude de sensibilité des paramètres

L'étude de sensibilité du modèle à la variation des paramètres peut être réalisée à l'aide de la méthode suivante: il suffit de fixer deux paramètres et faire varier le troisième en le multipliant par un facteur ε pouvant varier de 0.1 à 4. Ce test doit être effectué pour les trois paramètres x_1 , x_2 , x_3 . La stabilité du modèle sera jugée en comparant les flux obtenus par le calage et ceux issus de la variation de chacun des paramètres. Ces tests sont effectués dans le cas des crues du 26 mars et du 4 décembre 1992 sur le bassin de Mélarchez.

1- Variation du paramètre x_1

Nous présentons dans le *tableau 3.13* les résultats des 7 tests effectués. L'erreur du bilan ainsi que le critère de Nash ont été calculés par rapport à la réalité pour chaque test. Ces résultats prouvent que le modèle est stable par rapport à la variation du paramètre x_1 et que celui-ci est plus sensible à l'augmentation du paramètre qu'à sa diminution. En effet, la dégradation de ces deux critères est très nette quand le paramètre est multiplié par 4. Dans ce cas on assiste à une surestimation générale de la crue (*figure 3.33*). La division du paramètre par 4 est à l'origine d'une sous-estimation de 30 % de la charge globale de la crue alors que le critère de Nash reste important (89 %) (*figure 3.34*).

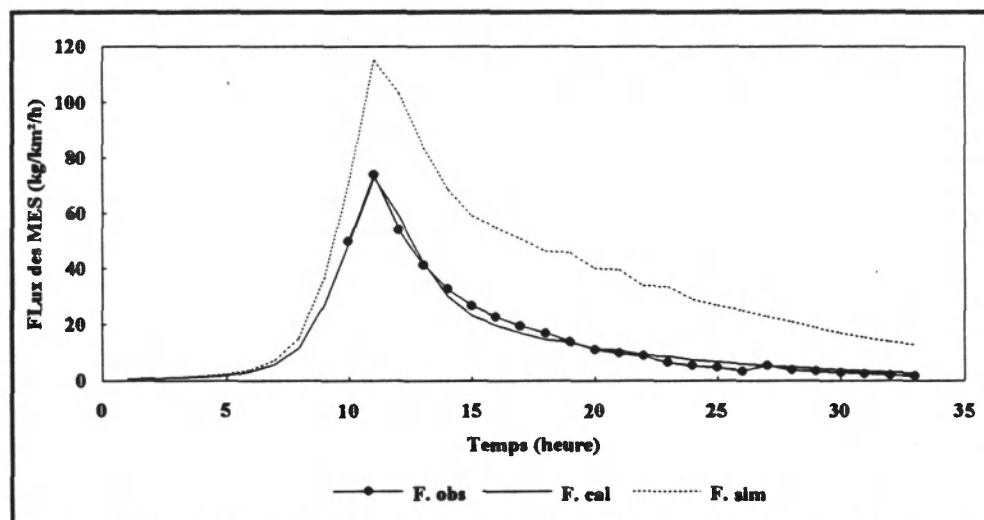


Figure 3.33. Flux calés par le modèle et simulés avec x_1 multiplié par 4. Crue du 26 mars 1992 à Mélarchez.

Variation du paramètre x_j		$0.1 x_j$	$0.25 x_j$	$0.5 x_j$	$0.9 x_j$	x_j	$1.1 x_j$	$2 x_j$	$4 x_j$
crue du 26/03/1992	Erreur (%)	35.0	30.0	20.0	3.1	1.4	5.7	47.5	147.0
	Nash (%)	85.0	89.1	94.3	98.0	99.1	98.0	7.29	< 0
crue du 04/12/1992	Erreur (%)	15.0	13.0	9.6	4.0	2.5	1.0	12.4	44.8
	Nash (%)	89.0	90.2	92.1	93.0	93.5	93.0	88.4	47.7

Tableau 3.13. Sensibilité du modèle à la variation du paramètre x_j .

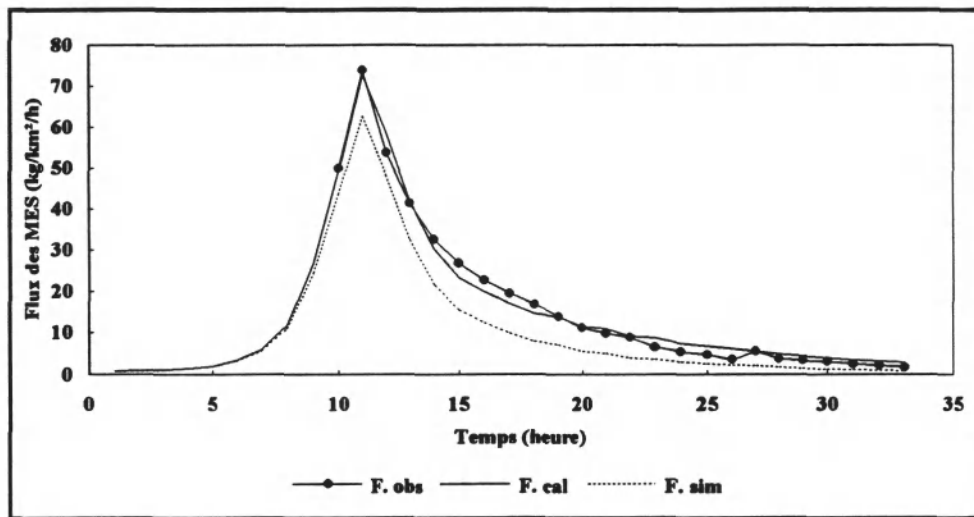


Figure 3.34. Flux calés par le modèle et simulés avec x_j divisé par 4. Crue du 26 mars 1992 à Mélarchez.

2- Variation du paramètre x_2

Les mêmes tests ont été appliqués au paramètre x_2 (tableau 3.14). La stabilité du modèle par rapport à la variation du paramètre x_2 est assurée. Le modèle est plus sensible à l'augmentation du paramètre qu'à sa diminution. Ce n'est qu'à partir d'un facteur multiplicatif de 4 qu'on arrive à voir une sérieuse surestimation (figure 3.35). Celle-ci affecte surtout les flux de la pointe de la crue alors que la décrue est bien conservée. La division de ce paramètre par un facteur 4 donne lieu à une sous-estimation des flux de la pointe de la crue tout en reproduisant correctement la décrue (figure 3.36).

Variation du paramètre x_2		$0.1 x_1$	$0.25 x_2$	$0.5 x_2$	$0.9 x_2$	x_2	$1.1 x_2$	$2 x_2$	$4 x_2$
crue du 26/03/1992	Erreur (%)	16.4	13.3	8.4	0.6	1.4	3.1	20.	52.
	Nash (%)	88.2	9.31	95.2	98.1	99.1	98.0	86.0	44
crue du 04/12/1992	Erreur (%)	57.4	49.0	34.1	9.0	2.5	4.1	66	212.0
	Nash (%)	43.0	27.5	60.3	91.3	93.5	91.0	75.0	< 0

Tableau 3.14. Sensibilité du modèle à la variation du paramètre x_2 .

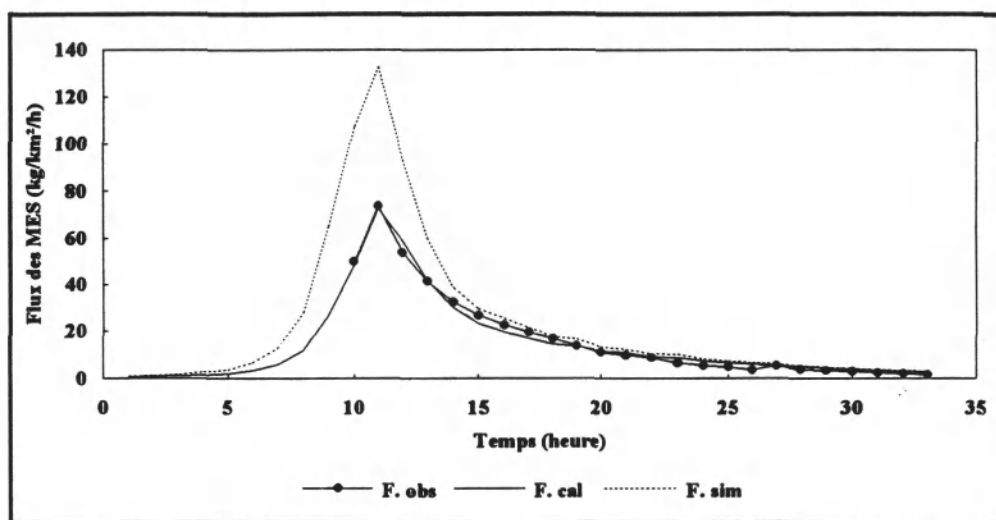


Figure 3.35. Flux calés par le modèle et simulés avec x_2 multiplié par 4. Crue du 26 mars à Mèlarchez.

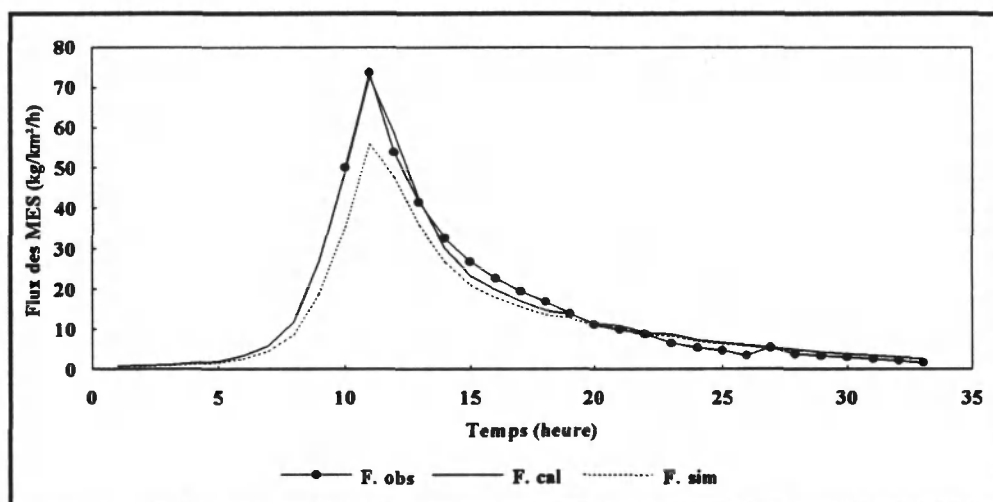


Figure 3.36. Flux calés par le modèle et simulés avec x_2 divisé par 4. Crue du 26 mars 1992 à Mèlarchez.

3- Variation du paramètre x_3

Les résultats des tests illustrés dans le *tableau 3.15* montrent qu'un faible paramètre x_3 sous-estime la montée de la crue et donne lieu à une pointe plus étalée ($\varepsilon = 0.25$; *figure 3.37*) alors que lorsque l'on augmente ce paramètre, on crée un déphasage de la montée de la crue (*figure 3.38*).

En fait le paramètre x_3 est fonction de la forme de la crue. Une crue à pointe étalée oblige x_3 à être très petit (cas de la crue du 4 décembre). Un x_3 petit nécessite un stock initial élevé, ce qui permet de conclure que x_3 et S_0 sont étroitement liés et qu'il faut appliquer les mêmes tests à S_0 . On testera également le cas d'une variation simultanée de ces deux paramètres.

Variation du paramètre x_3		$0.1 x_3$	$0.25 x_3$	$0.5 x_3$	$0.9 x_3$	x_3	$1.1 x_3$	$2 x_3$	$4 x_3$
crue du 26/03/1992	Erreur (%)	48.5	21.8	6.5	0.6	1.4	1.7	1.3	4.8
	Nash (%)	20.0	66.2	90.5	98.1	99.1	98.1	93.0	85.0
crue du 04/12/1992	Erreur (%)	79.0	57.0	31.2	6.8	2.5	1.3	23.2	41.3
	Nash (%)	< 0	< 0	62.2	92.1	93.5	92.3	44.2	< 0

Tableau 3.15. Sensibilité du modèle à la variation du paramètre x_3 .

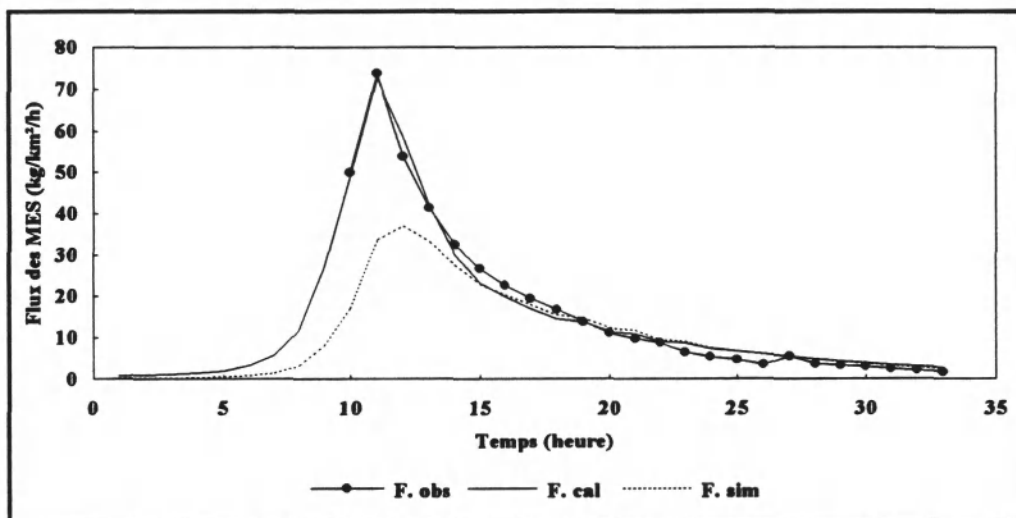


Figure 3.37. Flux calés par le modèle et simulés avec x_3 divisé par 4. Crue du 26 mars à Mèlarchez.

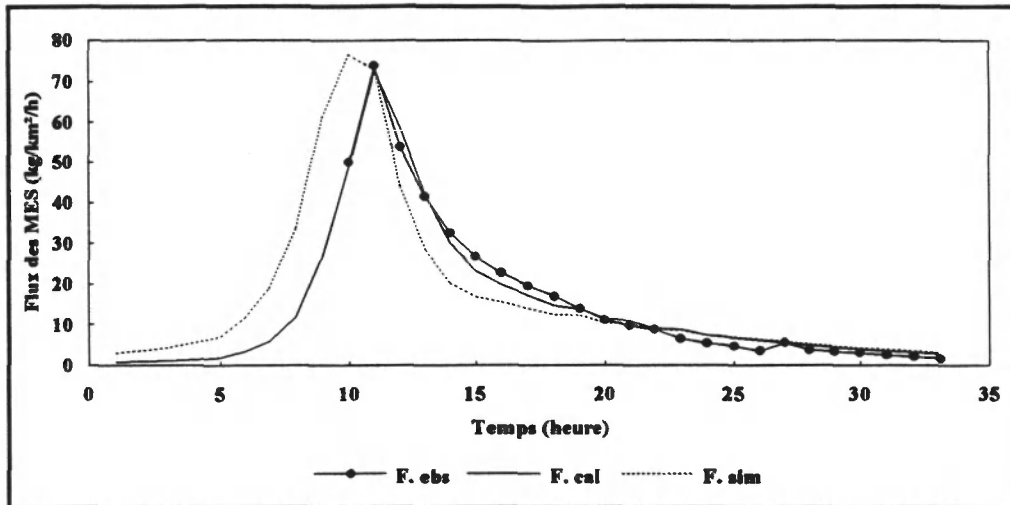


Figure 3.38. Flux calés par le modèle et simulés avec x_3 multiplié par 4. Crue du 26 mars à Mèlarchez.

4 - Variation du stock S_0

Dans le *tableau 3.16*, nous présentons les résultats des tests effectués pour évaluer l'influence de l'initialisation du stock en début de crue. Le modèle se montre plus sensible à l'initialisation de S_0 puisqu'il indique une dégradation des critères quand on multiplie S_0 par 2 (surestimation de 57% de la charge de la crue; *figure 3.39*).

Variation du paramètre S_0		$0.1 S_0$	$0.25 S_0$	$0.5 S_0$	$0.9 S_0$	S_0	$1.1 S_0$	$2 S_0$	$4 S_0$
crue du 26/03/1992	Erreur (%)	40	34	21	3	1.4	5	40	98
	Nash (%)	32.0	51.3	78.2	98.1	99.1	98.1	26.4	< 0
crue du 04/12/1992	Erreur (%)	52	44	30	8	2.5	3	57	150
	Nash (%)	17.0	38	67.5	92.2	93.5	91.7	< 0	< 0

Tableau 3.16. Sensibilité du modèle à la variation du stock initial S_0 .

Nous avons également fait varier le produit $x_3 S_0$, et nous constatons que pour un stock doublé il faut diviser x_3 par un facteur de l'ordre de 5 pour reproduire plus ou moins bien la crue (*figure 3.40*). Dans ce cas la pointe est plus étalée ce qui confirme l'incertitude sur l'estimation du paramètre x_3 .

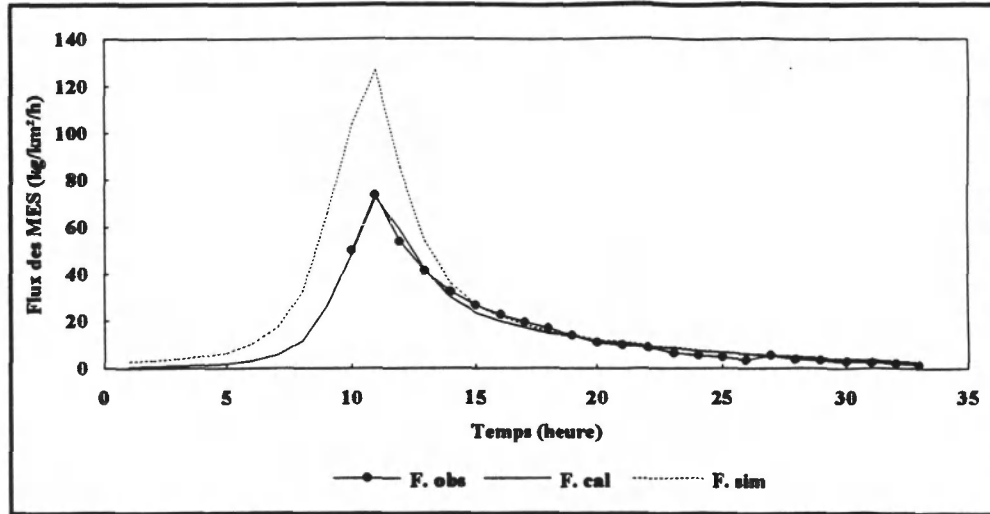


Figure 3.39. Flux calés par le modèle et simulés avec un stock initial multiplié par 2. Crue du 26 mars 1992. Bassin de Mèlarchez.

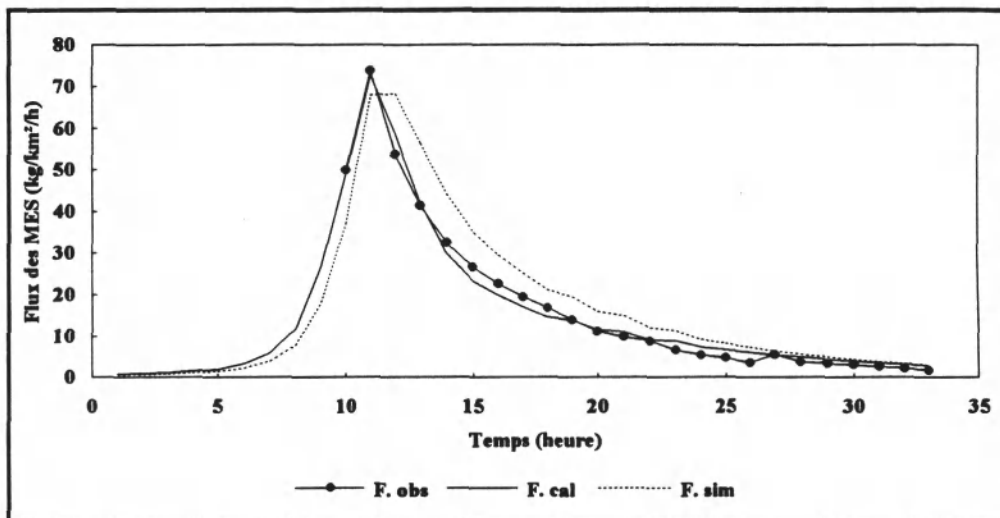


Figure 3.40. Flux calés par le modèle et simulés avec S_0 doublé et $\times 3$ divisé par 5. Crue du 26 mars 1992. Bassin de Mèlarchez.

CONCLUSIONS

Le modèle établi permet une simulation des flux satisfaisante et propose un schéma simpliste de fonctionnement dont l'estimation des paramètres reste entachée d'incertitudes. Le flux étant par construction considéré comme une différence entre deux variables inconnues, la difficulté d'estimation ne doit pas trop surprendre.

Ce modèle a néanmoins mis en évidence la contribution du débit dans l'apport de M.E.S au stock, facteur négligé dans le modèle de Negev modifié par Meyer et Wishmeier (1969) et Onstad et Foster (1975), où l'on suppose que l'apport dans le réservoir de stockage ne provient que de la pluie, et marque donc un progrès sur les tentatives antérieures.

L'architecture du modèle établi au pas de temps journalier semble s'adapter aux données plus fines malgré une variation sensible des valeurs des paramètres. Ces résultats nous ont conduit à l'écriture instantanée du modèle afin de réduire l'effet d'échelle temporelle. Le modèle instantané procure une amélioration du critère. Toutefois, le changement du protocole de mesure a rendu difficile la simulation des flux postérieurs aux années de calage (1976/1977). Cependant, la modélisation des flux au pas de temps de trois jours est possible et donne un critère de Nash de 71%, de même que la simulation des flux postérieurs (Nash = 68%).

L'introduction du phénomène saisonnier a permis de mettre en évidence que l'effet de la pluie est plus important en période sèche. Ces résultats sont confirmés par le traitement à différents pas de temps sur le bassin de Mélarchez ainsi que sur celui de Naizin. Le découpage saisonnier a contribué à l'amélioration de la reproduction des crues en période sèche.

Le modèle appliqué aux crues du bassin de Naizin et à celles du bassin de Mélarchez donne satisfaction. La variation des paramètres est liée surtout au type et à l'état de surface du sol, ainsi qu'aux caractéristiques physiques et pédologiques des bassins. Bien que le modèle se montre peu sensible à la variation des paramètres, l'étude de ces crues reste insuffisante pour définir correctement les paramètres et pour expliquer la variation du stock disponible supposé réinitialisé à chaque crue. La complexité des phénomènes demande l'étude d'un maximum de crues sur différents bassins et exige des observations directes sur les différents sites des bassins.

CHAPITRE IV

CHANGEMENT D'ECHELLE SPATIALE

CHAPITRE IV

CHANGEMENT D'ECHELLE SPATIALE

4.1 - INTRODUCTION

La diversité de la topographie, de l'occupation du sol et du type de sol sur le même bassin sont à l'origine d'une production de M.E.S locale parfois considérable. Il est actuellement admis que, dans le cas des zones humides, l'écoulement est produit par une petite portion du bassin et que ces aires varient avec l'humidité antérieure du sol (Moore et al., 1976). Ainsi l'amplitude du rapport de restitution doit être reliée aux caractéristiques de ces zones et non à celle du bassin entier. La production de ces zones est également variable dans le temps et dépend de la distance qui les sépare du cours d'eau. Nous allons, dans ce qui suit, suivre l'évolution des paramètres du modèle appliqué à différentes superficies, dans le but de saisir les paramètres physiques et autres qui interviennent dans le cas de changement d'échelle spatiale.

4.2.- Application d'un modèle global à différentes superficies

4.2.1 - Le Vannetin à la station R-Leudon (5 km²)

Une station de mesure a été installée par le laboratoire de géographie physique du CNRS (URA 141) sur le bassin versant du Vannetin à Leudon afin de pouvoir comparer deux types de situations, plus argileuse pour Leudon, plus limoneuse pour Mélarchez, l'une et l'autre caractéristiques du bassin de la Marne.

Nous disposons sur ce bassin de données de trois crues sur 1992 pour lesquelles les M.E.S ont été mesurées à pas de temps fin (le pas de temps varie de 45 à 15 mn).

La crue du 26 mars est la première crue enregistrée sur l'année. C'est une crue relativement faible étant donné que la concentration maximale obtenue est de 51 mg l⁻¹ (*figure 4.1*). Ce maximum est en avance de 3 heures par rapport au premier pic de débit qui est de 150 l s⁻¹ (le deuxième pic de débit observé 10 heures plus tard est de 200 l s⁻¹). La faiblesse de la concentration n'est pas

surprenante car il n'y avait pas eu d'érosion au niveau des parcelles et des berges du lit et ces M.E.S proviennent essentiellement des collecteurs de drainage (il existe 33 collecteurs en amont de la station de mesure).

La représentation chronologique de la crue permet de constater quelques fluctuations du débit pendant la décrue dues essentiellement à la mise en marche de la pompe qui vide l'eau du bac qui reçoit les eaux du collecteur de drainage. Afin d'éviter ces perturbations, le rejet de la pompe a été éloigné de la station de mesure.

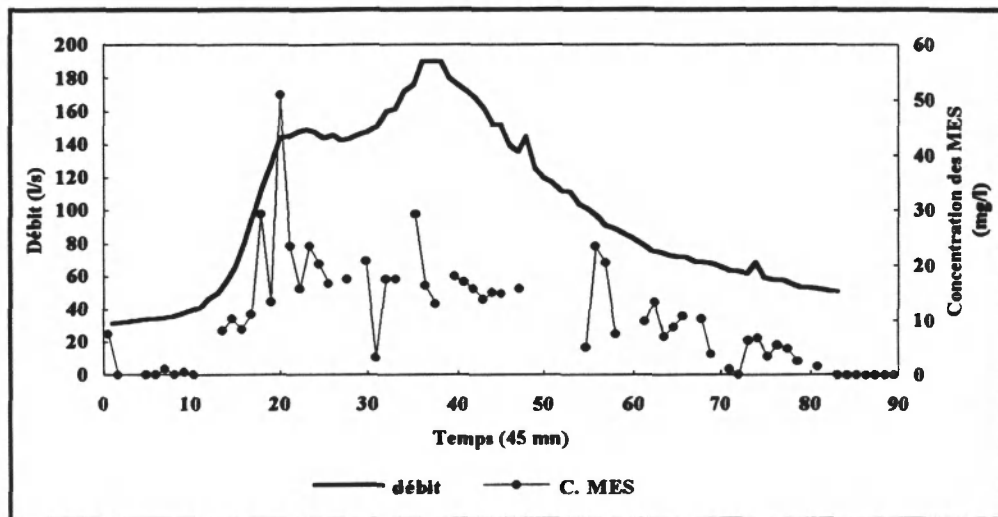


Figure 4.1. Graphique chronologique du débit et de la concentration. Crue du 26 mars 1992. Bassin de Leudon.

1- Modélisation de la crue du 26 mars 1992

La modélisation de la crue a été difficile à cause des variations importantes de la concentration lors de la montée de la crue. Le pic de la crue est sous-estimé mais la représentation globale est acceptable (figure 4.2). Les résultats du calage sont donnés dans le tableau 4.1.

Il semble étonnant qu'à 60 l s^{-1} la concentration des M.E.S observée s'annule, alors que les suspensions sont des argiles; de là vient probablement la surestimation des flux de la fin de la crue.

2- Modélisation des crues du mois de décembre

Nous représentons sur le tableau 4.1 les valeurs des paramètres obtenus pour les quatre calages effectués.

- 1- calage sur la crue du 2 décembre (figure 4.3).
- 2- calage sur la crue du 4 décembre (pas de temps 30 mn) (figure 4.4).
- 3- calage sur la crue du 4 décembre (pas de temps 15 mn).
- 4- calage sur l'ensemble des deux crues (figure 4.5).

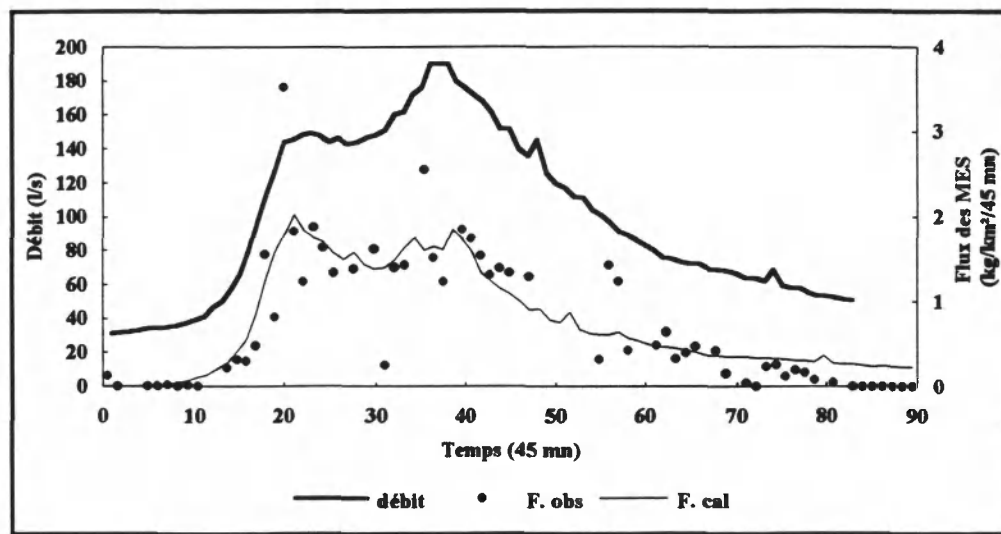


Figure 4.2. Modélisation de la crue du 26 mars 1992. Bassin de Leudon.

Crues	pas de temps (dt) (mm)	x_1 (1)	x_2 (2)	x_3 (3)	S_0 (kg km^{-2}) (4)	ch_{ob} (kg km^{-2}) (5)	(4) / (5) (6)	erreur (%) (7)	Nash (%) (8)
26 mars	45	5.8	0.8	0.0015	0	44.5	0	5.8	75
2 décembre	30	100.0	18.0	$6.4 \cdot 10^{-7}$	1900	814	2.33	3.0	93
4 décembre	30	140.0	24.6	$5.5 \cdot 10^{-7}$	2500	2673	0.90	1.7	99
	15	110.6	30.2	$6.3 \cdot 10^{-7}$	2500	2673	0.90	1.6	99
2 et 4 décembre	30	160.5	14.0	$6.3 \cdot 10^{-7}$	1900	5970	0.31	2.0	98

Tableau 4.1. Résultats du calage du modèle sur les crues de 1992.
Bassin de Leudon.

Dans les quatre cas, le calage du modèle s'est fait avec succès. La *figure 4.5* montre une bonne reproduction des flux dans le quatrième cas. Cependant le pic de la crue du 2 décembre est légèrement sous-estimé. Ce résultat est le même dans le cas de calage du modèle crue par crue.

De même que pour Mélarchez, nous remarquons selon le *tableau 4.1* que les paramètres x_1 et x_2 sont plus élevés pour la crue du 4 décembre que celle du 2 décembre. Par contre le paramètre x_3 est resté constant lors des différents calages ($x_3 = 6.0 \cdot 10^{-7}$). La continuité du stock lors de ces différents calages a été assurée; ainsi le stock initial de la crue du 4 décembre est celui qui est resté disponible après celle du 2 décembre.

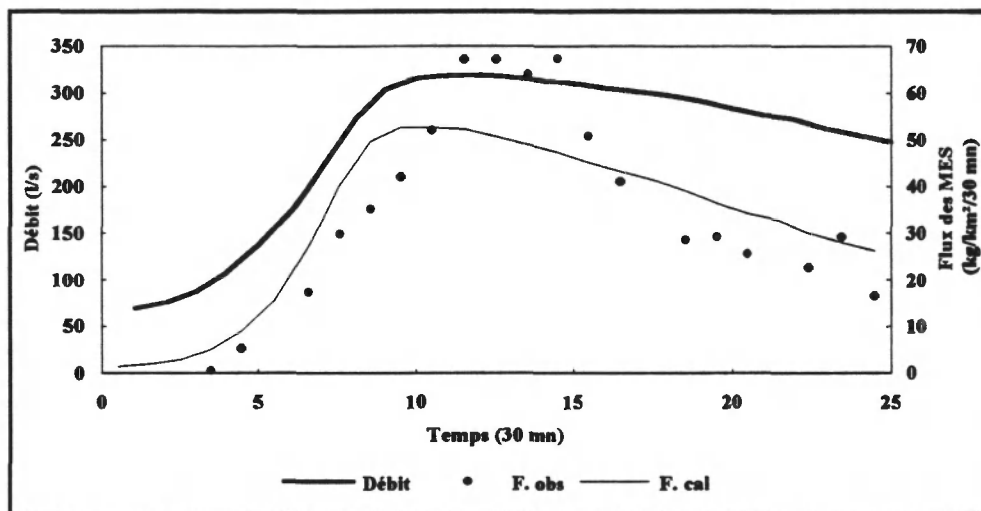


Figure 4.3. Modélisation de la crue du 2 décembre 1992. Bassin de Leudon.

De nombreuses tentatives d'amélioration de la reproduction du pic de la crue du 2 décembre ont été menées.

En particulier, les deux essais suivants ont été réalisés: décalage de la pluie par rapport à l'écoulement et production des M.E.S assurée uniquement par la pluie. Ce dernier essai confirme la contribution du débit dans l'évolution du stock (mauvais résultats sans le facteur débit). Le décalage de la pluie par rapport au débit introduit une légère amélioration dans le cas d'un décalage d'une heure (soit deux pas de temps).

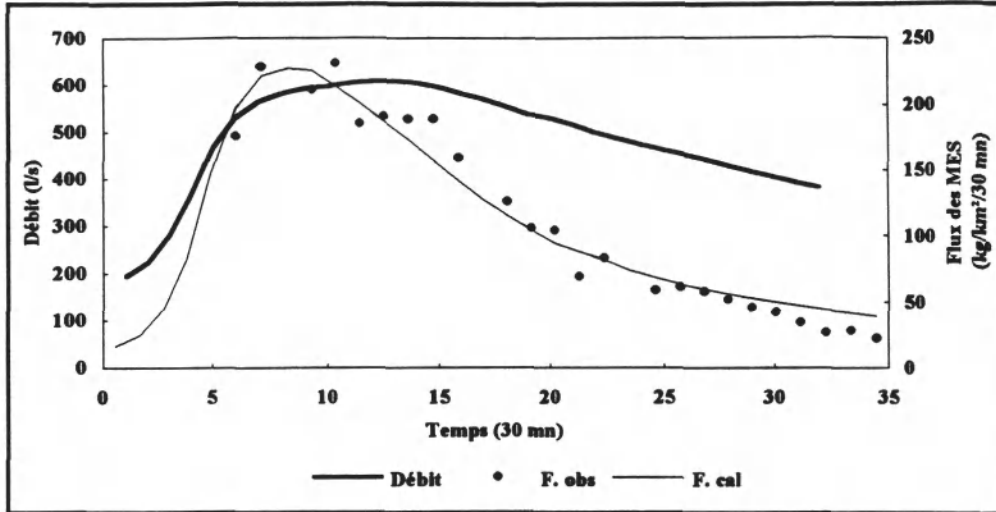


Figure 4.4. Modélisation de la crue du 4 décembre 1992. Bassin de Leudon.

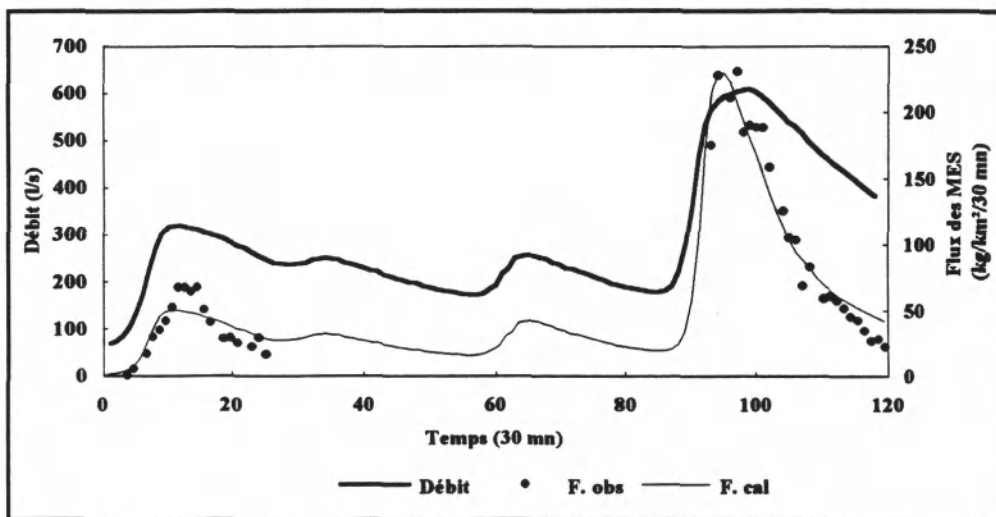


Figure 4.5. Modélisation de l'ensemble des deux crues de décembre 1992. Bassin de Leudon.

4.2.2 - L'Orgeval (104 km²)

Le problème posé par le changement d'échelle spatiale est essentiel dans notre problématique et notre souci est de trouver un modèle qui soit transposable à différentes échelles. Afin de résoudre ce problème, une étude comparative du bassin de Mélarchez et de l'Orgeval nous semble primordiale.

Nous rappelons qu'au niveau de l'Orgeval, nous disposons des données de concentrations moyennes sur trois jours de 1978 à 1980. Le manque de données sur 1978 a limité notre étude aux données incomplètes également de 1979/1980.

La comparaison des concentrations moyennes sur trois jours sur les deux bassins a permis de dégager les remarques suivantes:

- pour les saisons humides de 79 et 80, la concentration sur Mélarchez est plus importante que celle de l'Orgeval (*figure 4.6*); il en est de même pour la perte en sol par km² et par jour qui est de l'ordre de 1 à 5 fois celle de l'Orgeval.
- pour les saisons sèches de 79 et 80, la concentration sur l'Orgeval est plus élevée que celle sur Mélarchez, dans ce cas la perte en sol par km² et par jour est de 1 à 5 fois celle de Mélarchez.

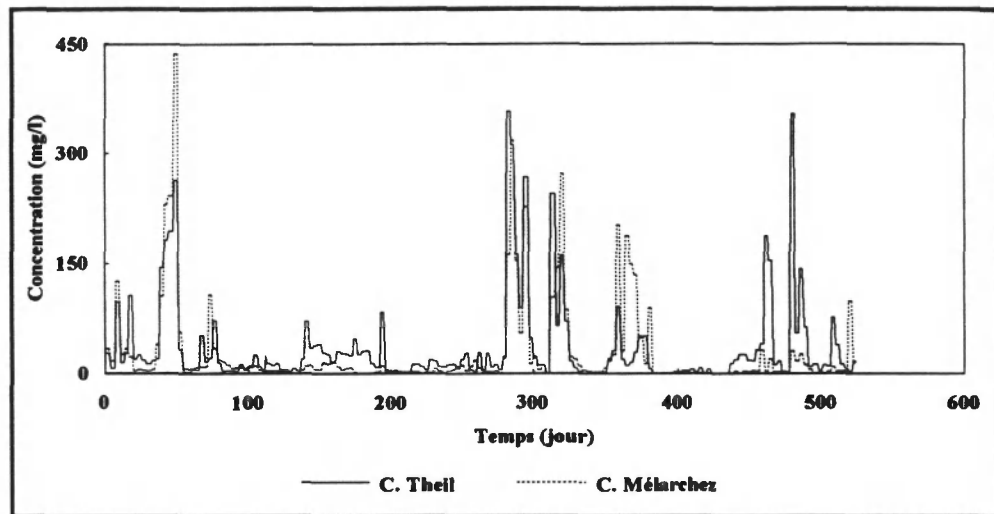


Figure 4.6. Concentrations des M.E.S observées à Mélarchez et au Theil en 1979/1980.

Ces constatations confirment l'utilité du découpage saisonnier de l'année et montrent que certains phénomènes semblent avoir des effets inverses sur les bassins d'échelles différentes ce qui confirme la nécessité de l'étude des processus amont afin de pouvoir estimer les flux des M.E.S à l'échelle du Grand-Morin et de la Marne.

1- étude statistique

La connaissance de la charge des M.E.S sur Mélarchez peut améliorer l'estimation des charges sur l'Orgeval; ainsi l'introduction du flux de Mélarchez comme deuxième variable explicative améliore la corrélation de 5%. Les résultats des régressions simples et multiples figurent dans le *tableau 4.2*.

Régressions	R ²
$LOG (F_{Orgeval}) = - 0.14 + 1.48 LOG (Q_{Orgeval})$	0.70
$LOG (F_{Orgeval}) = 3.37 + 0.62 LOG (Q_{Orgeval}) + 0.36 LOG (F_{Mélarchez})$	0.75

Tableau 4.2. Résultats des régressions simples et multiples sur le bassin versant de l'Orgeval.

2- simulation des flux de l'Orgeval

Il est important de voir si le modèle journalier (tableau 3.1) calé sur les données journalières de 1976/1977 sur Mélarchez peut être appliqué aux données de l'Orgeval. En effet, la simulation des flux journaliers de l'Orgeval est très encourageante, car mis à part une légère surestimation durant l'hiver, les quelques crues de M.E.S sont bien reproduites (figures 4.7 et 4.8), et l'erreur sur la charge totale de 79/80 n'est que de 13%.

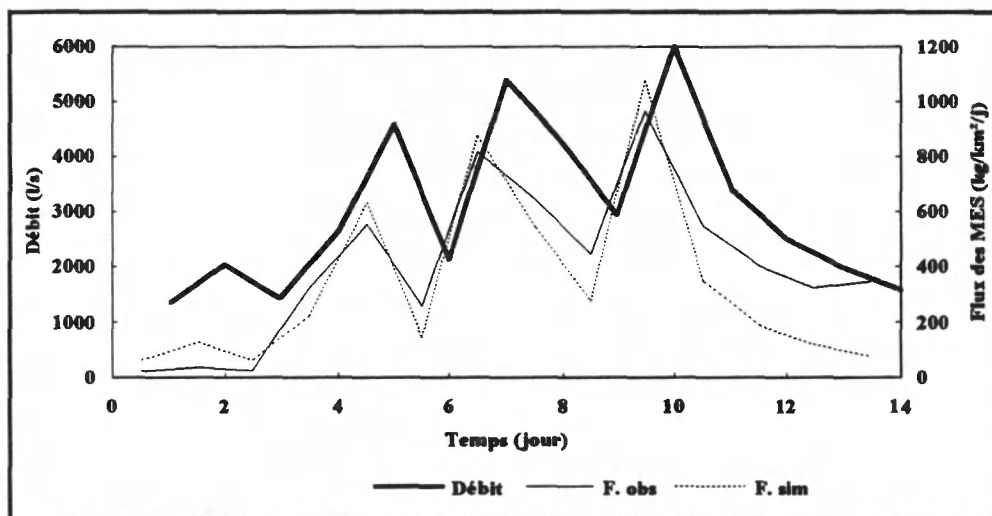


Figure 4.7. Simulation des flux journaliers de l'Orgeval avec le modèle calé sur Mélarchez, Mars 1979.

3- modélisation des données de l'Orgeval

Un essai de calage du modèle journalier sur les données de trois jours sur l'Orgeval permet de confirmer ou d'infirmer la stabilité des paramètres dans le cas de changement d'échelle spatiale; dans ce cas de calage, la fonction critère est calculée par rapport aux flux moyens de trois jours.

Le calage du modèle est très moyen; par contre en considérant le découpage saisonnier, le calage est amélioré. Dans ce cas, le coefficient de Nash est de 64%. Nous remarquons selon le *tableau 4.3* que le coefficient de la pluie reste plus élevé en période sèche qu'en période humide.

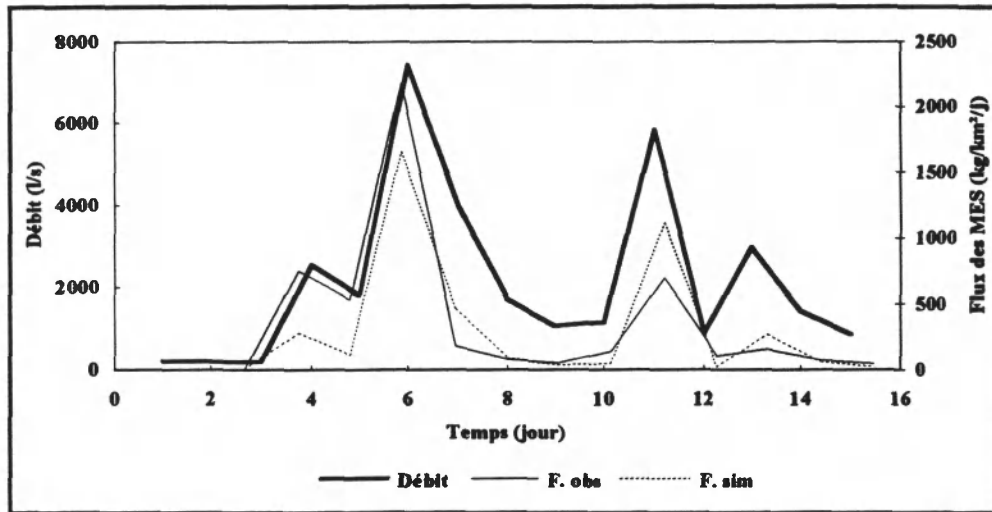


Figure 4.8. Simulation des flux journaliers de l'Orgeval avec le modèle calé sur Mélarchez. Juillet 1980.

MODELE				
$S_i = S_{i-1} + (x_1 Q + x_2 (P / P_s))^2$				
$dS_i / dt = -x_3 S_i^2 Q^2$				
Données de calage	Paramètres			
	x_1	x_2	x_3	Nash (%)
Saisons humides 1979/1980	1.64	1.10^{-6}	1.10^{-5}	64
Saisons sèches 1979/1980	2.50	0.002		

Tableau 4.3. Calage du modèle journalier sur le bassin de l'Orgeval. Utilisation de la pluie du jour d'observation.

La réponse du bassin étant plus lente quand la superficie augmente, nous avons pensé refaire le calage en tenant compte de la pluie de la veille. Dans ce cas le coefficient de Nash s'améliore de 6% (*figure 4.9*). Le coefficient x_2 est plus significatif mais reste plus faible que celui obtenu pour Mélarchez (*tableau 4.4*), ceci laisse supposer que l'effet de la pluie diminue avec la superficie.

MODELE		$S_i = S_{i-1} + (x_1 Q + x_2 (P / P_s))^2$		
		$dS_i / dt = -x_3 S_i^2 Q^2$		
Données de calage	Paramètres			
	x_1	x_2	x_3	Nash (%)
Saison humides 1979/1980	1.38	0.15	1.10^{-5}	68
Saisons sèches 1979/1980	1.71	0.16		

Tableau 4.4. Calage du modèle journalier sur le bassin de l'Orgeval. Utilisation de la pluie de la veille du jour d'observation.

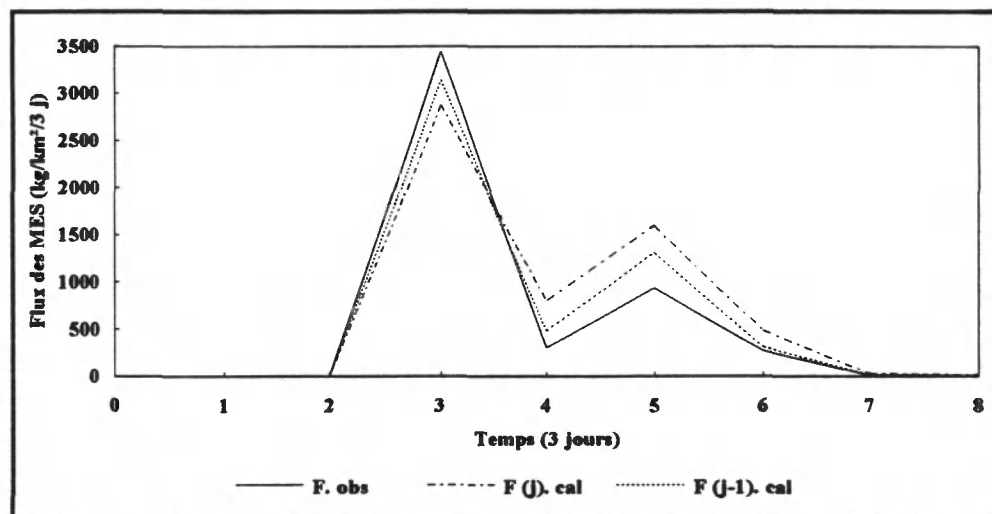


Figure 4.9. Résultats du calage du modèle journalier avec la pluie du jour d'observation $P(j)$ et celle de la veille $P(j-1)$. Juillet 1980. Bassin de l'Orgeval.

4.2.3 - La Marne (12800 km²)

1 - simulation des flux de la Marne

De même que pour l'Orgeval, nous avons procédé à la simulation des flux de la Marne avec le modèle calé sur Mélarchez. Le graphique 4.9-a montre une bonne reproduction des flux avec une légère surestimation. Ce résultat est encourageant et montre que le modèle est transposable à une grande échelle.

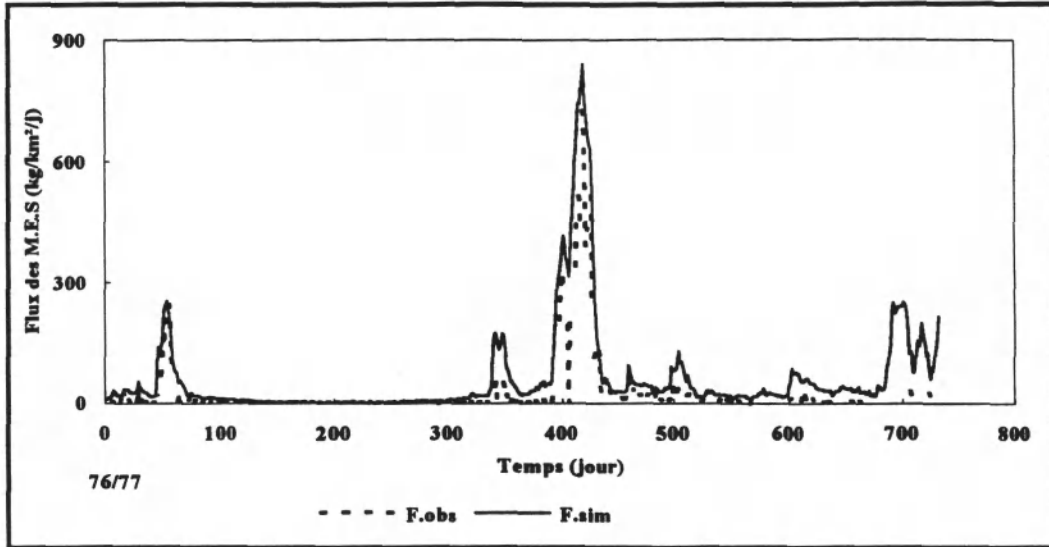


Figure 4.9 -a. Simulation des flux de la Marne (1976/1977) avec le modèle calé sur Mélarchez (1976/1977).

Le calage du modèle instantané sur les données de 1976/1977 sur le bassin versant de la Marne de superficie 12800 km² a donné un coefficient de Nash de 92%, une erreur sur la charge totale des deux années de 12% et une représentation graphique très satisfaisante (figure 4.10 et 4.11).

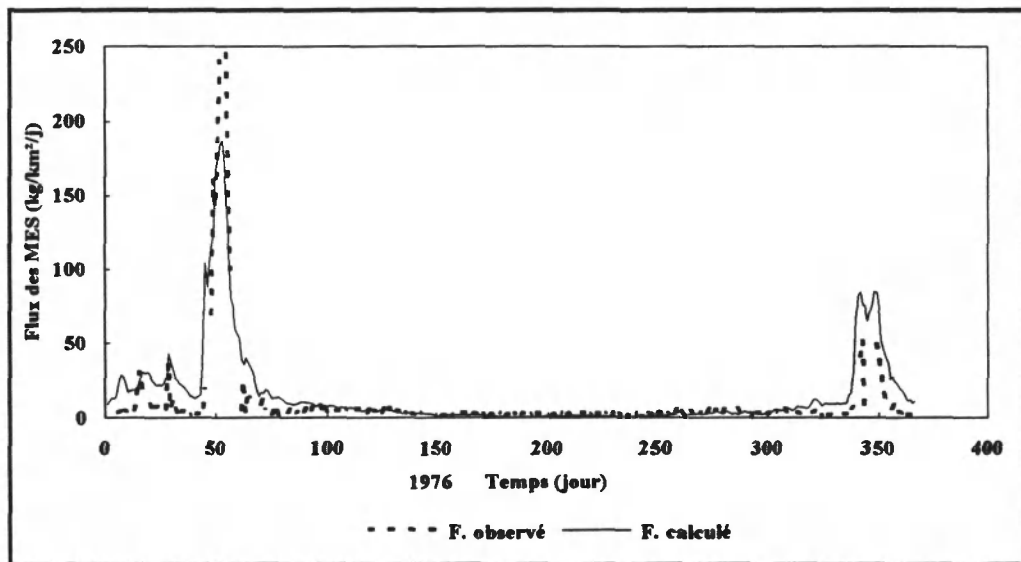


Figure 4.10. Flux observés et calculés par le modèle instantané Bassin de la Marne-1976.

Les données de calage sont celles mesurées par la CGE à la station de Neuilly-sur-Marne. Les coefficients de calage sont différents de ceux obtenus pour Mélarchez sur la même période ($x_1 = 38.0$; $x_3 = 5.5 \cdot 10^{-10}$). Du point de vue hydrologique, nous remarquons une bonne correspondance des crues sur les deux bassins (figure 4.12).

Il est à préciser que le calage a été fait dans un premier temps sans utilisation de la pluie et donc un coefficient x_2 forcé à zéro. Cette approximation ne doit pas trop influencer la représentation des flux car l'effet de la pluie s'atténue probablement à cette échelle spatiale. En effet le calage avec l'utilisation de la pluie (pluie moyenne sur les 18 postes pluviométriques de la Marne) n'a permis aucune amélioration des critères numériques (*tableau 4.5*) et graphiques.

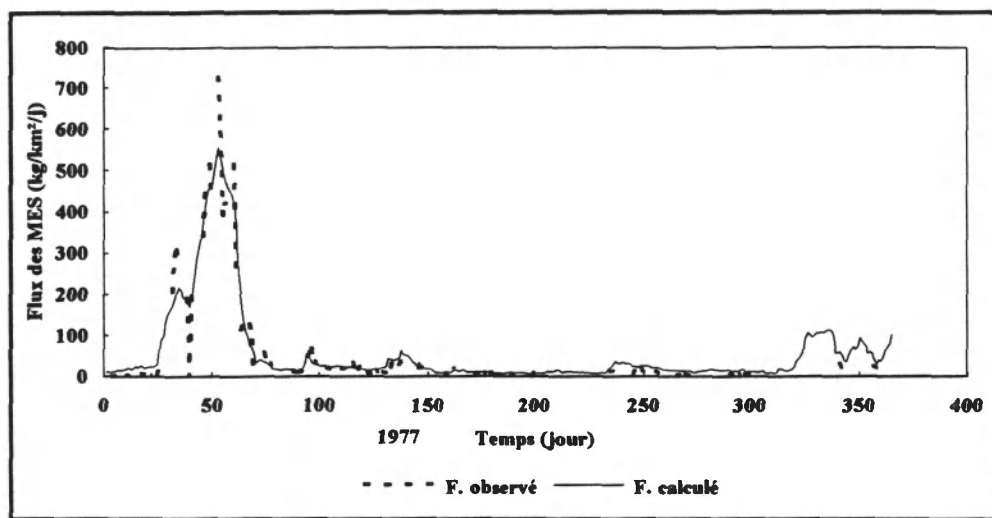


Figure 4.11. Flux observés et calculés par le modèle instantané Bassin de la Marne-1977.

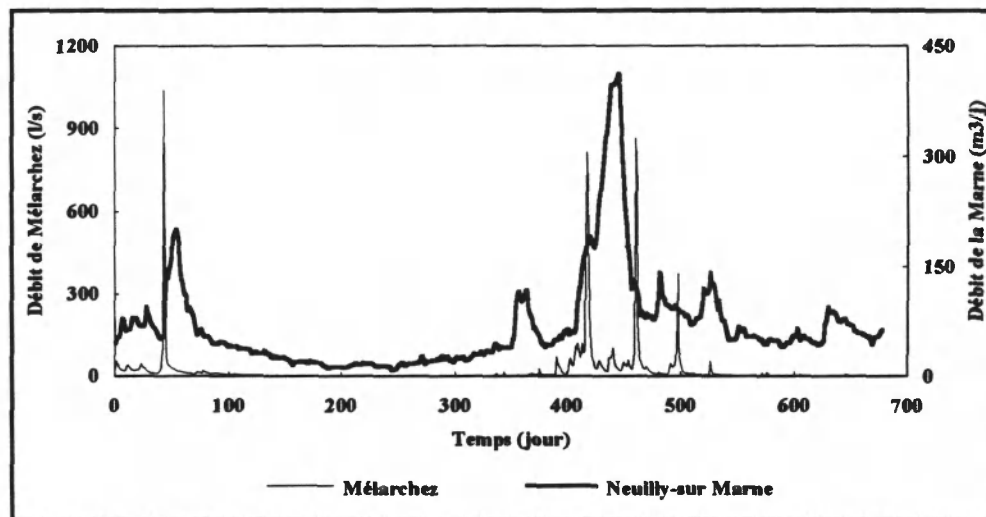


Figure 4.12. Débits observés au niveau des bassins de Mélarchez et de la Marne (1976/1977).

Nous avons procédé au contrôle du calage par la simulation des flux de 1979/1980 (pas de données sur 1978) qui prouve une légère surestimation des

flux observés (figures 4.13 et 4.14 et annexe C); dans ce cas le coefficient de Nash est de 61%

Vu que les mesures des M.E.S ne sont faites que 4 à 5 fois par semaine, la période de 76 à 77 ne compte que 405 observations ce qui n'est pas suffisant pour caler le modèle, ainsi nous avons pensé caler le modèle sur une période de trois années consécutives afin que les résultats soient plus fiables.

Le calage du modèle a été fait sur la période 1979 à 1981 donnant lieu aux résultats présentés dans le *tableau 4.5*.

Le coefficient de Nash est de 71% pour la période de calage et de 58% pour la période de simulation qui s'étend de 1982 à 1984. La simulation est acceptable mais présente quelques surestimations.

<i>MODELE</i>		$dS_i / dt = 2(x_1 Q + x_2 (P / P_s)) - x_3 S_i^2 Q^2$				
<i>Données de calage</i>	<i>Paramètres</i>					
	x_1	x_2	x_3	S_0 (kg/km ²)	<i>Nash</i> (%)	
1976/1977	33.38	1.16	$5.08 \cdot 10^{-10}$	13500	92	
1976/1977	38.0	-	$5.5 \cdot 10^{-10}$	13500	92	
1979/1981	26.33	-	$2.8 \cdot 10^{-9}$	7464	70	

Tableau 4.5. Calage du modèle instantané sur le bassin versant de la Marne. (le signe "-" désigne un forçage de la valeur du paramètre à zéro)

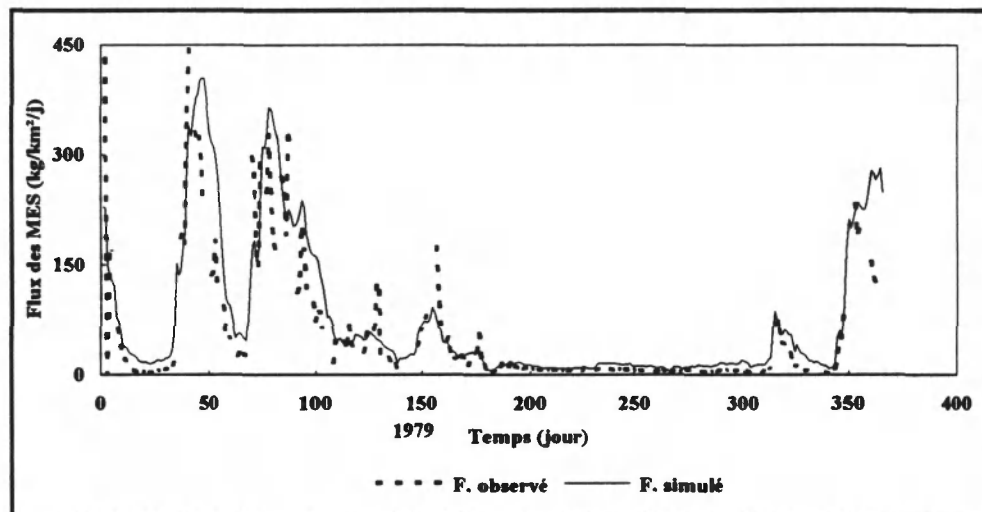


Figure 4.13. Simulation des flux de 1979 avec le modèle calé sur 1976/1977. Bassin de la Marne.

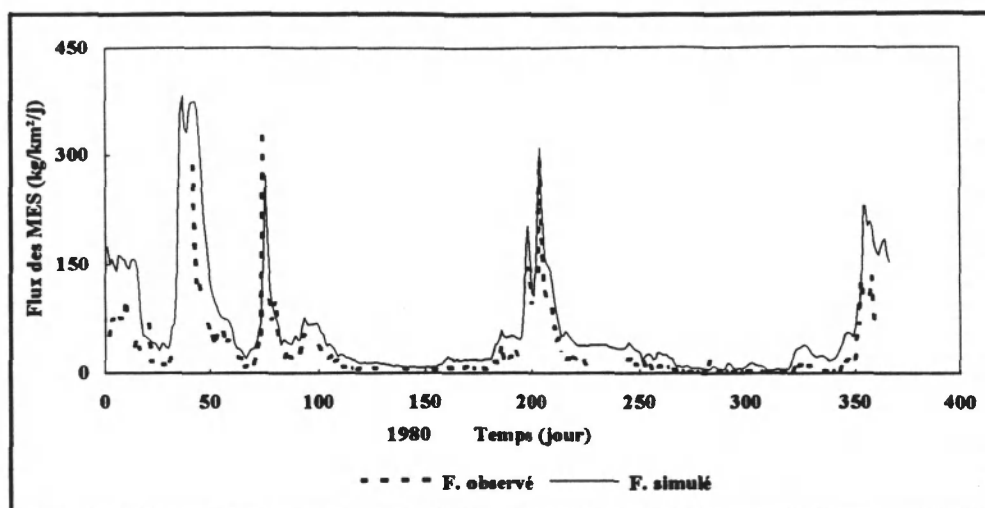


Figure 4.14. Simulation des flux de 1980 avec le modèle calé sur 1976/1977.
Bassin de la Marne.

4.3. - COMPARAISON DU MODELE AVEC UN MODELE REGRESSIF SIMPLE

Afin de montrer l'apport de l'introduction du phénomène de stockage dans la modélisation des matières en suspension, nous avons procédé à une comparaison des résultats de notre modèle avec ceux obtenus avec un modèle régressif simple du type $F = aQ^b$.

1 - Comparaison par événement

Nous avons procédé à la comparaison par événement sur le bassin versant de Naizin où nous disposons d'un nombre d'échantillons suffisant (8 crues) nous permettant de conclure sur la supériorité de notre modèle par rapport au modèle régressif simple tel que le prouve la *figure 4.15*.

2 - Comparaison globale

La comparaison globale des deux modèles a été effectuée sur les bassins de Mélarchez, de l'Orgeval et de la Marne sur deux années de mesures. Les résultats obtenus sont résumés dans le *tableau 4.6* et confirment la performance de notre modèle.

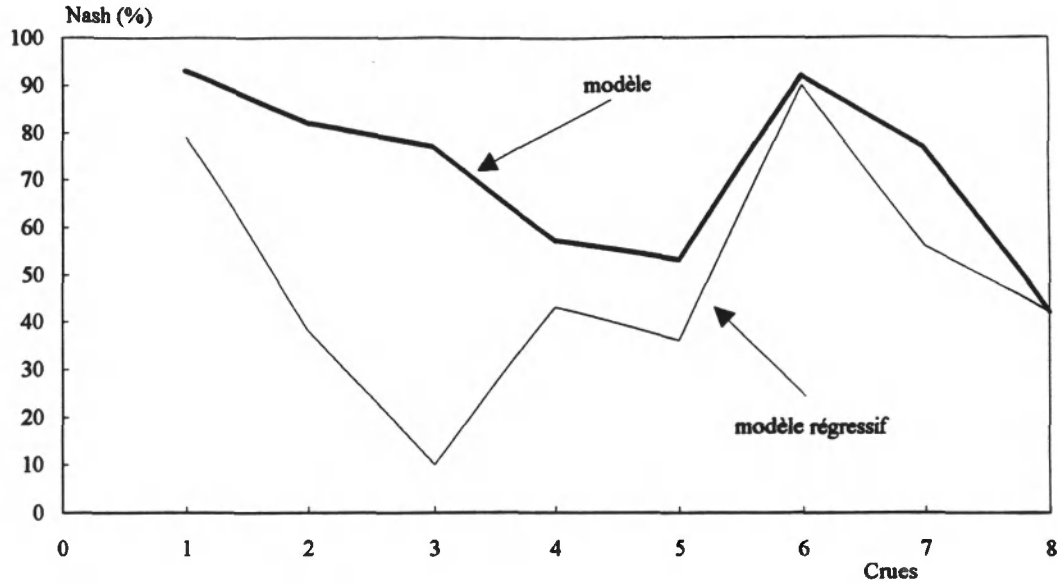


Figure 4.15. Comparaison des critères de Nash sur le bassin de Naizin.

Bassins	Nash (%) du Modèle	Nash (%) du Modèle régressif
Mélarchez (1976/1977)	99	73
Orgeval (1979/1980)	71	60
La Marne (1976/1977)	92	63

Tableau 4.6. Comparaison globale des critères de Nash

4.4. - INTEGRATION DANS UN MODELE DE TRANSFERT HYDROLOGIQUE

L'unicité du modèle à différentes échelles n'est pas un aboutissement mais une étape justifiant la voie choisie et la poursuite de la recherche. Le changement d'échelle peut être étudié empiriquement avec ce modèle empirique. Il faut cependant prendre garde de la discrétisation temporelle et spatiale introduisant des effets d'échelle parasites. Dans le domaine temporel, nous nous en sommes affranchis en adoptant une définition instantanée du modèle. L'analogie d'une définition ponctuelle dans l'espace est peu réaliste mais la décomposition d'un grand bassin en petits bassins et la prise en compte du transfert par le réseau hydrographique va dans le même sens. Elle rejoint des préoccupations théoriques sur le changement d'échelle et offre une transition pour la confection de modèles distribués plus respectueux de l'hétérogénéité spatiale. Bocquillon, (1992) a souligné la relation qui existe entre l'échelle spatiale et la structure arborescente du réseau.

La complexité du système bassin-rivière a souvent conduit les hydrologues à adopter des représentations du réseau hydrographiques en biefs, eux-mêmes schématisés par des réservoirs. Rodriguez-Iturbe et Valdes, (1979) et Gupta et al., (1980) ont développé ce point de vue en introduisant la théorie de l'hydrogramme unitaire géomorphologique. Dans ce cas, chaque bief est considéré comme un réservoir linéaire. On se rapproche alors de la cascade de Nash (1958).

L'hydrogramme unitaire instantané admet un apport direct à chaque bief, en plus de ses biefs amonts, tandis que le modèle de Nash introduit la pluie en tête du premier réservoir de la cascade.

Avant de proposer le modèle de bief élémentaire, on peut essayer de simplifier un modèle hydraulique complet. Ainsi, et pour un débit donné, Bentura (1992) a obtenu une très bonne simulation du modèle de propagation de Saint-Venant par la combinaison d'un opérateur retard et d'un réservoir linéaire. Cependant les paramètres du modèle se trouvent relativement dépendants du débit.

L'approche adoptée ici (Leviandier, 1993; Leviandier et al., 1993; Mercier, 1993) considère comme fondamentaux les opérateurs de retard, qui par leur égalité définissent les biefs réservoirs, ainsi que les apports latéraux. Le réseau hydrographique est donc considéré comme un réseau arborescent de réservoirs, chacun d'eux recevant comme apport latéral une pluie efficace. Pour simplifier et pour faire intervenir des considérations d'échelles, l'apport latéral va être supposé ne dépendre que de l'ordre. De ce fait et de par la linéarité des opérateurs, tous les réservoirs de même ordre peuvent être regroupés en un seul réservoir. La dynamique de ce système dépend de la répartition de la pluie efficace entre les différents ordres de réservoirs.

4.4.1. Principes du modèle

L'hypothèse est que la pluie est uniforme sur tout le bassin, ainsi que la fonction de production, d'où une pluie efficace uniforme. Le temps de transfert de cette pluie à l'exutoire du bassin dépend du nombre de biefs. La fonction de transfert s'identifie à la répartition des aires drainées par chaque ordre de biefs. Si l'on veut faire intervenir des conditions d'échelle, le cumul de l'aire drainée ne peut être qu'une fonction puissance de l'ordre.

Un bassin d'ordre k et de surface S_k est composé d'un bassin de surface S_{k-1} , d'une aire b_k correspondant à des affluents d'ordre inférieur à k et d'une aire a_k/k directement drainée par le bief. On suppose que le rapport b_k/S_{k-1} est constant et égal à $\beta - 1$. L'hypothèse d'invariance d'échelle de départ est la suivante:

$$\frac{b_k + S_{k-1}}{S_k} = \left(\frac{k-1}{k}\right)^\alpha \quad (3.31)$$

$$\frac{b_k}{S_{k-1}} = \beta - 1 \quad (3.32)$$

La combinaison des équations 3.31 et 3.32 permet d'établir les relations suivantes:

$$S_n = n^\alpha \beta^n S_0 \quad (3.33)$$

$$a_{k/n} = \left(\left(\frac{k}{n}\right)^\alpha - \left(\frac{k-1}{n}\right)^\alpha\right) S_0 \quad (3.34)$$

Le réseau est donc supposé décrit par les deux paramètres α et β . Ce dernier (β) présente une certaine analogie avec le ratio de bifurcation des analyses géomorphologiques de réseau et α avec le rapport d'aire. Toutefois les ordres de notre définition incluent des propriétés de transfert et ne sont pas directement assimilables aux définitions purement topologiques de réseaux.

La valeur de n dépend du pas de temps de travail. Les retards à chaque ordre sont supposés égaux à un pas de temps de travail qui peut être le pas des données, ou un multiple, ou des sous-multiples. Une façon d'obtenir n sur un bassin donné est de l'optimiser en même temps que α . On remarque que β n'intervient pas si l'on considère un seul bassin et que la surface directement drainée décroît vers l'aval.

L'intérêt de cette approche étant d'estimer un α et β uniques pour la modélisation des bassins emboîtés. L'ordre de chaque bassin est alors calculé en fonction de la superficie par inversion de l'équation 3.33.

Une hypothèse plus forte d'invariance d'échelle est que sous une pluie uniforme et constante de durée assez longue, la partie ascendante de l'hydrogramme ait une forme indépendante de l'ordre. Ceci impose une relation entre α et β et les paramètres de vidange des réservoirs.

4.4.2 - Application du modèle récursif

On propose donc de substituer au modèle de transfert des M.E.S des modèles récursifs dans lesquels la sortie à un ordre donné est l'addition de la production d'une aire de sol et de la sortie à l'ordre précédent, transformée par un opérateur traduisant des phénomènes dans un bief. Le modèle pluie-débit est utilisé de façon partielle, c'est à dire pour reconstituer les débits amonts à chaque ordre. Les pluies efficaces correspondant à ces débits sont des variables intermédiaires dans ce calcul, mais ne sont pas utilisées par le modèle érosion; on garde les pluies observées. Les mêmes fonctions de production et de transfert des M.E.S sont appliquées à chaque bief et à chaque sous-pas de temps donnant le flux des M.E.S à l'exutoire de chaque bief à la fin du pas de temps. Le nombre de biefs sur différents bassins a été estimé par Leviandier (1993) en appliquant le modèle récursif de transfert pluie-débit sur chaque bassin séparément. Ainsi n est égal à 6 pour Mélarchez et à 10 pour l'Orgeval et les valeurs de α et β sont respectivement 2 et 1.38, supposées les mêmes pour des bassins emboîtés. Nous nous sommes intéressés à la modélisation récursive des M.E.S et seuls ces résultats sur les deux bassins vont être illustrés.

4.4.2.1 - Bassin versant de Mélarchez

Rappelons le modèle de transfert de M.E.S:

$$\frac{dS_i}{dt} = 2(x_1 Q + x_2 (P / P_s)) - x_3 S^2 Q^2$$

Le calage du modèle récursif de transfert des M.E.S sur le bassin de Mélarchez avec les données journalières de 1976/1977 a permis d'obtenir une bonne représentation des flux observés et un coefficient de Nash de 99%. Les valeurs des paramètres dans ce cas figurent dans le *tableau 4.7*.

L'application de ce modèle avec le découpage saisonnier confirme l'effet de la pluie toujours plus important durant la période sèche, tel que le montre le *tableau 4.7*. Il est intéressant de noter que cette approche donne une importance relative plus grande à la pluie, particulièrement en période sèche.

4.4.2.2 - Bassin versant de l'Orgeval

Nous rappelons que sur ce bassin nous ne disposons que des données de concentration moyenne sur trois jours disponibles sur les années de 1979 à 1980.

Le calage du modèle fournit un jeu de paramètres différent de celui du

bassin de Mèlarchez (*tableau 4.8*). La fonction critère calculée par rapport au flux journalier donne un coefficient de Nash de 54%. La reproduction des crues est médiocre. Une partie de l'erreur produite est due aux données de concentrations qui sont des moyennes sur trois jours; d'ailleurs, nous avons vu que ce protocole sous-estime les données journalières et produit une erreur de l'ordre de 64%.

Données de calage	Paramètres				
	x_1	x_2	x_3	S_0 (kg/km ²)	Nash (%)
1976/1977	51.4	19.8	$4.2 \cdot 10^{-8}$	3115	99
Saison humides 1976/1977	52.0	19.7	$4.2 \cdot 10^{-8}$	3115	99
Saisons sèches 1976/1977	0.08	20.7			

Tableau 4.7. Calage du modèle récursif sur le bassin versant de Mèlarchez.

Nous constatons que les coefficients x_1 et x_2 sont plus élevés dans le cas de Mèlarchez; alors que le coefficient x_3 est 100 fois plus important dans le cas de l'Orgeval. Cependant, si l'on calcule le rapport des paramètres x_1 , x_2 , x_3 relatifs aux deux bassins, on obtient:

$$\begin{aligned} x_1(M)/x_1(O) &= 2.57 \\ x_2(M)/x_2(O) &= 2.64 \\ x_3(M)/x_3(O) &= 1.33 \cdot 10^{-2} \end{aligned}$$

où (M) et (O) désignent respectivement Mèlarchez et l'Orgeval (les paramètres sont ceux du calage sans saisonnalité). De même, on constate que le rapport x_1/x_2 pour les deux bassins est constant et égal à 2.6.

Données de calage	Paramètres				
	x_1	x_2	x_3	S_0 (kg/km ²)	Nash (%)
1979/1980	20.0	7.47	$3.14 \cdot 10^{-6}$	358	54
Saison humides 1979/1980	19.2	0.004	$2.96 \cdot 10^{-6}$	358	54
Saisons sèches 1979/1980	28.09	5.19			

Tableau 4.8. Calage du modèle récursif sur le bassin versant de l'Orgeval.

CONCLUSIONS

L'étude effectuée sur les quatre bassins de superficie différente prouve, qu'en dépit de sa simplicité, le formalisme du modèle est transposable d'une échelle à l'autre mais pas ses paramètres.

Dans le cas de Leudon, le modèle reproduit correctement les crues du mois de décembre et permet de simuler des crues successives avec la continuité du stock. Le calage relatif à chaque événement s'est fait avec des paramètres x_1 et x_2 plus élevés dans le cas de la deuxième crue, ce qui rejoint les résultats des mêmes crues sur Mélarchez.

Les résultats du calage du modèle sur le bassin de l'Orgeval ont mis en évidence la nécessité de prendre en compte la pluie antérieure au jour d'observation. Celle-ci améliore le critère de calage de 6%. La diminution du coefficient x_2 dans le cas de l'Orgeval laisse supposer un effet moindre de la pluie quand la superficie augmente.

La modélisation à l'échelle de la Marne s'est faite avec succès même sans utiliser la pluie dont l'effet s'atténue probablement à cette échelle, ni tenir compte des dépôts et reprises affectant le transport solide dont le rôle s'accroît probablement en aval. Ne disposant pas des pluies sur les différentes stations de la Marne (au moment de l'étude), nous n'avons pas testé la simulation des flux de la Marne avec les paramètres du modèle calé sur Mélarchez ou l'Orgeval.

La récursivité dans le transfert des M.E.S a été introduite dans le but principal d'éliminer des effets d'échelles parasites, ce qui peut aller jusqu'à la définition de paramètres communs aux bassins emboîtés, tel le cas de α et β pour le transfert pluie-débit. D'après les résultats obtenus, les deux bassins traités restent hétérogènes mais on voit apparaître un rapport constant et égal à 2.6 entre les paramètres x_1 et x_2 relatifs aux deux bassins. On note également que le modèle récursif donne plus d'importance à l'effet de la pluie puisque la valeur de x_2 est nettement supérieure à celle du modèle global (pour les deux saisons). Les conclusions tirées d'un modèle global apparaissent donc très liées à cette caractéristique du modèle. Sans les rejeter, il faut donc éviter de leur donner une portée trop générale et une interprétation trop physique.

CHAPITRE V

CAPACITE PREDICTIVE DU MODELE

CHAPITRE V

CAPACITE PREDICTIVE DU MODELE

5.1 - INTRODUCTION

Une des propriétés requise d'un modèle est son pouvoir de prévision. Celui-ci est lié à l'extension du domaine de validité. Un modèle nous paraît d'autant mieux justifié que son champ d'application s'avère a posteriori plus vaste. Il s'agit d'un critère essentiel du point de vue opérationnel, les critères scientifiques étant plus complexes.

Nous savons déjà que la capacité prédictive est limitée puisque les jeux de paramètres optimaux dépendent des événements et que nous n'avons pas de moyen de prédire exactement ces paramètres. Il nous reste à évaluer la performance du modèle avec des paramètres non optimaux (par exemple des paramètres moyens).

5.2 - PREVISION DES FLUX

L'utilisation d'un modèle en prévision impose de n'utiliser que des informations connues au moment de l'émission de cette prévision et donc:

- de ne pas utiliser les sorties à prévoir pour le calage des paramètres. Nous avons déjà traité ce point dans la validation du modèle au chapitre III en ce qui concerne le modèle journalier. Nous traitons ici le cas des crues.
- de ne pas utiliser dans les applications en temps réel de variables explicatives postérieures à l'émission de la prévision. Nous avons pour cela utilisé, au lieu des débits observés, les débits calculés par un modèle hydrologique, sans module de correction en temps réel, nous plaçant ainsi dans un cas défavorable.

5.2.1 - Prévision des flux des M.E.S avec des débits liquides simulés

Nous allons nous limiter au traitement du bassin de Mélarchez sur lequel le modèle hydrologique GR4 a été calé sur les années 1976/1977. Le modèle

GR4 est un modèle de transformation pluie-débit du type conceptuel à quatre paramètres (Makhlouf et Michel, 1992; Nascimento et Michel, 1993). Le modèle GR4 (*annexe D*) a été calé sur les données donnant un critère d'appréciation de 54%. Le critère utilisé est un coefficient de détermination multiple (*C.d.m*) calculé selon l'équation 5.1 suivante:

$$C.d.m = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n [(Q_{cal} - Q_{obs}) - (\overline{Q_{cal}} - \overline{Q_{obs}})]^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} = 1 - \frac{Variance(Erreur)}{Variance(Q_{obs})} \quad (5.1)$$

où Q_{obs} est le débit observé, $\overline{Q_{obs}}$ est le débit observé moyen, Q_{cal} est le débit calculé par le modèle et *Erreur* est la différence entre le débit calculé et le débit mesuré

La difficulté de calage du modèle hydrologique est due aux données de 1976 qui est une année relativement sèche où l'on a observé un seul événement important; d'ailleurs cette crue est sous-estimée par le modèle hydrologique.

En se basant sur les débits simulés par le modèle hydrologique, nous avons calculé les flux de M.E.S des années 1976/1977 avec le modèle récursif. Les paramètres du modèle sont ceux obtenus par le calage du modèle sur les mêmes années en utilisant les débits réels.

Nous constatons que seules les crues de 1977 (février et avril) sont bien reproduites (cas de la crue du 3 avril *figure 5.1*). Celle de février 1976 est sous-estimée et, en dehors de ces trois crues importantes, les flux de M.E.S sont surestimés (*figure 5.2*). Cette surestimation est très importante (plus de 4 fois) et est d'origine hydrologique. En effet le modèle hydrologique surestime les débits observés tel le cas du mois de décembre 1976 (*figure 5.3*). Cette surestimation a dégradé le critère de Nash qui passe de 99 à 50 % et a augmenté l'erreur du bilan qui atteint 74%. La dégradation est bien entendu importante. Elle est due à la mauvaise simulation des débits liquides et non au modèle de transfert des M.E.S. D'ailleurs, nous avons montré, lors de l'étude de la sensibilité du modèle à la variation des paramètres, que seule une forte augmentation du paramètre x_1 (facteur supérieur ou égal à 4) détériore énormément le critère (ce qui correspond ici à une forte surestimation des débits liquides).

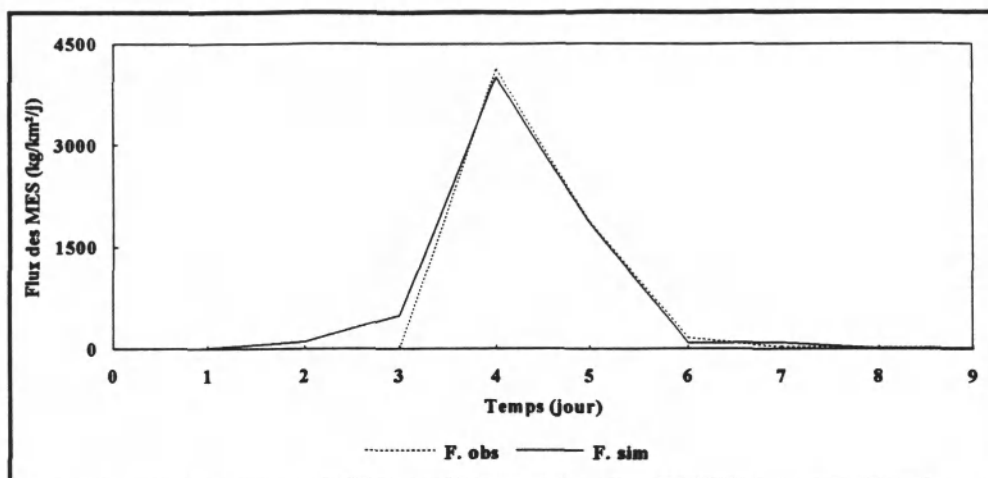


Figure 5.1. Flux observés et simulés avec les débits du modèle hydrologique GR4. Crue du 3 avril 1977. Bassin de Mèlarchez.

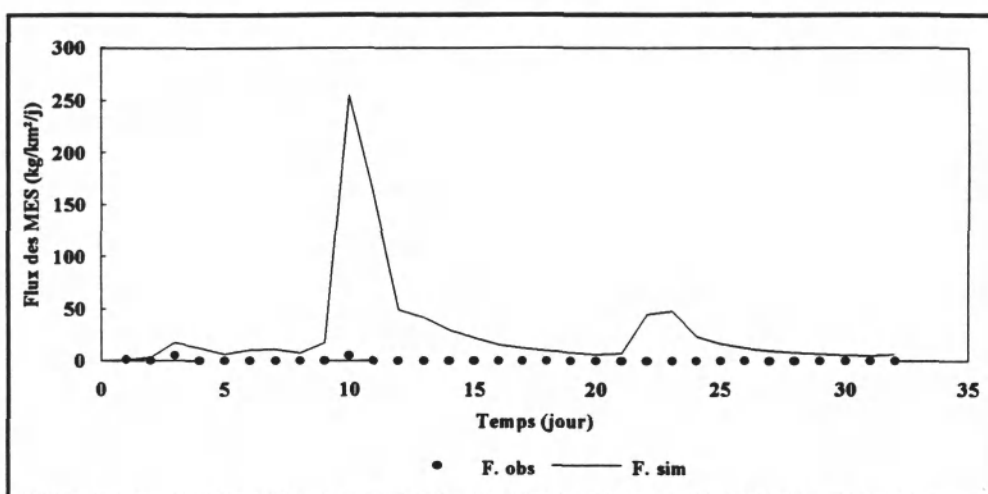


Figure 5.2. Surestimation des flux des M.E.S par les débits simulés par le modèle hydrologique GR4. Décembre 1976 à Mèlarchez.

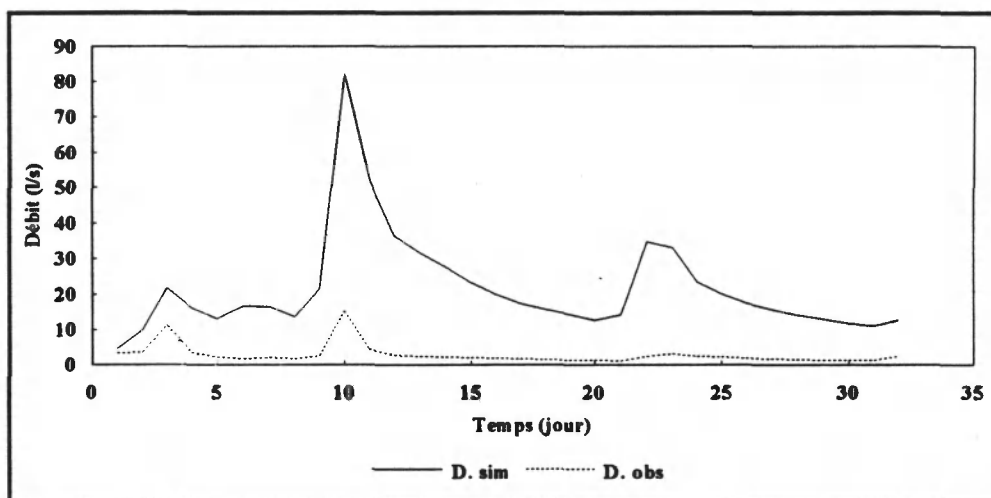


Figure 5.3. Débits observés et simulés par le modèle hydrologique GR4. Décembre 1976 à Mèlarchez.

5.2.2 - Prévision des flux de M.E.S en période de crues

Nous précisons que pour tous les tests de prévision que nous avons effectué (dans le cas des crues), nous avons utilisé le débit liquide mesuré à l'exutoire et non celui résultant d'un modèle hydrologique.

5.2.2.1 - Cas du bassin de Leudon

En raison des problèmes rencontrés lors de l'installation de la station de mesure qui ont affecté les mesures de la crue du 26 mars, nous allons nous limiter aux deux crues observées au mois de décembre 1992. Pour ceci, nous avons essayé de simuler les flux de la crue du 4 décembre avec le modèle calé sur la crue du 2 décembre. La dégradation du critère n'est que de 6% et l'on assiste à une reproduction des flux très satisfaisante (*figure 5.4*). Il est vrai que le nombre de crues ne nous permet pas de confirmer la robustesse du modèle en prévision mais permet au moins de vérifier sa validité.

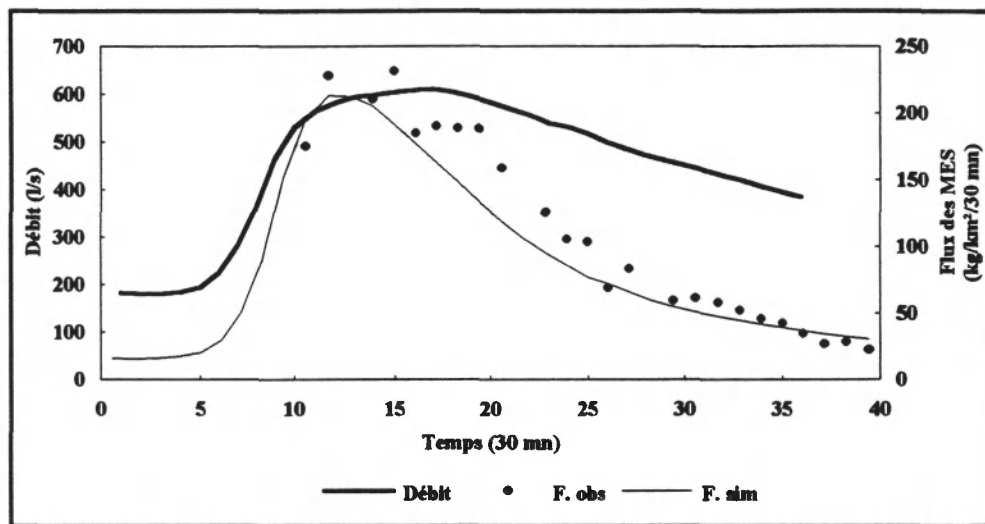


Figure 5.4. Simulation de la crue du 4 décembre avec le modèle calé sur celle du 2 décembre 1992. Bassin de Leudon.

5.2.2.2 - Cas du bassin de Mélarchez

Sur ce bassin nous avons traité 4 crues, la première étant celle du 26 mars 1992; nous allons dans un premier temps simuler les crues postérieures au mois de mars avec le modèle calé sur la crue du 26 mars, ensuite nous simulerons les flux des crues avec des coefficients x_1 , x_2 , x_3 moyens sur les quatre crues (en raison du faible nombre de données, nous ne respectons pas

strictement l'indépendance du calage des paramètres par rapport aux données de vérification).

1- simulations des crues postérieures au mois de mars

La simulation des crues postérieures à celle du mois de mars a nécessité de faire tourner le modèle en continu depuis le mois de mars jusqu'au mois de décembre (le pas de temps est horaire). Ainsi, nous avons obtenu des stocks initiaux aux crues nettement inférieurs aux stocks obtenus par calage sur chaque crue séparément. Les crues de décembre sont sous-estimées alors que celle du 18 novembre (*figure 5.5*) est bien reproduite (Nash = 80%).

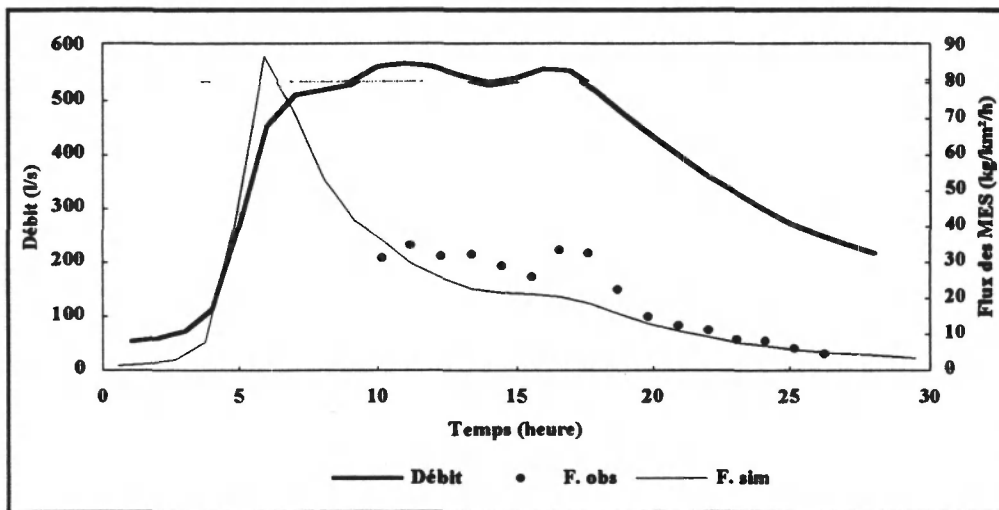


Figure 5.5. Simulation de la crue du 18 novembre 1992 avec le modèle calé sur celle du 26 mars 1992. Bassin de Mélarchez.

2- simulation des crues avec un jeu unique des paramètres

La simulation des flux des quatre crues avec des paramètres moyens soit $x_1 = 53.2$, $x_2 = 55.09$, $x_3 = 7.9 \cdot 10^{-6}$ donne lieu à une forte surestimation des crues du 26 mars et du 18 novembre. Celle du 4 décembre est sous-estimée, alors que celle du 2 décembre est reproduite avec une légère surestimation en fin de crue.

La moyenne des paramètres sur quatre crues ne permet pas de prévoir les crues individuelles. Cependant, la charge globale des quatre crues est reproduite avec une erreur raisonnable de 20%. Une partie de l'erreur produite est due à une mauvaise évaluation du stock initial.

Si l'on fait le calage du modèle en continu sur l'ensemble des quatre crues, on obtient un paramètre x_1 égal à 53.2 soit la moyenne des quatre valeurs de x_1 obtenues pour chaque crue séparément; x_2 est calé à une valeur nettement inférieure à la moyenne et x_3 est très proche de celui obtenu pour la crue du 4 décembre. Dans ce cas, seule la crue du 4 décembre est correctement reproduite ainsi que la charge globale des quatre crues. En fait, le modèle a tendance à favoriser la reproduction des fortes crues puisque la charge de la crue du 4 décembre représente 73.4% de la charge globale des quatre crues.

3- simulation avec connaissance partielle des paramètres

Compte tenu des résultats précédents, nous avons simulé un exemple anticipant une amélioration partielle de la détermination des paramètres en prenant un paramètre x_1 moyen sur les quatre crues alors que les paramètres x_2 x_3 et le stock initial S_0 sont ceux de la crue considérée.

La prévision des crues est tout à fait correcte comme le montrent les figures 5.6 et 5.7. Le critère de Nash reste important, alors qu'une augmentation de l'erreur du bilan est signalée pour les deux premières crues (tableau 5.1).

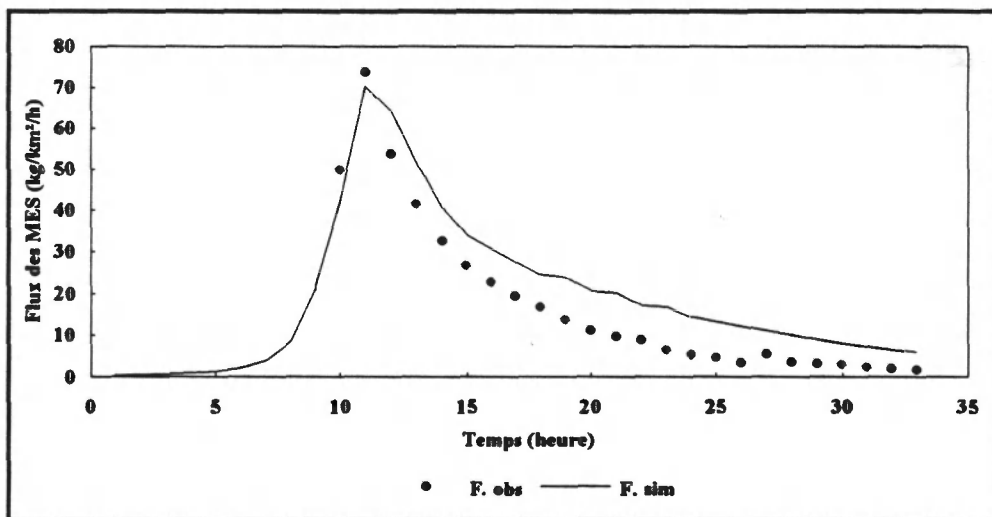


Figure 5.6. Simulation de la crue du 26 mars avec le paramètre x_1 moyen sur les 4 crues (x_2 et x_3 sont ceux de la crue considérée) Bassin de Mélarchez.

<i>Crues</i>	<i>Nash (%)</i>	<i>Erreur (%)</i>
26 mars 1992	84.0	37.0
18 novembre 1992	70.0	34.0
2 décembre 1992	95.4	8.0
4 décembre 1992	92.0	7.8

Tableau 5.1. Résultats de la simulation des crues avec le paramètre x_1 moyen sur les 4 crues (x_2 et x_3 sont ceux de la crue considérée). Bassin de Mélarchez.

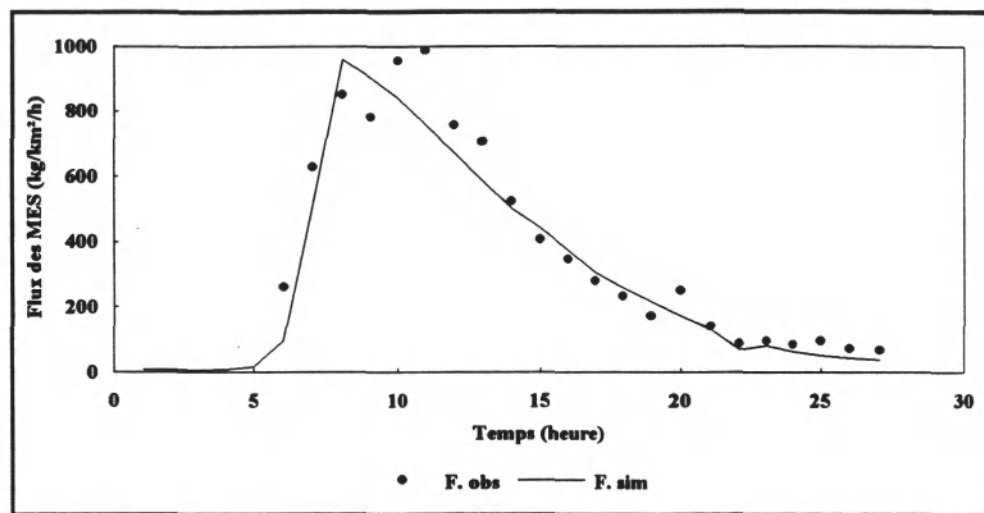


Figure 5.7. Simulation de la crue du 4 décembre avec le paramètre x_1 moyen sur les 4 crues (x_2 et x_3 sont ceux de la crue considérée). Bassin de Mélarchez.

5.2.2.3 - Cas du bassin de Naizin

Nous rappelons que nous avons traité au niveau de ce bassin, huit crues où les M.E.S ont été mesurées toutes les demi-heures. Les résultats du calage crue par crue ont montré une variabilité des paramètres plus importante que dans le cas du bassin de Mélarchez.

1- simulation des crues postérieures au mois d'octobre 1988

Si l'on se propose de simuler les flux des crues de 1989 avec les paramètres calés sur la crue du 12 octobre 1988, il nous faut faire tourner le modèle en continu afin d'obtenir les stocks calculés en début de chaque crue. Or, nous ne disposons pas de données fines en dehors des crues traitées, ce qui nous

poussé à faire une approximation sur le stock initial en début de chaque crue. Le fait que les stocks initiaux optimisés par le modèle sont du même ordre de grandeur nous a conduit à calculer un stock moyen sur les huit crues. Ainsi, le stock initial à chaque crue est pris égal au stock moyen.

Les résultats illustrés dans le *tableau 5.2* montrent une baisse du critère de Nash, par contre l'erreur du bilan reste acceptable sauf pour les crues du 12 avril où l'on assiste à une surestimation et celle du 25 mai où il s'agit, cette fois, d'une sous-estimation. La défaillance de la simulation est due en partie à la mauvaise évaluation du stock en début de chaque crue qui résulte d'un manque de données en dehors des crues. Toutefois, la moitié des crues est bien reproduite (*figure 5.8*).

Crues	24 fév	11 avril	12 avril	15 avril	25 mai	11 sept	15 déc
Nash (%)	78.2	53.5	< 0	20.0	28.0	73.3	40.0
erreur (%)	5.4	6.3	66.3	6.0	200.0	0.5	17.3

Tableau 5.2. Résultats de la simulation des crues de 1989 avec le modèle calé sur la crue du 12 octobre 1988. Bassin de Naizin.

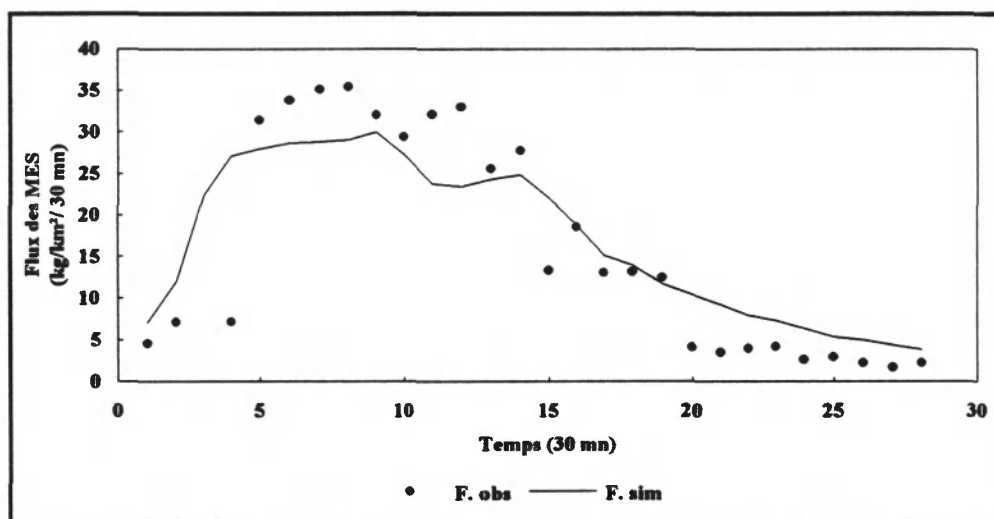


Figure 5.8. Simulation de la crue du 24 février 1989 avec le modèle calé sur celle du 12 octobre 1988. Bassin de Naizin.

2- simulation des flux avec des paramètres moyens

Etant donné la grande variabilité des paramètres d'une crue à l'autre, nous avons préféré calculer des paramètres moyens relatifs au découpage saisonnier que nous avons choisi. Ainsi nous disposons de trois crues en période sèche et de cinq crues en période humide. Dans ces deux cas les paramètres moyens sont les suivants (tableau 5.3):

Périodes sèches (mai à octobre)	Périodes humides (novembre à avril)
$x_1 = 1526.6$	$x_1 = 39.5$
$x_2 = 26.7$	$x_2 = 5.8$
$x_3 = 6.1 \cdot 10^{-4}$	$x_3 = 88.6 \cdot 10^{-6}$

Tableau 5.3. Paramètres moyens sur les deux périodes. Bassin de Naizin.

La simulation des crues donne des résultats très moyens (figure 5.9) si l'on considère les événements un par un. L'erreur du bilan est acceptable alors que le critère de Nash s'est beaucoup dégradé (tableau 5.4). Cependant, la charge globale des huit crues est correctement reproduite et l'erreur n'est que de 7.8%.

Crues	12 oct	24 fév	11 avril	12 avril	15 avril	25 mai	11 sep	15 déc
Nash (%)	< 0	33.6	55.2	< 0	5.3	71.6	64.8	42.4
Erreur (%)	300.0	31.0	24.3	146.0	7.6	8.7	23.1	6.0

Tableau 5.4. Résultats de la simulation des crues avec des paramètres moyens par période. Bassin de Naizin.

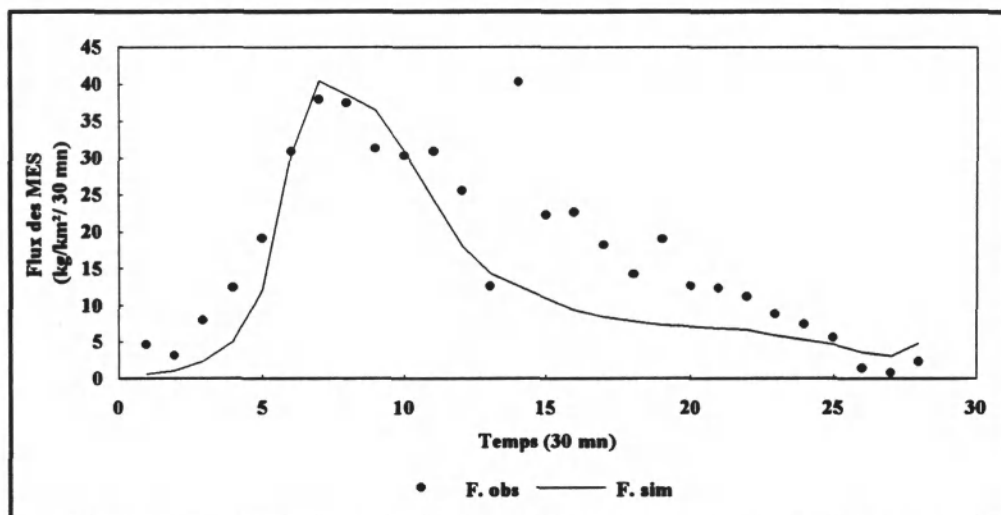


Figure 5.9. Simulation de la crue du 11 avril avec des paramètres moyens sur la période humide. Bassin de Naizin

CONCLUSIONS

La prévision des flux postérieurs aux données de calage est largement influencée par la qualité et le pas de temps des mesures de M.E.S. Toutefois, la validité du modèle est assurée lors du calage et du contrôle sur des données journalières.

En absence de débits observés et surtout dans le cas de bassins non jaugés, la prévision des flux des M.E.S dépend de la qualité de la prévision des débits liquides. Elle est donc fonction du modèle hydrologique et une forte surestimation des débits liquides entraîne également une surestimation des flux de M.E.S et augmente l'erreur du bilan.

La prévision des flux relative aux crues est plus délicate. Le faible nombre de crues traitées ne permet pas de calculer des paramètres moyens fiables. Toutefois la prévision des flux dans ce cas est possible; et même si l'on n'arrive pas à reproduire correctement les crues, nous arrivons à reproduire la charge globale de toutes les crues. La prévision des flux est fortement influencée par l'erreur que l'on fait sur l'estimation du stock de sédiments disponible en début de crue. L'utilisation du modèle entre les crues donne une sous-estimation des stocks initiaux. Le biais pourrait donc être corrigé.

Nous rappelons que l'étude des crues a été envisagée afin de mieux comprendre l'évolution des valeurs des paramètres d'un événement à l'autre et d'essayer de relier ces variations à des paramètres physiques du bassin également variables par événement et repérés par des observations sur les sites étudiés (humidité du sol, état de surface du sol, taux de couverture par la végétation,...). L'amélioration de la capacité prédictive du modèle nécessite une meilleure connaissance de la variabilité des paramètres du modèle.

CHAPITRE VI

EXPLICATION DES PARAMETRES

CHAPITRE VI

EXPLICATION DES PARAMETRES

6.1 - INTRODUCTION

Il est important de pouvoir relier les paramètres empiriques d'un modèle à des caractéristiques physiques du bassin dans le but de cerner leur domaine de variation et de les estimer à partir d'informations cartographiées ou mesurables. Ceci, sans constituer directement une explication, doit pouvoir en susciter une, ou aider à sélectionner les mécanismes perçus à l'échelle locale qui deviennent prépondérants à l'échelle du bassin.

6.2 - ANALYSE DIMENSIONNELLE

Rappelons le modèle instantané:

$$\frac{dS_i}{dt} = 2 (x_1 Q + x_2 P) - x_3 S_i^2 Q^2$$

Le stock S est exprimé en kg km^{-2} , le débit par unité de surface et la pluie sont exprimés en mm h^{-1} ; il en résulte que les paramètres x_1, x_2, x_3 ont les unités suivantes:

$$[x_1] = [\text{kg km}^{-3}]$$

$$[x_2] = [\text{kg km}^{-3}]$$

$$[x_3] = [\text{h kg}^{-1}]$$

Du point de vue unité, on peut penser que x_1 et x_2 exprimés en unité de concentration, définissent la productivité des sédiments respectivement par le débit Q et la pluie P . Il n'y a pas de facteur temps dans ces unités ce qui n'implique pas que l'estimation de ces paramètres est indépendante du pas de temps de résolution. De même, on ne distingue pas d'effet direct de la superficie sur ces deux paramètres.

Le paramètre x_3 peut être identifié à un coefficient de transfert. $1/x_3$ est exprimé en kg h^{-1} ce qui peut correspondre à la variation dans le temps de la

masse de M.E.S observée à l'exutoire. x_3 est certainement dépendant de la taille du bassin mais par l'intermédiaire de masses et de temps caractéristiques difficiles à préciser.

6.3 - EXPLICATION DES PARAMETRES DANS L'ESPACE

Nous rappelons qu'au niveau de l'Orgeval, des mesures de M.E.S ont été effectuées sur des parcelles expérimentales de 1 m^2 (Bouregghda, 1988). Les résultats obtenus (§ *chapitre II*) nous ont permis de calculer un flux moyen de M.E.S égal à $280.5 \text{ g m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, soit, dans une unité appropriée à la transposition au bassin de Mélarchez $280,500 \text{ kg km}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Ce flux est trop élevé et irréaliste puisque le maximum horaire que l'on a pu observer au niveau de Mélarchez à la suite d'une pluie de 10 mm h^{-1} est de $800 \text{ kg km}^{-2} \text{ h}^{-1}$. L'incompatibilité de ces résultats provient en partie des différences dans les conditions expérimentales et naturelles. L'étude à une échelle très locale (1 m^2) masque tous les effets parasites liés à l'hétérogénéité du milieu et ne nous permet pas de transposer les résultats d'une échelle à l'autre.

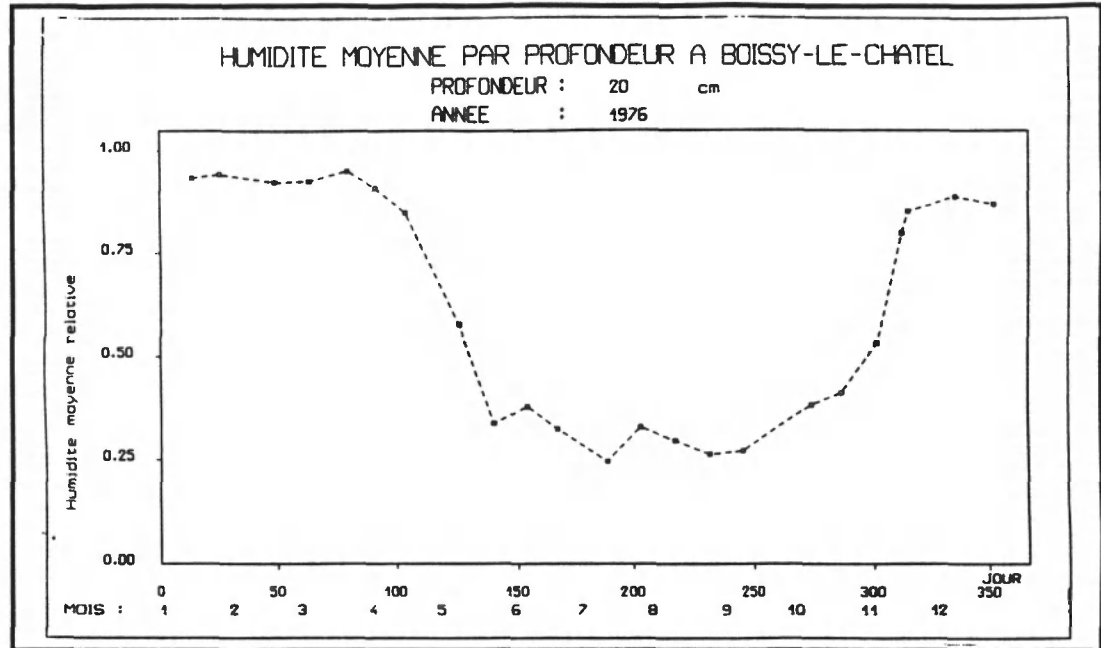
En se basant sur le traitement des bassins de Mélarchez, de l'Orgeval et de la Marne (§ *chapitres III et IV*), nous allons détecter les paramètres physiques et autres variables d'une échelle à l'autre qui peuvent expliquer la variation des paramètres x_1, x_2, x_3 .

6.3.1 - Cas de Mélarchez et de l'Orgeval

Nous présentons dans le *tableau 6.1* les résultats du calage du modèle récursif sur les bassins de Mélarchez et de l'Orgeval. Malheureusement le calage n'est pas fait sur les mêmes années ce qui complique un peu l'interprétation d'autant plus que les paramètres sont variables dans le temps. Cependant, le *tableau 6.1* permet de constater que, dans le cas du découpage saisonnier, la pluie semble avoir plus d'effet sur un petit bassin. L'augmentation de la taille du bassin dissipe en quelque sorte l'effet de la pluie qui est toujours plus important en période sèche qu'en période humide.

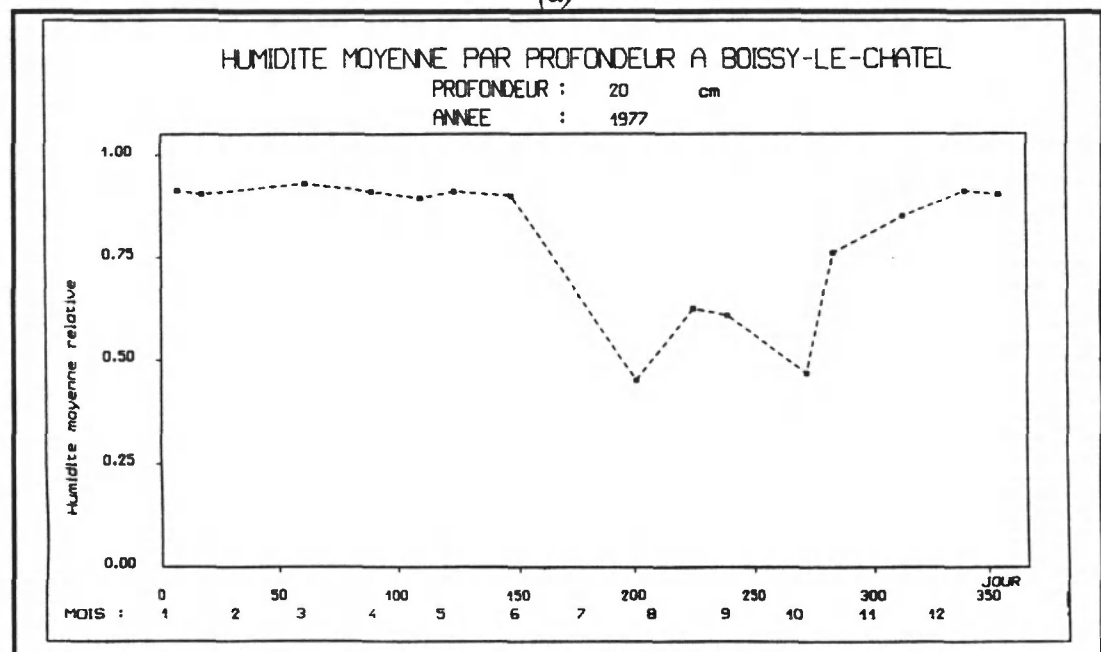
Le paramètre x_2 ne varie pas dans le même sens que le couvert végétal qui est plus important l'été que l'hiver (§ *chapitre III*). Il est donc difficile d'apprécier l'effet de ce facteur sur la variation du paramètre. D'un autre côté, en été, le sol est pauvre en eau ce qui ne permet pas une bonne cohésion des grains et favorise le détachement par la pluie, alors qu'en période humide la structure du sol est plus cohérente. Le changement de la structure du sol est responsable en partie de

l'augmentation du paramètre x_2 en été. La variation de ce paramètre peut être reliée à l'humidité du sol qui diminue en été comme le montrent les figures 6.1 a et b.



L'humidité moyenne relative est le rapport entre l'humidité volumique mesurée (cm^3/cm^3) et l'humidité volumique maximale observée (cm^3/cm^3). Celle-ci est estimée à partir des données de 20 années et égale à $0.36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

(a)



L'humidité moyenne relative est le rapport entre l'humidité volumique mesurée (cm^3/cm^3) et l'humidité volumique maximale observée (cm^3/cm^3). Celle-ci est estimée à partir des données de 20 années et égale à $0.36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

(b)

Figures 6.1. Evolution journalière de l'humidité moyenne relative du sol sur parcelle témoin en gazon à Boissy-le-Châtel - Orgeval. a- 1976, b- 1977.

L'effet du débit semble être inversé d'une période à l'autre sur les deux bassins. En effet, le coefficient x_1 est plus élevé à Mélarchez en période humide par contre il est plus important en période sèche sur l'Orgeval. La différence en période humide peut résulter en partie de la topographie du bassin qui est plus variable dans le cas de l'Orgeval et qui entraînerait une redéposition des sédiments à la surface du bassin et dans la rivière plus importante. Rappelons que le modèle ne contient pas de terme de sédimentation. Il est difficile d'invoquer une explication inverse pour la période sèche, peut être un effet de ruissellement sur les versants plus abrupts.

Nous rappelons que sur l'Orgeval, la forêt couvre 20% de la superficie. Cette forêt, selon qu'elle se trouve en haut des versants, au milieu du bassin ou en bas des versants, joue le rôle d'un piège à sédiments, ou constitue une zone de production négligeable.

Données de calage	Périodes	Paramètres		
		x_1	x_2	x_3
Mélarchez 1976/1977	Périodes humides	52.0	19.7	$4.2 \cdot 10^{-8}$
	Périodes sèches	0.08	20.7	
Orgeval 1979/1980	Périodes humides	19.2	0.004	$2.95 \cdot 10^{-6}$
	Périodes sèches	28.09	5.19	

Tableau 6.1. Variation des paramètres du modèle récursif entre les bassins de Mélarchez et de l'Orgeval.

Le paramètre x_3 est le plus délicat à identifier. Lors du calage, nous avons remarqué que le paramètre x_3 était plus sensible à la variation du paramètre x_2 qu'à x_1 . Dans le cas du modèle global (§ chapitre IV), le paramètre x_3 est plus élevé à Mélarchez, ce qui indique une réponse plus rapide du bassin. Par contre, dans le cas du modèle récursif, le paramètre x_3 est plus faible dans le cas de Mélarchez traduisant donc une réponse locale au contraire plus amortie. C'est plutôt cet aspect qui devrait être interprété en fonction des caractéristiques du bassin comme l'importance relative du drainage agricole. L'inversion apparente du phénomène montre une interférence avec le transfert hydraulique dans le réseau, qui n'est pas parfaitement pris en compte dans le modèle, et peut aussi être dû à l'érosion et à la sédimentation dans le lit du cours d'eau.

6.3.2 - Cas de Mélarchez et de la Marne

Nous avons appliqué le modèle instantané global sur le bassin de Mélarchez et sur celui de la Marne sur les mêmes années soit sur 1976/1977. La non prise en compte de la pluie dans le cas du bassin de la Marne ne nous permet pas de confirmer où d'infirmer les hypothèses citées dans le cas du traitement des bassins de Mélarchez et de l'Orgeval.

Toutefois, nous constatons que le coefficient x_1 est plus important pour le bassin de Mélarchez. L'influence de la surface du bassin sur ce paramètre est donc confirmée.

Le paramètre x_3 est également plus élevé pour Mélarchez, ce résultat confirme une variation du flux des M.E.S à l'exutoire plus importante dans le cas de Mélarchez, ce qui rejoint les remarques faites pour les bassins de Mélarchez et de l'Orgeval.

Données de calage	Paramètres			
	x_1	x_2	x_3	S_0
Mélarchez 1976/1977	69.0	1.2	$2.0 \cdot 10^{-8}$	11340
la Marne 1976/1977	38.0	-	$5.5 \cdot 10^{-10}$	13500

Tableau 6.2. Variation des paramètres du modèle instantané entre les bassins de Mélarchez et de la Marne.

6.3.3 - Evolution des paramètres de l'amont vers l'aval

Ces résultats confirment la nécessité de relier le paramètre x_1 à la superficie où à la longueur du cours d'eau. Les autres facteurs tels que la pente et le couvert végétal étant très variables, on ne peut les représenter que par des moyennes sur les bassins (ou sous-bassins). Plus on affine l'espace plus on se heurte à l'hétérogénéité des facteurs explicatifs de l'érosion et du transfert des M.E.S.

Si l'on présente le flux de M.E.S moyen par unité de surface et par jour calculé sur deux ans au niveau des bassins de Mélarchez, de l'Orgeval et de la Marne (tableau 6.3), on remarque qu'entre Mélarchez et la Marne, la décroissance du flux est de 34%. Celle-ci est de 46 % pour les années 1979/1980

entre les mêmes stations. Entre Mélarchez et l'Orgeval sur 1979/1980 elle est de 33 % alors qu'elle est de 21 % entre l'Orgeval et la Marne (on voit bien que, selon l'endroit où l'on mesure les M.E.S, les résultats peuvent passer du simple au double: 21% entre l'Orgeval et la Marne et 46% entre Mélarchez et la Marne).

	1976/1977	1979/1980
Mélarchez	46.30	90.75
Orgeval	-	61.10
Marne	30.30	48.70

Tableau 6.3. Variation des flux moyens journaliers observés des M.E.S (en kg/km²/j) de l'amont vers l'aval.

6.4 - EXPLICATION DES PARAMETRES PAR EVENEMENT

Nous avons pu traiter quatre crues sur le bassin versant de Mélarchez et huit sur le bassin versant de Naizin. Les paramètres sont variables d'une crue à l'autre et d'un bassin à l'autre. Les variations d'un bassin à l'autre ne sont pas surprenantes. Elles sont liées au type de sol et aux caractéristiques pédologiques et physiques des bassins. Quant à la variation des paramètres d'une crue à l'autre, celle-ci n'est pas relative à ce modèle conceptuel simple, mais à beaucoup d'autres. Borah et Ashraf (1990) ont détecté une variation saisonnière du coefficient de détachement de l'écoulement. Le calage de leur modèle RUNOFF sur un bassin de 450 ha au nord du Mississippi (Etats-Unis) a donné lieu à une variation importante des paramètres d'une crue à l'autre.

La variabilité des paramètres conceptuels de notre modèle ne doit pas surprendre du fait que nous n'avons pas pris en compte les paramètres physiques qui interviennent dans le phénomène de production et de transfert des M.E.S. D'ailleurs Wicks et al. (1992) ont montré, à la suite de l'application du modèle physique distribué SHESED à sept couples de parcelles avec quatre occupations de sols différentes, une nette variabilité des paramètres k_r et k_f (§ chapitre I, paragraphe 1.3.4.3) même pour des parcelles qui diffèrent seulement par la position (tableau 6.4).

<i>parcelles</i>	<i>coefficient de détachement dû à la pluie</i> $k_r (j^{-1})$	<i>coefficient de détachement dû au débit</i> $k_f (mg m^{-2} s^{-1})$
FTR3	9.85	4.93
FTL3	8.30	4.15
FTR9	13.60	6.80
FTL9	17.80	8.90
FKR3	10.10	5.05
FKL3	11.30	5.65
FBR3	1.04	0.52
FBL3	1.07	0.44
FBR9	1.09	0.55
FBL9	2.10	1.05
FGR3	1.05	0.53
FGL3	1.53	0.77
FUR3	0.45	0.23
FUL3	2.40	1.20

F = Flats (plats), T = Tilled (labourée), K = tilled twice (labourée deux fois), B = clipped bare (tendue), G = Grazed (prairies avec passage saisonnier du bétail), U = Ungrazed (prairies non utilisées par le bétail depuis 10 ans) L = Left plot (parcelle gauche), R = Right plot (parcelle droite), 3 et 9 sont les pentes nominales.

Tableau 6.4. Variation des paramètres k_r et k_f selon le modèle SHESED (Wicks et al. 1992).

Dans le cas du bassin de Mélarchez, nous avons traité quatre crues sur 1992 dont les résultats du calage ont été présentés dans le *tableau 3.7* (§ *chapitre III, paragraphe 3.4.5.2*). Nous allons tenter d'interpréter les paramètres du modèle en fonction d'un indice de couvert végétal. Nous pouvons constater que les coefficients x_1 et x_2 sont plus faibles pour la crue du 26 mars que pour les crues postérieures. Ceci semble correspondre à un pourcentage de couvert végétal plus élevé. Malheureusement notre échantillon de crues ne couvre qu'une très faible partie de la variation du couvert végétal (*figure 6.2*).

La couverture végétale qui ne varie pas pendant le mois de décembre ne peut pas expliquer à elle seule la variation des paramètres x_2 et x_3 pour les deux crues de ce mois.

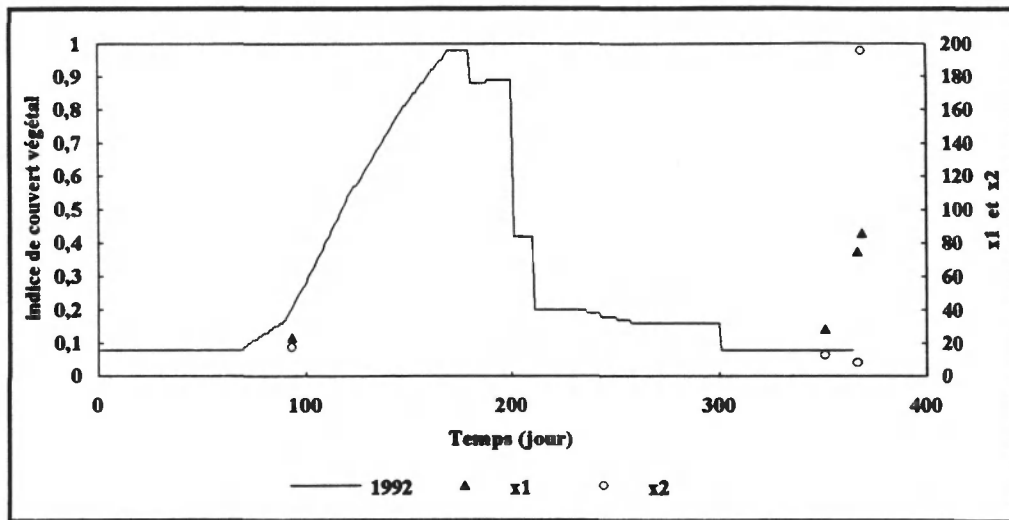
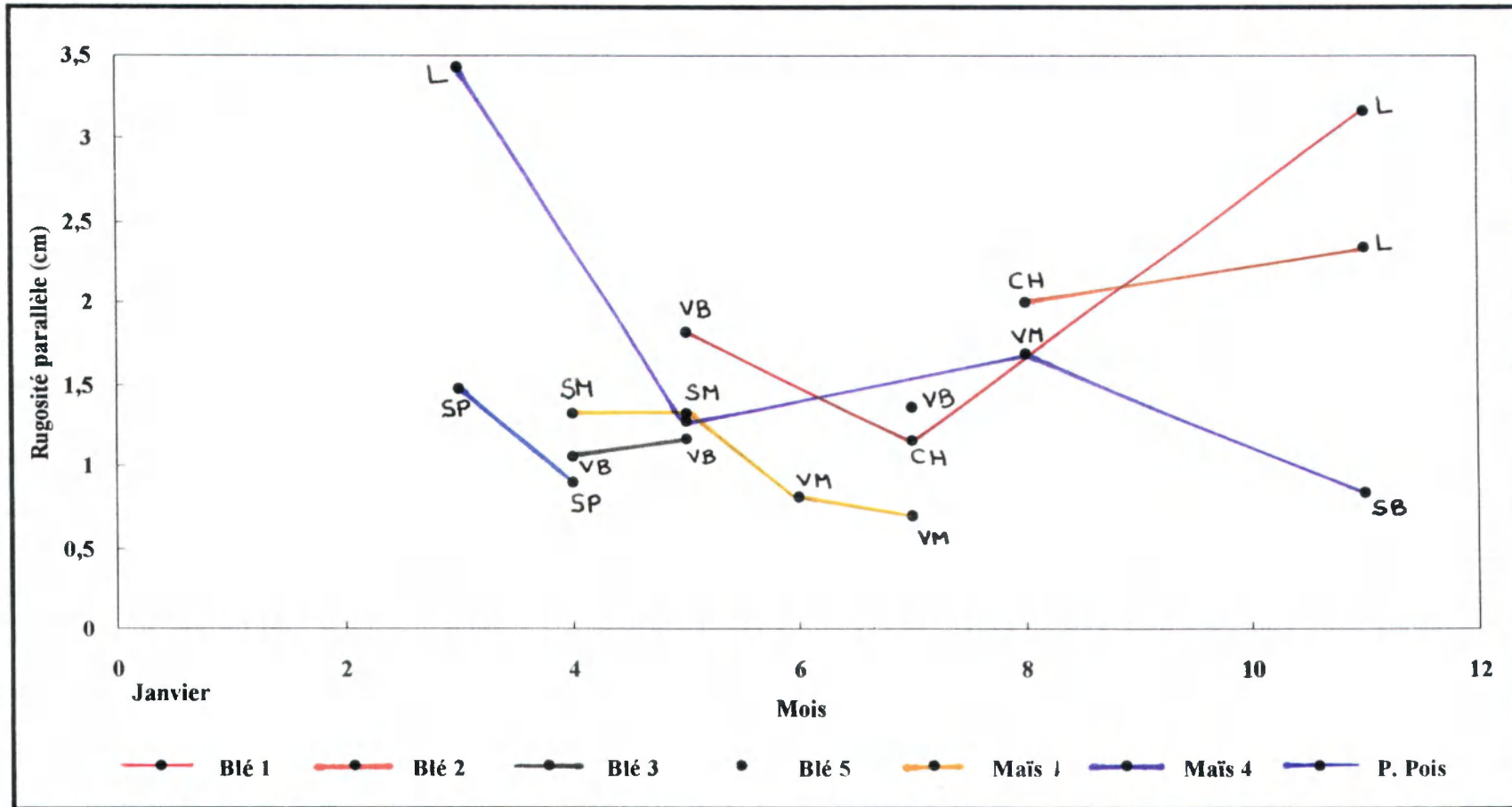
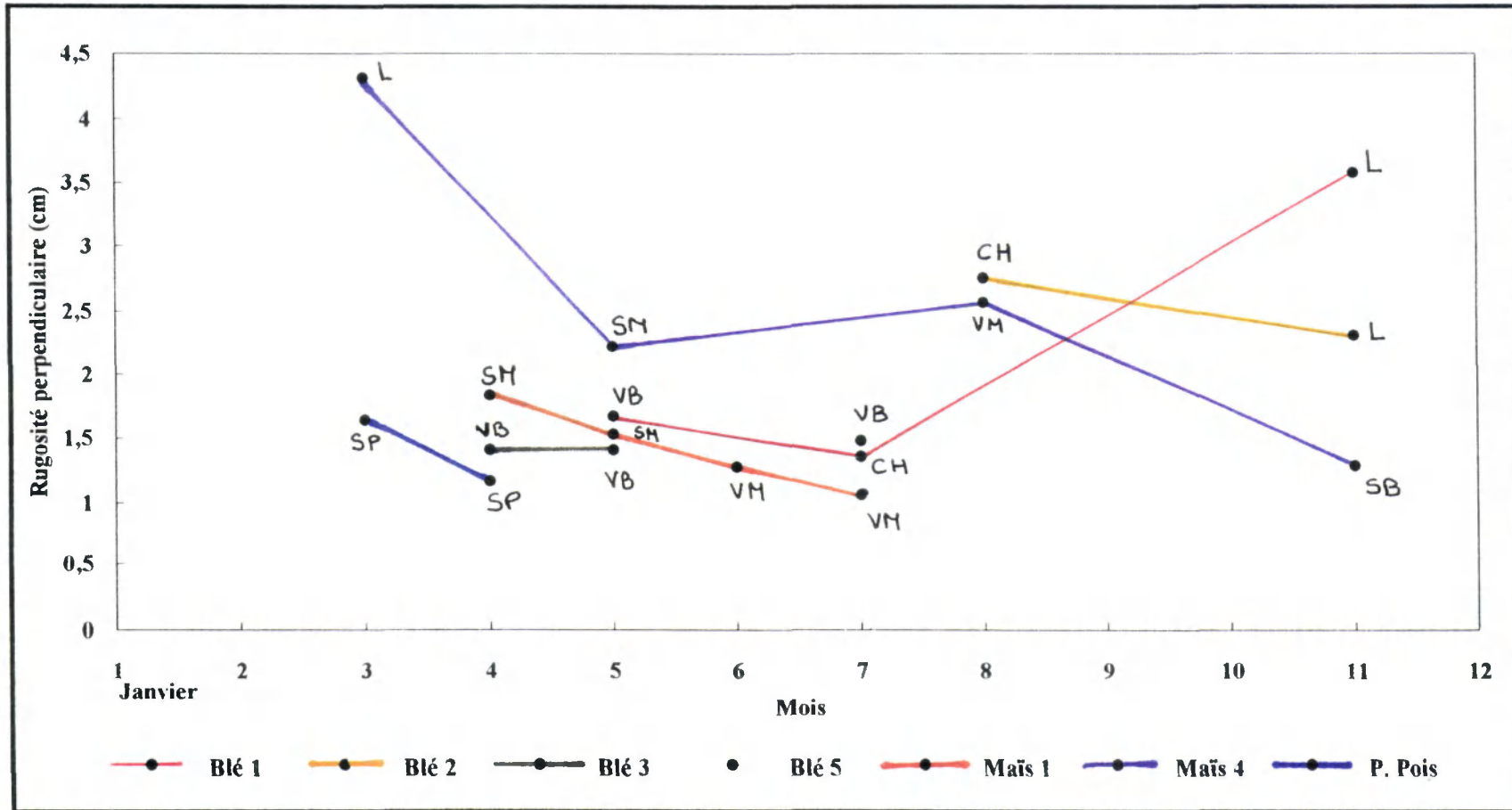


Figure 6.2. Evolution journalière du couvert végétal sur le bassin de Mèlarchez.

La variabilité de ces deux paramètres est également liée à la variabilité de l'état de surface du sol. Celui-ci représenté par sa rugosité mesurée à l'aide d'un rugosimètre, dépend également de l'occupation du sol et donc de la végétation. Nous représentons sur les figures 6.3 et 6.4 la variation de la rugosité mesurée perpendiculairement et parallèlement au sens du travail du sol en fonction des cultures principales du bassin de l'Orgeval. Ces mesures sont celles de la campagne 1989 effectuée sur l'Orgeval (d'après Benallègue, communication personnelle). Ces courbes confirment la structure complexe du sol selon qu'il est nu (semis), labouré ou couvert de végétation. Ces résultats montrent que la structure est plus rugueuse au mois de mars (labour à grosses mottes sur sol humide). L'hétérogénéité de la structure crée des zones de rétention qui réduisent le ruissellement et retiennent les sédiments fins, ce qui peut être à l'origine d'une réduction du paramètre x_2 . D'ailleurs, ce paramètre est plus faible pour la crue du 26 mars. Au mois de novembre, le sol était sec. Le labour détruit la structure du sol et favorise le transport des particules qui reste plus fort sur les sols préparés pour un semis (émiettement plus fin qui conduit à l'apparition de la couche de battance plus rapidement). Ainsi la première pluie -même moyenne- sur ce sol a tendance à avoir plus d'effet (x_2 est plus élevé au mois de novembre qu'au mois de mars). Ces constatations rejoignent les observations faites à Leudon sur deux parcelles de pentes et textures identiques, l'une étant semée de céréales, l'autre préparée plus grossièrement (Penven, 1991). Sous cultures (entre le mois de mai et de juillet), la structure de la surface du sol présente un peu plus d'homogénéité.



L: labour, S: semis, V: végétation, CH: chaumes, P: petits pois, B: blé, M: maïs
 Figure 6.3. Variation de la rugosité parallèle aux sillons. Campagne de mesure de 1989.
 Bassin de l'Orgeval (d'après Benallègue).



L: labour, S: semis, V: végétation, CH: chaumes, P: petits pois, B: blé, M: maïs
 Figure 6.4. Variation de la rugosité perpendiculaire aux sillons.. Campagne de mesure de 1989.
 Bassin de l'Orgeval (d'après Benallègue)

6.5- LES CRUES SUCCESSIVES DE DECEMBRE

L'évolution de l'humidité et de la structure du sol sont a priori à l'origine de la variation des paramètres entre les crues des 2 et 4 décembre. La pluie du 2 décembre première pluie importante de l'année, a provoqué la fermeture du sol (*figure 6.5*), ce qui a réduit l'infiltration (Boiffin, 1988) et favorisé le ruissellement lors de la crue du 4 décembre.

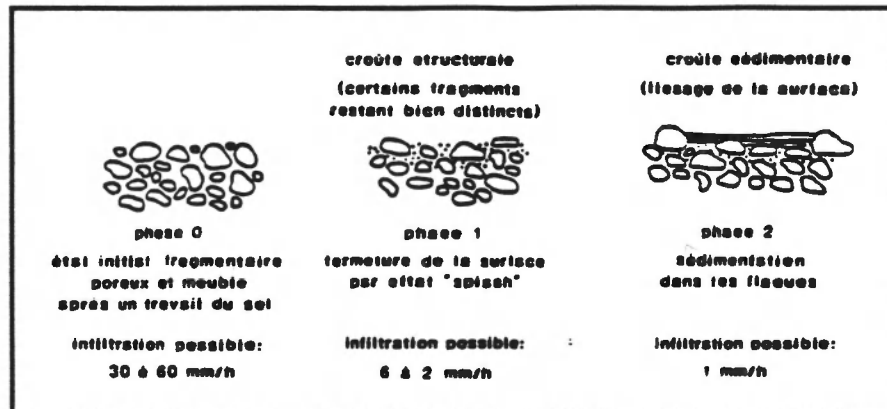
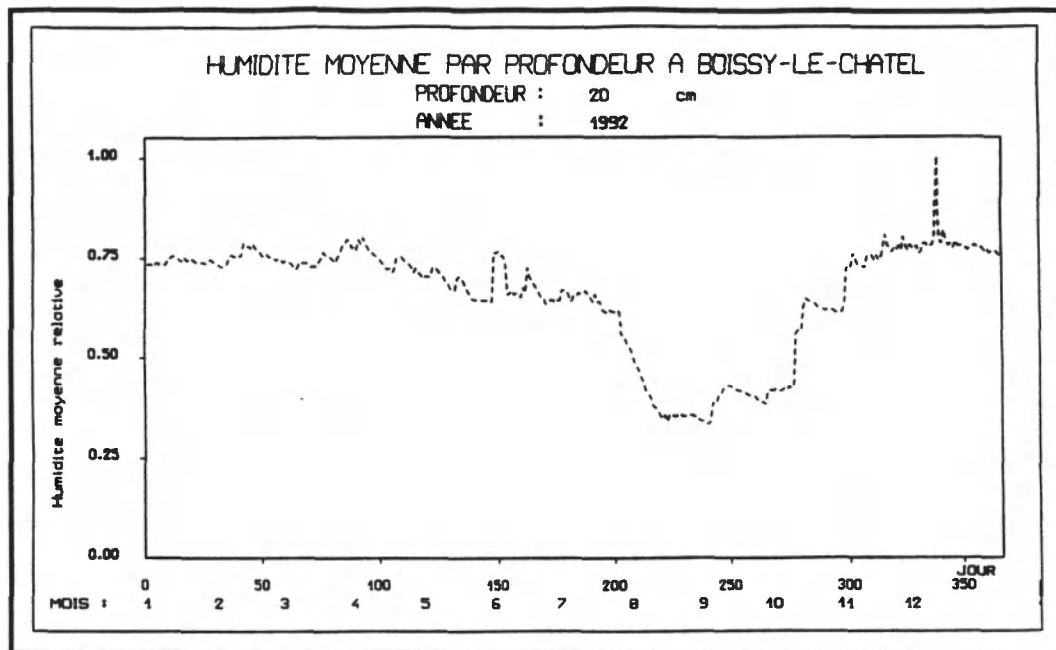


Figure 6.5. Les stades de la dégradation de la surface du sol sous l'action des pluies (Boiffin, 1984).

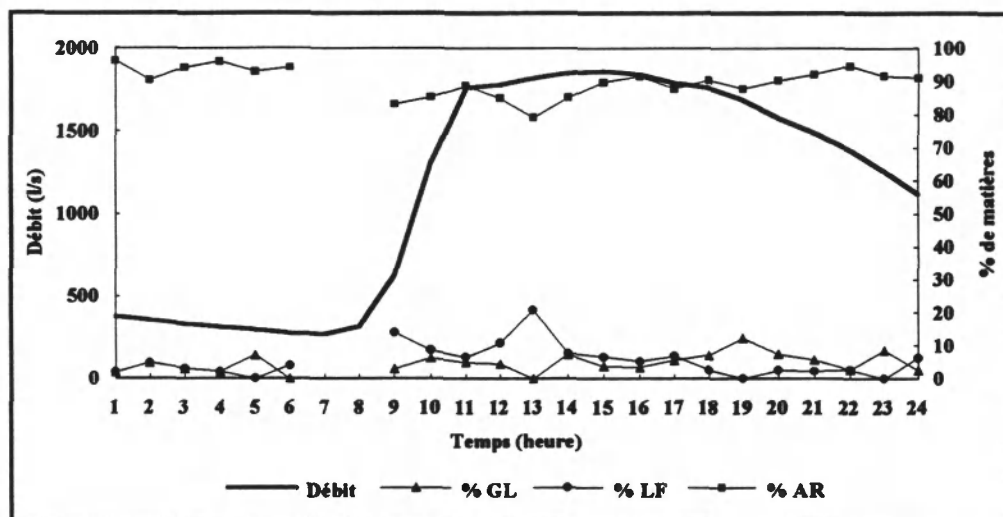
D'un autre côté, en se basant sur les données d'humidité volumique mesurée en continu à l'aide d'une sonde neutronique installée sur une parcelle témoin engazonnée à la station de mesure de Boissy-le-Châtel (à la périphérie du bassin de l'Orgeval), nous avons pu tracer le profil hydrique de l'année 1992 (annuaire de l'Orgeval). La *figure 6.6* met en évidence la saturation du sol le 4 décembre (humidité volumique égale à $0.36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). L'augmentation de la charge d'eau à la surface du sol un peu battant (sol limoneux) et saturé d'eau, a été traduite par l'augmentation du coefficient x_2 de la pluie. Celle-ci a agit sur les quelques premiers centimètres du sol, provoquant une érosion en nappe (la couche de battance est détruite partiellement ou en totalité) assez importante. La granulométrie fine de la crue du 4 décembre et celle du 18 novembre (90 % d'argile, *figures 6.7 et 6.8*) prouve qu'il n'y a pas eu de creusement du sol et que seules les solides fins sont transportés; donc le coefficient x_1 est resté à peu près constant sur les deux crues de décembre.



L'humidité moyenne relative est le rapport entre l'humidité volumique mesurée (cm^3/cm^3) et l'humidité volumique maximale observée (cm^3/cm^3). Celle-ci est estimée à partir des données de 20 années et égale à $0.36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Figure 6.6. Evolution journalière de l'humidité moyenne relative du sol sur parcelle témoin engazonnée à Boissy-le-Châtel - Orgeval- 1992.

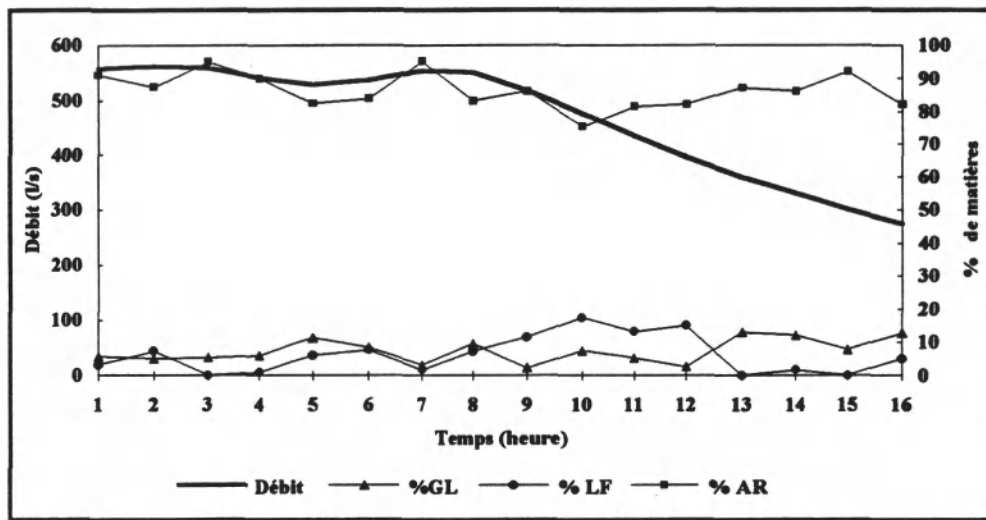
Les granulométries des crues du 18 novembre, 2 décembre et 4 décembre qui ont été mesurées par le Centre de Pédologie Biologique de Nancy (Bartoli et Burtin, communication personnelle) sont présentées en annexe des archives. Ces résultats montrent une concentration importante de gros limons (40%) au début de la crue du 2 décembre (figure 6.9). On constate également une augmentation de la concentration en gros limons pendant la décrue qui coïncide avec des pluies survenues une heure avant.



AR = argile, LF = limons fins, GL = gros limons

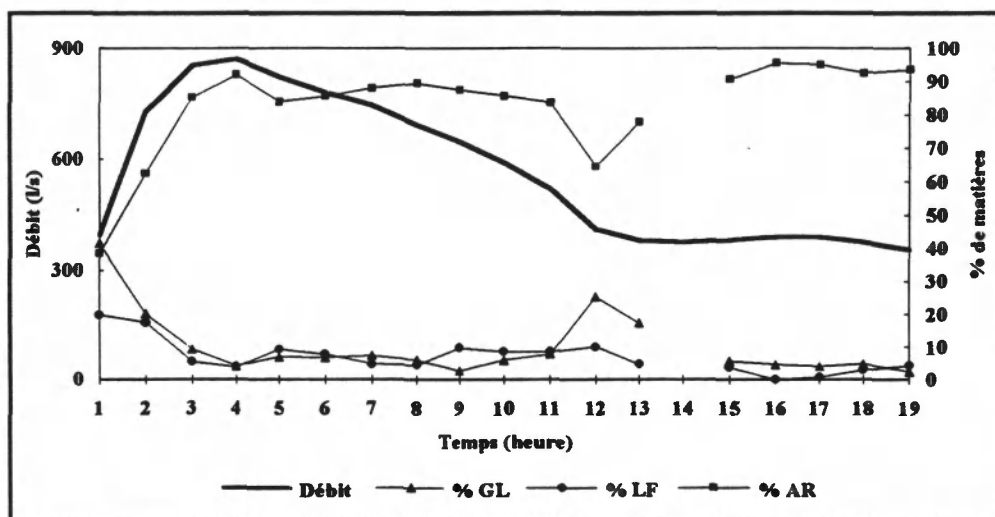
Figure 6.7. Granulométrie horaire de la crue du 4 décembre 1992 à Mélarchez (CPB, Nancy).

L'influence de la composition granulométrique des M.E.S est bien mise en évidence. En effet l'homogénéité de la granulométrie (fort pourcentage d'argile) permet de retrouver une certaine constance des paramètres x_1 et x_2 , ce qui était le cas des crues des 2 et 4 décembre du bassin de Leudon comportant un sol un peu plus argileux que celui de Mélarchez. Il faut signaler que les pluviométries des deux crues étaient plus faibles que celles observées pour les mêmes crues à Mélarchez (en 24 heures, la pluie était de 21,4 mm à Mélarchez pour 5.5 mm à Leudon pour la crue du 2 décembre et 18 mm à Mélarchez pour 6.2 mm à Leudon pour la crue du 4 décembre). Cette différence au niveau de la pluviométrie n'a pas permis d'observer les mêmes phénomènes sur ces deux bassins.



AR = argile, LF = limons fins, GL = gros limons

Figure 6.8. Granulométrie horaire de la crue du 18 novembre 1992 à Mélarchez (CPB, Nancy).



AR = argile, LF = limons fins, GL = gros limons

Figure 6.9. Granulométrie horaire. Crue du 2 décembre 1992 à Mélarchez (CPB, Nancy).

Nous remarquons que la continuité du stock, d'après des optimisations indépendantes, n'est pas assurée entre ces deux crues. En effet si l'on représente l'évolution du stock et du flux, nous remarquons que dans le cas des crues du 26 mars, 18 novembre et du 4 décembre (figure 6.10), le stock augmente lors de la montée de la crue alors qu'il décroît pour celle du 2 décembre (figure 6.11). Ce cas de figure a été observé pour les crues successives des 11 et 12 avril 1989 sur le bassin de Naizin. Il n'y a pas eu accumulation du stock lors de la crue du 2 décembre, ce qui laisse supposer une érosion du bassin plus importante que dans le cas de la crue du 4 décembre (les concentrations des M.E.S sont plus importantes lors de la crue du 2 décembre). Celle-ci a nécessité pour le calage un stock initial plus important que celui calculé à la fin de la crue du 2 décembre. Le stock dans un tel modèle n'a pas d'existence indépendante des autres paramètres. Une modification importante des paramètres cohérente avec une modification plausible de l'état du bassin entraîne nécessairement une variation par ailleurs. Il est possible qu'une journée de ressuyage modifie assez sensiblement les conditions de disponibilité de matériaux à la surface du bassin et dans le lit du cours d'eau, qui peut aussi subir une reprise des dépôts de la crue du 2 décembre non pris en compte dans le modèle.

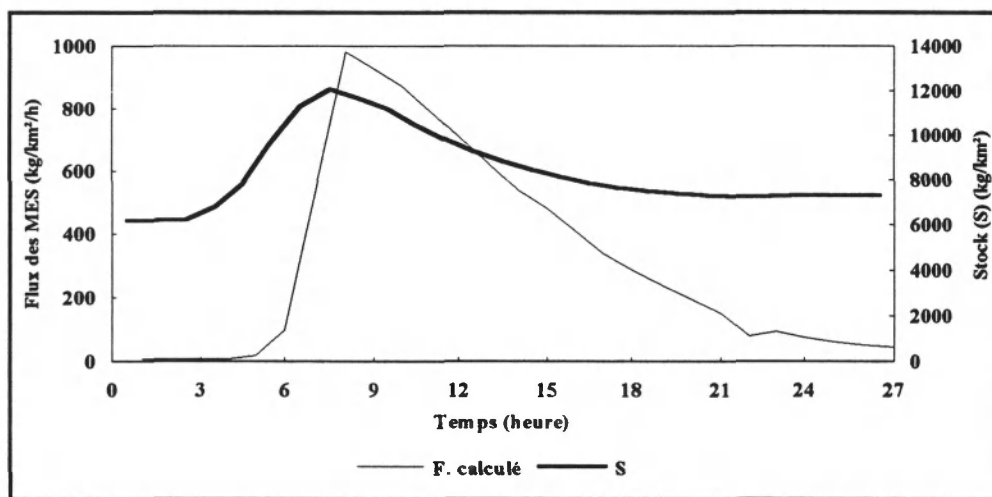


Figure 6.10. Flux calculés et évolution du stock. Crue du 4 décembre 1992 à Mélarchez.

Nous avons montré dans le chapitre III, que le modèle est plus sensible à l'évaluation du stock initial S_0 , ce qui nécessite de le connaître avec plus de précision. L'étude menée par le Centre de Pédologie Biologique de Nancy sur le fonctionnement d'une toposéquence de la zone de plateau et celle du ru de Mélarchez a permis de mettre en évidence le rôle de la topographie dans le transfert et la redistribution des particules limoneuses et argileuses le long de la

penne (Bartoli et al., 1992). Cette démarche ouvre la voie à une connaissance des stocks réels de sédiments.

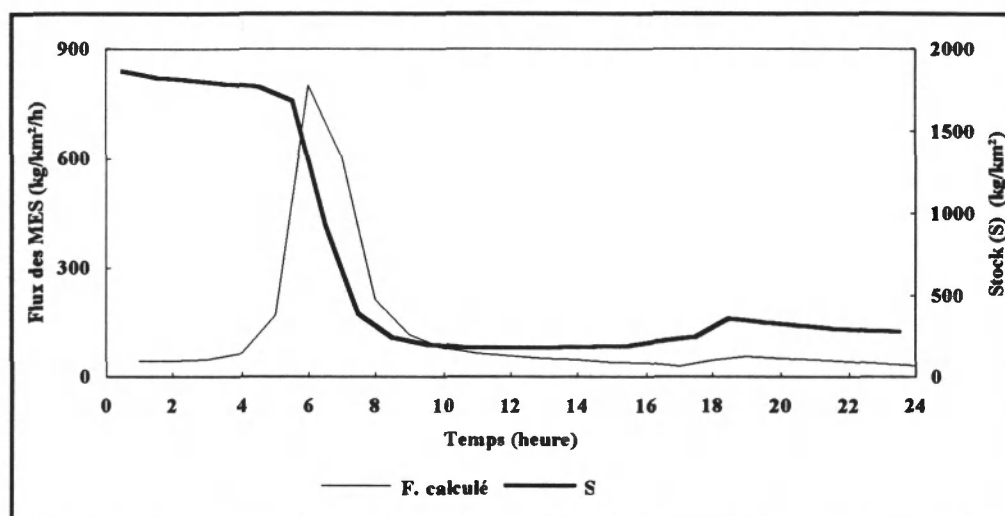


Figure 6.11. Flux calculés et évolution du stock. Crue du 2 décembre 1992 à Mèlarchez.

Nous avons également essayé de relier la variation du stock à la variation de la granulométrie des échantillons d'eau prélevés, ce qui revient à utiliser un modèle empirique plus simple mais sensiblement équivalent au modèle de base. Pour ceci nous avons essayé des régressions linéaires simples où le stock est expliqué par:

- le débit Q ;
- le produit du débit et de la concentration totale $Q C_t$;
- le produit du débit et de la concentration C^* , où C^* peut être la concentration des limons fins C_{lf} , de gros limons C_{gl} , ou d'argile C_{ar} .

Nous avons constaté, selon les résultats du tableau 6.4, que dans le cas de la crue du 2 décembre, la concentration de gros limons améliore la régression de 25% par rapport au résultat de la régression avec la concentration totale.

Dans le cas des crues du 18 novembre et du 4 décembre, la variation du stock dépend de la concentration en argile. Les régressions donnent des coefficients de détermination variant entre 0.74 à 0.90 et une reproduction des crues acceptable dans les trois cas.

Crues	Régressions linéaires			
	C*	$LOG(S_i) = a + b Q$	$LOG(S_i) = a + b(QC_i)$	$LOG(S_i) = a + b(QC^*)$
18 novembre 1992	argile	a = 7.7 b = 0.11 R ² = 0.65	a = 7.8 b = 0.0005 R ² = 0.90	a = 7.8 b = 0.0057 R ² = 0.90
2 décembre 1992	gros limons	R ² = 0.0	a = 7.4 b = 0.00057 R ² = 0.49	a = 7.7 b = 0.0018 R ² = 0.74
4 décembre 1992	argile	a = 11.0 b = 0.045 R ² = 0.45	a = 11.1 b = 0.00006 R ² = 0.78	a = 11.1 b = 0.00007 R ² = 0.78

*Tableau 6.4. Résultats des régressions simples en tenant compte des concentrations des argiles, des gros limons et des limons fins.
Bassin de Mélarchez.*

CONCLUSIONS

Le but essentiel de ce chapitre est de relier la variation des paramètres du modèle aux variations des paramètres physiques et autres variables dans l'espace et dans le temps. Il apparaît que le paramètre x_1 dépend de la taille du bassin et semble diminuer quand celle-ci augmente. L'effet de la pluie exprimé par le paramètre x_2 diminue sur un grand bassin. L'augmentation du couvert végétal et la diminution de l'humidité du sol en période sèche sont à l'origine d'une augmentation du paramètre x_2 en cette période.

L'étude de quatre crues sur Mélarchez est insuffisante pour définir correctement les paramètres et pour expliquer la variation du stock disponible supposé réinitialisé à chaque crue. La complexité du problème nous oblige à étudier un maximum de crues sur différents bassins et à faire des observations directes sur les différents sites du bassin. Cependant, le suivi de la granulométrie du cours d'eau semble être un élément d'information qui permet d'estimer le stock réel de sédiments sur le bassin. De même, les cartes de cultures permettant d'établir une courbe d'évolution journalière de la couverture végétale sur le bassin sont également intéressantes à prendre en compte. Ce paramètre peut être également introduit pour expliquer la variation des paramètres x_1 et x_2 . Sans qu'aucune démonstration statistique ait pu être apportée, le couvert végétal, l'humidité et la structure du sol semblent influencer dans un sens conforme à ce qui est connu à l'échelle locale sur les paramètres du modèle. Cette discussion a attiré l'attention sur des inversions apparentes de phénomènes en fonction de l'échelle qui peuvent être imputées, pour partie, à une modélisation trop globale et, pour l'autre partie, à une omission des processus de sédimentation qui devraient être pris en compte dans un modèle plus complet.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal de notre étude a été de proposer un modèle de transfert de matières en suspension assez général pour estimer les apports et analyser les phénomènes observés à différentes échelles.

La nécessité de remonter en amont des points où se posent les problèmes de qualité de l'eau, c'est-à-dire la Marne dans notre application, nous a conduit à nous intéresser d'abord à des petits bassins. Il nous semblait légitime de laisser provisoirement les mécanismes élémentaires, que d'autres équipes prenaient alors en charge dans une perspective de convergence pluridisciplinaire, mais pour lesquels il n'existait aucune donnée (et que la sécheresse allait tarder à produire !). Le matériau de recherche constitué par les chroniques anciennes de Mélarchez s'est avéré assez riche pour amorcer la réflexion et construire un modèle qui a ensuite été légèrement modifié lorsque des données de crues ont été disponibles.

Les facteurs privilégiés

Le manque d'informations au début de notre étude sur les caractéristiques du milieu a limité nos ambitions et nous a conduit à ne considérer que les facteurs facilement mesurables de façon continue, ou presque, tout au long de l'année. Ainsi, nous avons opté pour un modèle du type conceptuel où le flux des M.E.S est fonction du débit et d'un stock de sédiments disponibles au transport dont l'accroissement est commandé par les variables hydrologiques (débit, pluie). Les paramètres dans notre modèle ne dérivent pas d'une théorie physique pouvant les identifier et doivent être optimisés par le calage sur une chronique de données.

Le modèle ainsi établi propose un schéma simple de fonctionnement et réalise une bonne reproduction des flux de M.E.S . La définition du stock dans notre modèle présente une certaine originalité par rapport aux tentatives antérieures. En effet, Van Sickle et Beschta (1983), ont proposé un modèle qui définit le stock comme une quantité disponible au début de l'événement, mais ne modélisent pas du tout sa formation, et qui n'a aucune fonction d'augmentation de ce stock pendant l'événement. Moore (1984), n'utilise pas non plus une telle fonction mais il suppose qu'en absence de pluie, le stock augmente sans jamais dépasser un maximum estimé à partir des apports moyens annuels. Cette

hypothèse rend difficilement compte de crues successives. Il est d'ailleurs paradoxal que seules les périodes sèches "produisent" de l'érosion. La prise en compte simultanée d'un accroissement et d'une diminution de ce stock par des facteurs différents s'est révélée une façon simple et efficace de rendre compte du phénomène d'hystérésis bien mis en évidence dans le cas des deux crues du 26 mars et du 2 décembre 1992 sur Mélarchez, où le maximum de concentration est apparu en avance par rapport au débit. En contrepartie, nous avons constaté une difficulté dans l'estimation des paramètres qui ne doit pas trop surprendre puisque nous ne disposons pas de mesure réelle du stock de sédiments disponibles.

Notre modèle a également mis en évidence, au moins dans des modèles à discrétisation spatiale et temporelle grossière, la nécessité de considérer le débit dans l'accroissement du stock, facteur négligé dans le modèle de Negev modifié par Meyer et Wischmeier (1969) et Onstad et Foster (1975). En effet, ce modèle suppose que seule la pluie exprimée par son intensité, contribue à l'accroissement du réservoir de stockage où l'érosion est contrôlée par la capacité de transport des particules stockées par l'écoulement. Le modèle suppose également qu'il peut y avoir érosion en ravins du réservoir sol et que cette quantité arrive toute entière à l'exutoire; d'ailleurs l'application de ce modèle par Kauark Leite (1990) sur le bassin de Mélarchez a donné de mauvais résultats.

Bien que l'effet de l'intensité de la pluie sur l'érosion des champs ait été reconnue (Roose, 1973; Bouregghda, 1988 et Rauws et Govers, 1988), la prise en compte de la pluie dépend beaucoup de l'équation de transport que l'on utilise (Mathier et Roy, 1992). Nous avons vu que l'introduction de la pluie dans une modélisation statistique par des régressions multiples ne permet pas de mettre en évidence l'effet de la pluie et de son intensité. Ces résultats confirment le rôle complexe de la pluie. De même, Kauark Leite (1990) et Karen (1991) ont démontré que la prise en compte de l'intensité de la pluie n'améliore pas la qualité des résultats. La forte corrélation entre l'intensité de la pluie et le débit du ruissellement peut biaiser l'estimation empirique des paramètres (Moore et Burch, 1987). Nous avons montré plus précisément que l'influence de la pluie pourrait être masquée par une trop grande simplification des transferts internes. La pluie introduite dans le processus de production des sédiments et non dans le processus de transfert a permis d'améliorer les pointes des flux et de reproduire quelques faibles crues ignorées par le modèle sans pluie.

L'introduction de la saisonnalité a également contribué à détecter l'effet plus important de la pluie en saison sèche. Elle a également aidé à mieux

représenter les flux en période sèche. La saisonnalisation a résolu quelques problèmes sans nécessité de mesures supplémentaires, par contre le nombre de paramètres du modèle croît de trois à quatre ou cinq.

Le modèle garde la même architecture (sinon les mêmes paramètres) dans sa forme continue et dans sa forme événementielle. L'écriture instantanée du modèle a amélioré le critère de Nash qui a augmenté de 5%. La variation sensible des paramètres d'un événement à l'autre est loin d'être expliquée mais présente une certaine cohérence avec la variation saisonnière des paramètres physiques réputés avoir une influence sur l'érosion. Le modèle par événement est plus sensible à l'estimation du stock initial qu'à celles des paramètres, ce qui, tout en rendant difficile l'utilisation en prévision, montre la nécessité de mieux apprécier les états initiaux des bassins. Pour des estimations d'apports sur de plus longues durées, la validation du modèle est satisfaisante.

Les facteurs délaissés, sources de progrès futurs?

Il convient de signaler que nous avons négligé la distinction traditionnelle entre l'érosion en nappe et en rigoles ainsi que la formation et la reprise des dépôts dont le rôle croît certainement vers l'aval. De même, l'apport du drainage artificiel dans le cas de sols limoneux semble être important. Il convient donc de définir la part de l'écoulement et du drainage agricole artificiel dans la production des M.E.S. La prise en compte du drainage dans le cas de Mèlarchez n'a pu être faite vu qu'il n'est pas possible de mesurer l'apport des drains en périodes pluvieuses; ceux-ci étant souvent immergés. Le modèle pourrait s'enrichir de ces facteurs. Cependant, sans connaissances précises quantitatives, cela se traduirait inévitablement par un accroissement du nombre de paramètres et de très grandes incertitudes d'estimation. Des progrès plus efficaces nous semblent attendus d'une meilleure estimation du stock initial réel des sédiments. Il apparaît que l'étude d'une toposéquence de l'horizon limoneux du bassin de Mèlarchez (CPB, Nancy) permet d'évaluer le stock réel au niveau du sol ce qui réduira les incertitudes constatées lors de l'estimation des autres paramètres. Un suivi plus extensif de l'état du sol, tel qu'il est pratiqué par le laboratoire de géographie physique de Meudon, et par la CGE sur le Vannetin et le Grand-Morin, en sont les compléments naturels.

Représenter l'hétérogénéité du risque ou forcer les similitudes?

L'application du modèle à différentes superficies donne des résultats très encourageants et prouve qu'il est transposable d'une échelle à l'autre. En effet le

modèle calé sur Mélarchez a pu simuler les flux du bassin versant de l'Orgeval avec une légère surestimation en période humide. Dans ce cas, on assiste à une diminution du paramètre x_2 qui laisse supposer un effet moindre de la pluie lié à l'augmentation de la taille du bassin. En effet, la modélisation des flux de M.E.S au niveau du bassin versant de la Marne (12,800 km²) s'est faite avec succès même sans utilisation de la pluie.

Dans le but de réduire l'effet parasite induit par le changement d'échelle spatiale, nous avons introduit une notion de récursivité dans le transfert des M.E.S qui devrait permettre de décrire des bassins emboîtés homogènes par des paramètres identiques. Les paramètres ainsi obtenus pour les bassins de Mélarchez et de l'Orgeval restent hétérogènes mais dans un rapport plus faible, identique de surcroît pour les deux paramètres. C'est aussi cette représentation du bassin par une succession de biefs qui nous a permis de restituer le rôle plus important de la pluie.

A la fin de cette étude, il apparaît que le paramètre x_1 du modèle représentant le rôle du débit dans la génération du stock de M.E.S qui commande principalement la concentration moyenne, dépend de la taille du bassin et semble diminuer quand celle-ci augmente, ce qui n'est pas pour surprendre.

Nous avons aussi observé des différences entre bassins versants, entre Mélarchez, Leudon, et Naizin en Bretagne, de superficie comparable. Cette hétérogénéité spatiale est déjà fortement atténuée par rapport à ce qu'elle doit être à une résolution plus fine. Dans un objectif de recherche des zones à risques, une cartographie des zones érodibles rendant complète cette hétérogénéité, est du plus grand intérêt pour les collectivités locales (Veyret et Wicherek, 1992). Une telle carte a d'ailleurs été dressée sur le Grand-Morin par Soyeux (1992). Notre objectif d'estimer de façon quantitative les transferts à différentes échelles nous a conduit à forcer toutes les crues de M.E.S à entrer dans un même moule et gommer cette hétérogénéité. Maintenant que nous disposons d'une description simple de ces crues, il convient de se préoccuper de nouveau de l'hétérogénéité, si possible interne aux bassins, en tirant profit de l'amorce de spatialisation contenue dans la version récursive du modèle, et en le couplant avec un Système d'Information Géographique (SIG).

Références bibliographiques

Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'connell, P. E. et Rasmussen, J. - 1986a.

An Introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen "SHE"., 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. J. Hydrol. No. 87, pp. 61-77.

Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'connell, P. E. et Rasmussen, J. - 1986b.

An Introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen "SHE"., 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. J. Hydrol. No. 87, pp.45-59.

Ackers, P. et White, W. R. - 1973.

Sediment transport : new approach and analysis. J. Hydraul. Div. Proc. ASCE, No. 99, pp. 2041-2060.

AFBSN - 1987.

Le bassin de la Marne. Etat des eaux bilan et perspectives. Agence Financière de Bassin Normandie et Institut d'Hydrologie et de Climatologie, 54 p.

Ashraf, M. S. et Borah, D. K. - 1992.

Modeling pollutant transport in RUNOFF and SEDIMENT. Transactions of the ASAE. Vol. 35, No. 6, pp. 1789-1797.

Baccouche, S. - 1982.

Contribution à l'étude du transport solide par l'Oued Zéroud à Sidr Saâd. Mémoire de fin d'études du cycle spécialisation. Institut National Agronomique de Tunis, TUNISIE.

Bartoli, F., Burtin, G., Royer, J. J., Gury, M., Philippy, R. et Leviandier, T. - 1992.

Etude préliminaire de transferts d'argiles des sols limoneux au cours d'eau. Journées Scientifiques du GFHN, U.C.L, faculté des Sciences Agronomiques, Louvain-La-Neuve, BELGIQUE, 3/5 (novembre).

Bathurst, J. C. et Wicks, J. M. - 1991.

Framework for Erosion and sediment yield modelling. (eds) D.S. Bowles et P.E. O'connell. Recent advances in the modeling of hydrology systems, pp. 269-288.

Beasley, D. B., Huggings, L. F. et Monke, E. J. - 1980.

ANSWERS: A model for watershed planning. Transactions of the ASAE, Vol. 23, No. 4, pp. 938-944.

Beer, C. E. - 1966.

Evaluating Sedimentation prediction techniques in Western Iowa. Trans. of ASCE, Vol. 9, No. 6, pp. 828--

Belamie, R. - 1982.

Etude des pollutions diffuses en territoire rural. Eléments de méthodologie - Applications à l'étude des bassins versants représentatifs. CEMAGREF Division qualité des eaux, pêche et pisciculture (Lyon). Communication au colloque sur l'eutrophisation et la pollution du LEMAN, 50 p.

Benallègue, M. - 1990.

Téledétection Radar et humidité superficielle du sol. Premiers résultats de la campagne <<Agriscat 88>> sur le bassin de l'Orgeval. Mémoire de DEA Ressources en Eau. Université Paris Sud Orsay, 132 p.

Bentura, P. L. F. - 1992.

Méthode hydrologique de propagation de crue. Mémoire de DEA. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 100 p.

Bernnett, J. P. - 1974.

Concepts of mathematical modeling of sediment yield. *Water Resources Research*, Vol. 10, pp. 485-492.

Beschta, R. - 1980.

Turbidity and suspended sediment relationships. Symposium on watershed management, Vol. 1, Irrigation and Drainage Div. ASCE, Boise, Idaho, pp. 271-282.

Bocquillon, C. - 1992.

La complexité et l'hydrologue - Rencontres hydrologiques Franco-Roumaines. Programme Hydrologique International - UNESCO, pp. 315-335.

Boiffin, J. - 1984.

La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Mémoire de Doctorat INA-PG-320 p.

Boiffin, J., Papy, F. et Eimberck, M. - 1988.

Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I: Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, Vol. 8, No. 8, pp. 663-673.

Bollinne, A., Laurant, A., Rosseau, P., Pauwels, J. M., Gabriels, D. et Aelterman, J., 1988.

Provisional Rainerosivity map of Belgium - Assesment of Erosion. (eds) M. De Boodt et D. Gabriels, pp. 111-120.

Borah, D. K. et Ashraf, M. S. - 1990.

Modeling Storm runoff and sediment with seasonal variation - *Transaction of the ASAE*, Vol. 33, No. 1, pp. 105-110.

Borges, A. L. de Olivevia - 1993.

Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du Sud. Mémoire de Doctorat de l'Université Joseph Fournier- Grenoble I, 205 p.

Bouregghda, S. - 1988.

Influence des caractéristiques physiques (texture, état de surface) de divers sols à végétation naturelle ou cultivés sur leur susceptibilité au ruissellement et à l'érosion. Etude expérimentale au champ sous pluies simulées. Thèse de Doctorat Spécialité, Géologie appliquée. Université d'Orléans, 255 p.

Cabaud, R., Colas, R. et Vivier, P. - 1968.

Dictionnaire technique de l'eau.

Cann, C. - 1991.

Le Bassin VERSANT Représentatif et Expérimental du Coët-Dan à Naizim. 12 p.

CEMAGREF - 1981.

Appréciation de l'impact de l'aménagement des terres agricoles sur l'érosion hydrique. Division d'hydrologie d'Antony, 23 p.

Chesterikoff, A. -1983.

Identification des phénomènes de turbidité en Marne. Agence Financière de Bassin Seine Normandie et Institut d'Hydrologie et de Climatologie, 54 p.

Constable, T. W. - 1975.

A distributed quantity-quality runoff model for assessing potential impacts of alternative land use configuration. Water Resources Group, department of Civil Engineering, University of Waterloo. Technical report No. 75-1, 163 p.

Cosandey, C. et Bernard-Allée, P. - 1992.

Conséquences d'une coupe forestière sur les crues et sur l'érosion des versants. Rencontres hydrologiques Franco-Roumaines. Contribution au programme hydrologique international. UNESCO, pp. 237-248.

Couillard, D., Cluis, D. et Morin, G. - 1988.

An extension of the Grid based hydrological model CEQUEAU to suspended sediment movement through drainage bassins. Institut National de la recherche Scientifique (INRS-Eau). Rapport Scientifique, 31 p.

De Wulf, F. et Gabriels, D. - 1980.

A "Fisher-Method" for evaluating soil Erosion from small field plots. Assessment of Erosion, pp. 169-175.

Delhoume, J. P. - 1987.

Ruissellement et érosion en bioclimat méditerranéen Semi-aride de Tunisie Centrale. Processus et mesure de l'érosion. (eds) CNRS, pp. 487-507.

Dendy, F. E. et Bolton, G. C. - 1976.

Sediment yield-runoff-drainage area relationships in the United States. Journal of Soil and Water Conservation, Vol. 31, No. 6, pp 264-266.

Dickinson, W. T., Rudra, R. P. et Clark, D. J. - 1986.

A delivery ratio approach for seasonal transport of sediment. Drainage basin sediment delivery. IAHS. No. 159, pp. 237-252.

Dumas, J. M. - 1965.

Relation entre l'érodibilité des sols et leurs caractéristiques analytiques. Cahier de l'ORSTOM Pédologie, Vol. III, No. 4.

Dyhouse, G. R. - 1982.

Sediment analysis of urbanizing watersheds. ASCE. J. of hydraulic Div., Vol. 108, No. HY3. pp 399-418.

Edijatno - 1991.

Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Mémoire de Doctorat des Sciences et Techniques de l'Eau. Université Louis Pasteur de Strasbourg. Institut de Mécanique des Fluides, 242 p.

Edwards, D. R. - 1990.

Analyzing uncertainly in predicted event erosion from small rangeland watersheds. Transactions of the ASAE, Vol. 33, No. 4, pp. 1141-1146.

Einstein, H. A. - 1950.

The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. Soil Conservation Service Technical Bull., No. 1026, p. 78.

Engelund, F. et Hansen, E. - 1967.

A monograph on sediment transport in alluvial streams. Teknisk Forlag-Copenhagen.

Fauveau, C. - 1992.

Modélisation de la relation pluie/débit et humidité du sol. Exemple des bassins versants de Naizin et de l'Orgeval. Mémoire de DAA-ENSA Rennes, 71 p.

Ferguson, R. I. - 1986.

River loads underestimated by rating curves. Water Resources Research, Vol. 22, No. 1, pp. 74-76.

Foster, G.R. et Meyer, L.D. - 1975.

Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics. Dans: Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. U.S. Department of Agriculture, ARS-S-40, pp 190-207.

Foster, G. R. - 1976.

Sedimentation, general. Proceedings of the Nationale Symposium of Urban Hydrology, Hydraulics and Sediment Control. University of Kentucky. Lexington,, pp. 129-138.

Foster, G. R., Meyer, L. D. et Onstad, C. A. - 1977.

An erosion Equation Derived from Basic Erosion principles. Transactions of the ASAE, Vol. 20, No. 4, pp.678-682.

Gafrej, R. - 1990.

Modélisation statistique des matières en suspension sur un bassin versant expérimental représentatif : l'Orgeval. Mémoire de DEA de mécanique appliquée. Faculté de sciences de Tunis (TUNISIE), 116 p.

Gafrej, R., Leviandier, T. et Tangara, M. - 1991.

Modélisation du bassin versant du grand Morin. Caractérisation hydrologique. Modélisation des MES sur le bassin de Mélarchez. Rapport Piren-Seine III/91/04, CNRS- 29 p.

Gafrej, R. et Leviandier, T. - 1992a.

Modélisation statistique et conceptuelle des matières en suspension. Bulletin de l' Association des Géographes Français No. 2. pp. 177-184.

Gafrej, R. et Leviandier, T. - 1992.b

Statistical and conceptual modelling of sediment transport in small catchment. Communication à la XVII Assemblée Générale de l'European Geophysical Society (E.G.S.). Soumise au Journal of Hydrology, 30 p.

Gafrej, R. et Leviandier, T. - 1993.

Modélisation des apports de matières en suspension pendant des crues. Rapport Piren-Seine III/93/03. CNRS- 49 p.

Govers, G. -1990.

Empirical relationships for the transport capacity of overland flow. Erosion, Transport and Deposition processes. IAHS No. 189, pp. 45-77.

Guerrini, M.C. 1992.

Rapport d'activité 1989-1992. Programme de recherche Piren-Seine. CNRS. 181 p.

Gupta, V.K., Waymire, E. et Wang, C.T. - 1980.

A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research*, Vol 16, No 5, pp 855-862.

Ham, J. M. - 1989.

Modélisation du transport de polluant en rivière. Mémoire de 3^{ème} année de l'ENITRTS de Strasbourg, 81 p.

Harley, M. D. - 1984.

Runoff and erosion response of reclaimed surfaces. *Journal of hydraulic Engineering*, Vol. 110, No. 9, pp. 1181-1199.

Henensal, P. - 1986.

L'érosion externe des sols par l'eau. Approche quantitative et mécanismes. Rapport de recherche du Laboratoire des Ponts et Chaussées No. 138, 76 p.

Henensal, P. et Duchatel, F. - 1990.

L'érodimètre à jets mobiles. Bulletin de liaison des laboratoires des Ponts et Chaussées, No. 167, pp. 47-52.

Hjulström, F. - 1935.

Studies of morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyries. *Bulletin Geo. Int, Uni. Uppsala*. Vol 25, pp 221-527.

Huet, S. - 1993.

La Sèine en équations. *Sciences et Avenir* (juillet), pp. 52-57.

Ichim, I. - 1990.

The relationship between sediment delivery ratio and stream order. *Erosion, Transport and Deposition Processes*, IAHS No. 189, pp. 79-86.

Jackson, W.L., Gebhardt, K. et Van Haveren, B. P. - 1986.

Use of the modified universal soil loss equation for average annual sediment yield estimates on small rangeland drainage basins. *Proceedings of the symposium IAHS*, pp. 413-422.

Jarry, F. - 1987.

Le ruissellement sur les terres agricoles. Approche par simulation de pluie et par télédétection. Mémoire de Doctorat de géographie de l'Université Paris 7, 276 p.

Johnson, C. W., Gordon, N. D. et Handon, C. L. - 1985.

North West rangeland sediment yield analysis by the MUSLE. *Transactions of the ASAE*, Vol. 28, No. 6, pp. 1889-1895.

Julien, P. Y. et Simons, D. B. - 1985.

Sement Transport Capacity of Overland Flow. *Transactions of the ASAE*, Vol. 28, No. 3, pp. 755-762.

Julien, P. Y. et Del Tanago, M. G. -1991.

Spatially varied soil erosion under different climates. *Hydrological Sciences. Journal des Sciences hydrologiques*, Vol. 36, No. 6, pp. 511-524.

Kauark Leite, L. A. - 1986.

Contribution de la modélisation à l'étude des pollutions diffuses d'origine agricole. Etude comparative des principaux modèles évaluant l'impact de ces pollutions sur les eaux superficielles continentales. Mémoire de DEA de l' Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 202 p.

Kauark Leite, L. A. - 1990.

Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole. Mémoire de Doctorat de l' Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 342 p.

Kauark Leite, L. A. et Mouchel, J. M. - 1991.

Analyse de l'évolution et de la teneur en matières en suspension dans la Marne. Rapport Piren-Seine III/91/03. CNRS- 62 p.

Keith, R. et Cooley, R. - 1980.

Erosivity values for individual design storms. J. of Irr. and Dra. Div., Vol. 106, (Juin). pp.135-145.

Kelly, W.E. et Gularte, R. C. - 1981.

Erosion resistance of cohesive soils. Proc. Am. Soc. Civ. Engrs. J. Hydraul. Div., No. 107, (HY10), pp. 1211-1224.

Kemper, D., Dabney, S., Kramer, L., Dominick, D. et Keep, T. - 1992.

Hedging against erosion. Journal of soil and water conservation, Vol. 47, No. 4, pp. 284-291.

Khanbilvardi, R. M., Rogowski, A. S. et Miller, A. C. - 1983.

Modeling upland erosion. Water Resources Bulletin, Vol. 19, No. 1, pp. 29-35.

Knisel, W. G. - 1980.

CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. Conservation Research Report No. 26, U.S. Department of Agriculture Washington DC, 643 p.

Lavabre, J., Sempere-Torres, D. et Cernesson, F. - 1991.

Etude du comportement hydrologique d'un petit bassin versant méditerranéen après la destruction de l'écosystème forestier par un incendie. Premières analyses. Hydrologie Continentale Vol. 6, No. 2, pp. 121-132.

Le Bissonnais, Y. et Singer, M. J. - 1992.

Crusting, Runoff, and Erosion Response to soil Water Content and successive rainfalls. Soil Science Society of America Journal, Vol. 56, No. 6, pp. 1898-1903.

Lefranc, P. - 1990.

ETC : un modèle d'Erosion des Torrents en Crue. Mémoire de troisième année de l'ENITRTS, 85 p.

Lemke, K. A. - 1991.

Transfer Function Models of Suspended Sediment Concentration. Water Resources Research, Vol. 27, No. 3, pp. 293-305.

Leprun, J. C. - 1987.

L'érosion hydrique dans le Nord-Est du Brésil. Processus et mesure de l'érosion. (eds) CNRS, pp. 541-549.

Leviandier, T. - 1993.

Scale Considerations in propagation of flows through a network of reservoirs. Communication à l'European Geophysical Society (EGS) - WIESBADEN, 20 p.

Leviandier, T., Gafrej, R., Mantilla Morales, G. et Zermani, A. - 1993- a.

Modèles récurrents de transfert de pollution diffuse. Communication au colloque Franco-Roumain. Roumanie. 10 p.

Leviandier, T., Gafrej, R. et Brunstein, D. - 1993- b.

Système d'information géographique et modélisation des transferts de matières en suspension. Colloque Programme Environnement du Centre National de la Recherche Scientifique. 9p

Li, R. M. - 1979.

Water and sediment routing from watersheds. (eds) H.W. Shen, chapitre 9, pp. 1-88.

Loumagne, C. - 1988.

Prise en compte d'un indice de l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. Mémoire de Doctorat en Sciences. Université de Paris-Sud. Centre d'Orsay, 221 p.

Lozet, J et Mathieu, C. - 1990.

Dictionnaire de science du sol. 2^{ème} édition. Technique et documentation Lavoisier.

Mailhol, J. C. - 1980.

Notice d'utilisation du programme d'optimisation. Note interne CTGREF, Antony, 11 p.

Makhlouf, Z. et Michel, C. - 1992.

Relation entre les paramètres d'un modèle global pluie-débit et les caractéristiques physiques d'un bassin versant breton. 8^{ème} Journées Hydrologiques de l'ORSTOM.

Mathier, L. et Roy, A. G. - 1992.

Hydrogrammes de ruissellement superficiel et transport des sédiments en milieu agricole. Revue des Sciences de l'Eau No. 5, pp. 1-21.

Ma, Z. C. - 1991.

Modélisation du transfert des nitrates du bassin de recherche au grand bassin. (exemples des bassins de Mèlarchez et de la Charente). Mémoire de Doctorat des Sciences et Techniques de l'Eau. Ecole Nationale des Ingénieurs des Travaux Ruraux et des Techniques Sanitaires de Strasbourg, 181 p.

Mercier, P. - 1993.

Cohérence spatiale et invariance d'échelle d'un modèle pluie-débit sur le bassin de la Marne. Mémoire de DEA National d'Hydrologie. Université Paris VI. 54 p.

Meunier, N. -1989.

Essai de synthèse des connaissances en érosion hydraulique torrentielle. La Houille Blanche No. 5.

Meybeck, M. - 1985.

Variabilité dans le temps de la composition chimique des rivières et de leurs transports en solution et en suspension. Revue Française des Sciences de l'eau. No 4, pp. 93-121.

Meyer, L. D. et Wischmeier, W. H. - 1969.

Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. Transactions of the ASAE, Vol. 12, pp. 754-759.

Michel, C. - 1983.

Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre. La Houille Blanche No. 1, pp. 39-43.

Moore, R. J. et Clarke, R. T. - 1983.

A distribution function approach to modelling basin sediment yield. Journal of hydrology, Vol. 65, pp. 239-257.

Moore, R. J. - 1984.

A Dynamic Model of Basin Sediment Yield. Water Resources Research, Vol. 20, No. 1, pp. 89-103.

Moore, I. D. et Burch, G. J. - 1987.

Reply. water Resources Research, Vol. 23, No. 8, pp. 1701-1702.

Morgan, R. P. C. - 1985.

Effect of corn and soybean canopy on soil detachment by rainfall, Transactions of the ASAE, Vol. 24, No. 4, pp. 1135-1140.

Morin, G., Couillard, D., Cluis, D., Jones, H. G. et Dupont, J. - 1983.

Modélisation des solides en suspension à l'aide du modèle Quantité-Qualité CEQUEAU. INRS-Eau. Rapport Scientifique no. 154, Université du Québec, 124 p.

Muxart, T., Penven, M.J., Guerrini, M.C. - 1991.

Les données pluviométriques sur le bassin du Grand-Morin. Rapport d'activité 1991. Programme de recherche Piren Seine 1992. CNRS, pp. 107-154.

Muxart, M. 1992.

Rapport d'activité 1989-1992. Programme de recherche Piren-Seine. CNRS, 101 p.

Musgrave, G. W. - 1949.

The quantitative evaluation of factors in water erosion : a first approximation. J. Soil and Water Conserv., Vol. 2, pp. 133-138.

Nascimento, N. et Michel, C. - 1993.

Can a conceptual rainfall-runoff model diagnose a catchment stationary behavior despite natural climate variability. IAHS Symposium. Workshop HW1. Yokohama (juillet).

Nash, J. E. - 1958.

The form of the instantaneous unit hydrograph. IUGG. GEN. Assemb. Toronto, Vol. 13, IAHS. Pub. No. 45, Gentbrugge, pp. 114-121.

Nash, J. E. et Sutcliffe, J. V. - 1970.

River flow forecasting through conceptual models. Part 1. A discussion of principles. J. of Hydrol., Vol. X, No. 3, pp. 282-290.

Onstad, C. A. et Foster, G. R. - 1975.

Erosion modeling on a watershed. Transactions of the ASAE, Vol. 18, pp. 288-292.

Palmer, R. S. - 1964.

The influence of a thin water layer on waterdrop impact forces. IASH. Assemblée Générale de Berkeley de l'UGGI. Publication No. 65, pp. 141-148.

Park, S. W., Mitchell, J. K. et Bubenzer, G. D. - 1982-a.

Splash Erosion modeling : Physical Analyses. Trans. Am. Soc. Agric. Engrs., Vol. 25, pp. 357-361.

Park, S. W., Mitchell, J. K. et Scarborough, J. N. - 1982-b.

Soil erosion simulation on small watersheds : A Modified ANSWERS model. Trans. Am. Soc. Agric. Engrs., Vol 25, pp. 1581-1588.

Pickup, G. - 1981.

Stream chanel dynamics and morphology. Erosion and Sediment transport in pacific rim steeplands. Publ. 132, pp. 142-165. International Association of Hydrological Sciences, Gentbrugge, BELGIQUE.

Penven, M.J. - 1991.

Les facteurs du milieu physique conditionnant la mobilité des M.E.S. Rapport d'activité 1991. Programme de recherche 1992. CNRS, pp. 107-154.

Poesen, J. W. A. et Bryan, R. B. - 1989.

Influence de la longueur de la pente sur le ruissellement. Rôle de la formation de rigoles et de croûtes de sédimentation cahiers de l' ORSTOM-Pédologie, Vol. XXV, No. 1-2, pp. 71-80.

Rais, S. et Abidi, M. - 1989.

Prévision du transport solide sur un bassin versant. Application à l'envasement d'une retenue, La Houille blanche, No. 3-4. pp. 296-300.

Rampon, A. - 1987.

Sédimentation et Barrages. Erosion et transport. Les dépôts dans les barrages. Division mécanique des sols et Génie civil. CEMAGREF, Antony. Mémoire no. 18, 210 p.

Rauws, G. et Govers, G. -1988.

Hydraulic and Soil mecanical aspects of rill generation on agricultural Soils. Journal of Soil Sciences, No. 39, pp.111-124.

Rodriguez-Iturbe, I. et Valdes, J. B. -1979.

The geomorphologic structure of hydrologic response. Water Resources Reseach. Vol. 15 No. 6. pp. 1409-1420.

Roehl, J. E. - 1962.

Sediment Source areas, Delivery ratio and Influencing Morphological Factors. A.I.S.H., publication No. 59, pp. 202-213.

Roose, E. - 1973.

Dix sept années de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de basse Côte d'Ivoire. Contribution à l'étude de l'érosion hydrique en milieu intertropical. Thèse de doctorat de la faculté des Sciences de l'université d'Abidjan, 141 p.

Roose, E. - 1977.

Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. Travaux et documents de l'ORSTOM, No. 78, 108 p.

Roose, E. - 1984.

Causes et facteurs de l'érosion hydrique sous climat tropical, conséquences sur les méthodes antiérosives. *Machinisme Agricole Tropical*, No. 87, pp. 4-18.

Roose, E. et Sarrailh, J. M. - 1989.

Erodibilité de quelques sols tropicaux. Vingt années de mesures en parcelles d'érosion sous-pluies naturelles. *Cahiers de l'ORSTOM*, Vol. XXV, No. 1-2, pp. 7-30.

Roose, E. J. - 1980.

Approach to the definition of rain erosivity and soil erodibility in west Africa. *Assessment of erosion*, pp. 153-164.

Rosenbrock, H.H. 1960.

An automatic method of finding the greatest or least value of function. *Computer J.*, Vol. 3, pp. 175-184.

Simons, D.B. et Sentürk, F. - 1977.

Sediment transport technology, Water Resources Publications, Fort Collins, CO, 807 p.

Soyeux, E. - 1992.

Méthodologie pour la spatialisation des risques de pollution des eaux de surface par l'Atrazine à l'aide de la télédétection et d'un Système d'Information Géographique (SIG). Mémoire de DEA STE. Université Paris XII. 52 P.

Tanaka, T., Marui, A., Yasuhara, M. et Takayama, S. - 1983.

Reconnaissance study on suspended sediment discharge during a storm event. *Annu. Rep. Ins. Geosci. Univ. Tsukuba*, No. 9, pp. 32-35.

Trevisan, D. - 1986.

Comportement hydrique et susceptibilité à l'érosion de sols limoneux cultivés. Etude expérimentales au champ sous pluies simulées. Mémoire de Doctorat. Université d'Orléans, 244 p.

Trevisan, D. et Lelong, F. - 1992.

Influence de la dégradation structurale superficielle sur le ruissellement enregistré sous pluies simulées. *AFES. Science du sol*, Vol. 30, No. 4, pp. 249-261.

Truhlar, J. R. - 1976.

Determining suspended sediment loads from turbidity records. Proc. third interagency sedimentation conference, Water Resources Council. Denver, Colorado, pp. 65-74.

Truman, C. C. et Bradford, J. M. - 1990.

Effect of antecedent soil moisture on splash detachment under simulated rainfall. *Soil Science* Vol. 150, No. 5, pp. 787-798.

USBR - 1960.

Investigation of Meyer-Peter, Muller bedload formulas Sedimentation Section. Hydrology Branch, Division of Project Investigation. U.S. Department of the Interior. Bureau of Reclamation.

USDA - 1984.

User's guide for the CREAMS Computer model. U.S. Department of Agriculture, SCS, Technical Release 72, Washington D.C.

Van Sickle, J. - 1982.

Stochastic predictions of sediment yields from small coastal watersheds in Oregon. U.S.A., J. of hydrol., No. 56, pp. 309-323.

Van Sickle, J. et Beschta, R. - 1983.

Supply based Models of suspended Sediment Transport in Streams. Water Resources Research, Vol. 19, No. 3, pp. 768-778.

Van Vuuren, W. E. - 1982.

Prediction of sediment yield for mountainous basins in Columbia, South America. Recent development in the explanation and prediction of erosion and sediment yield. IASH, No. 137, pp. 313-325.

Veyret, Y. et Wicherek, S. - 1992.

Réflexion sur une cartographie des risques d'érosion des terres agricoles en région de plaines et de plateaux. Bulletin de l'Association des Géographes Français. No 2. pp 169-176.

Vories, E. D. et Von Bernuth, R. D. - 1990.

A Laboratory study of the Erodibility of disturbed soil. Transactions of the ASAE, Vol. 33, No. 5, pp. 1497-1502.

Walling, D. E. - 1983.

The sediment delivery problem. J. of hydrology, No. 65, pp. 209-237.

Wicks, J. M. - 1988.

Physically-based Mathematical modelling of catchment sediment yield. Thèse de doctorat de philosophie. Université de Newcastle (U.K).

Wicks, J. M., Bathurst, J. C., Johnson, C. W. et Ward, T. J. - 1988.

Application of two physically based sediment yield models at plot and field scales. Proceedings of the Porto Alegre Symposium. IAHS publ. No. 174, pp. 583-591.

Wicks, J. M. et Bathurst, J. C. - 1990.

SHESED: A physically-based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling system. model for the SHE Hydrological Modelling System. Internal Report No. 8. NERC Water Resource Systems Research Unit. Dept. of Civil Engineering. University of Newcastle Upon Tyne. UK, 37 p.

Wicks, J. M., Bathurst, J. C. et Johnson, C.W. - 1992.

Calibrating SHE Soil-Erosion Model for different land covers. J. of Irr. Dra. Eng. Vol. 118, No. 5. pp. 708-723.

Wilkin, D. C. et Hebel, S. J. - 1982.

Erosion deposition and delivery to midwestern streams. Water Resources Research, Vol. 18, No. 4, pp. 1278-1282.

Williams, J. R. - 1975.

Sediment yield prediction with universal equation using runoff energy factor. Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. U.S. Department of Agriculture, ARS-S-40, pp. 244-252.

Williams, J. R. et Berndt, H. D. - 1977.

Determining the universal soil loss equations length-slope factor for watersheds. "Soil erosion: prediction and Control". Soil Conservation Society of America. Special publication, No. 21, pp. 217-225, Iowa.

Williams, J. R., Nicks, A. D. et Arnold, J. G. - 1985.

Simulator for water resources in rural basins. J. of hydraulics Engineering, ASCE. Vol. 111, No. 6, pp. 970-986.

Williams, G. P. - 1989.

Sediment Concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. J. of hydrology, Vol. 111, No. 1-4, pp. 89-106.

Wischmeier, W. H. - 1959.

A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. No. 23, pp. 246-249.

Wischmeier, W. H., Johnson, C. B. et Cross, B. V. - 1971.

A soil erodability nomograph for farmland and construction sites. J. Soil and Water Cons., Vol. 26, No. 5, pp. 189-193.

Wischmeier, W. H. et Smith, D. D. - 1978.

Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. U. S. Department of Agriculture. Agriculture Handbook No. 537, 58 p.

Yalin, Y. S. - 1963.

An expression of bed-load transportation. Journal of hydraulics Division. Proceedings of the ASCE, Vol. 89, No. YH3, pp. 221-250.

Young, R. A., Onstad, C. A., Bosch, D. D. et Anderson, W. P. - 1989.

AGNPS : A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds, Journal of Soil and Water Conservation Vol. 44, No. 2, pp. 168-173.

Yverginiaux, P. - 1993.

Dynamique fluviale et transport solide. Etat des connaissances. Conseil Général du Génie Rural, des Eaux et des Forêts. V^{ème} section, Hydraulique et Milieux aquatiques. Division Hydrologie hydraulique. CEMAGREF (Lyon), 39 p.

Table des matières

Introduction générale

CHAPITRE I - Revue bibliographique concernant les modèles de transfert de solides en suspension dans les cours d'eau

1.1 - Caractéristiques des matières en suspension (M.E.S).....	5
1.1.1 - Constitution, origine et nature des M.E.S.....	5
1.1.2 - Différents types de sédiments.....	5
1.1.3 - Différents modes de transport.....	6
1.1.4 - Différents types de mesure des M.E.S.....	6
1.1.5 - La turbidité.....	8
1.2 - Erosion hydrique des sols des bassins versants.....	8
1.2.1 - Typologie de l'érosion.....	8
1.2.2 - Mécanismes élémentaires.....	9
1.2.2.1 - Détachement dû à la pluie.....	9
1.2.2.2 - Détachement dû au ruissellement.....	10
1.2.2.3 - Transports solides en suspension.....	10
1.2.3 - Les facteurs de l'érosion hydrique.....	10
1.2.3.1 - La pluie et le concept d'érosivité.....	12
1.2.3.2 - La pente.....	13
1.2.3.3 - Type de sol et notion d'érodibilité.....	14
1.2.3.4 - L'état de surface du sol.....	16
1.2.3.5 - Couvert végétal du sol.....	18
1.2.1.6 - Les pratiques agricoles.....	18
1.2.4 - Le rapport de restitution "sediment delivery ratio".....	19
1.3 - Prédiction et simulation des M.E.S.....	22
1.3.2 - Les modèles empiriques.....	22
1.3.2.1 - Formule de VELIKANOV.....	22
1.3.2.2 - Formule de JAROCKI.....	23
1.3.2.3 - L'équation universelle de perte de sol (USLE).....	23
1.3.2.4 - Formule de MEYER et WISCHMEIER.....	25
1.3.2.5 - Formule de KORUMA.....	26
1.3.2.6 - L'USLE modifiée.....	26
1.3.3 - Les modèles conceptuels.....	27
1.3.3.1 - Le modèle de NEGEV.....	27
1.3.3.5 - Le modèle de VAN SICKLE et BESCHTA "Supply-Based Model".....	29
1.3.3.6 - Le modèle de MOORE et CLARKE.....	32
1.3.4 - Les modèles mécanistes.....	34

1.3.4.1 - Le modèle de FOSTER et MEYER.....	35
1.3.4.2 - Le modèle de l'Université du Colorado (Colorado State University Model - CSU).....	36
1.3.4.3 - Le modèle SHESED (Système Hydrologique Européen-Sédiments).....	37
Conclusions.....	40

CHAPITRE II - Sites expérimentaux et études antérieures

2.1 - Objectifs.....	42
2.2 - Sites expérimentaux et état des données	42
2.2.1 - Le bassin de la Marne (12800 km ²).....	42
2.2.2 - Le bassin versant du Grand-Morin(780 km ²).....	45
2.2.3 - Le bassin de l'Orgeval (104 km ²).....	47
2.2.4 - Le bassin de Mélarchez (7 km ²).....	47
2.2.5 - Le bassin de Leudon (5 km ²).....	49
2.2.6 - Le bassin de Naizin (12 km ²).....	49
2.3 - Etat des travaux antérieurs.....	53
2.3.1 - Etude du comportement hydrodynamique et mécanique du sol de l'Orgeval	53
2.3.1.1 - Etat initial du sol des parcelles expérimentales	54
2.3.1.2 - Résultats des essais.....	55
2.3.2 - Modélisation statistique des M.E.S sur le bassin de Mélarchez.....	56
2.3.2.1 - Régression sur les concentrations.....	57
2.3.2.2 - Régressions sur la charge sédimentaire.....	57
2.3.2.3 - Saisonnalisation	58
2.3.2.4 - Etude du phénomène d'hystérésis.....	58
2.3.3 - Modélisation de l'érosion et du transfert des M.E.S sur le bassin de Mélarchez.....	61
2.3.3.1. Application du modèle CREAMS (Chemical, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems) modifié bassin versant (CB).....	61
2.3.3.2 - Application du modèle HSPF (Hydrological Simulation Program Fortran).....	64
2.3.4 - Etude statistique et dynamique des MES dans la Marne	65
Conclusions	66

CHAPITRE III - Construction progressive du modèle et effets d'échelle temporelle

3.1 - Introduction	67
3.2 - Démarche générale.....	68
3.2.1 - Conception du modèle	68
3.2.1.1 - Critères d'appréciation des résultats.....	70
3.2.1.2 - Méthode d'optimisation utilisée	70

3.2.2 - Calage du modèle	71
3.2.2.1 - Introduction de la pluie.....	73
3.2.2.2 - Définition instantanée de la vidange	75
3.2.2.3 - Saisonnalisation	77
3.3 - Changement d'échelle temporelle.....	80
3.3.1 - Procédure de contrôle sur des concentrations moyennes	80
3.3.1.1 - Calcul des flux relatifs aux deux protocoles de mesure.....	81
3.3.1.2 - Simulation des données postérieures.....	82
3.3.2 - Calage du modèle sur une année de mesures journalières	82
3.3.3 - Application du modèle aux données de trois jours	84
3.3.3.1 - Calage du modèle sur les données de trois jours.....	84
3.3.3.2 - Simulation des flux postérieurs à 1978.....	85
3.3.4 - Application du modèle aux données de huit heures	85
3.3.5 - Application du modèle aux crues du bassin de Naizin	87
3.4.5 - Modèle instantané.....	93
3.4.5.1 - Calage du modèle instantané sur les données de 1976/1977 sur Mélarchez	94
3.4.5.2 - Calage du modèle sur les crues de 1992 sur Mélarchez	97
3.4.5.3 - Calage du modèle instantané sur les crues du bassin versant de Naizin	101
3.4.5.4 - Etude de sensibilité des paramètres.....	104
Conclusions	110

CHAPITRE IV - Changement d'échelle spatiale

4.1 - Introduction	111
4.2. - Application d'un modèle global à différentes superficies.....	111
4.2.1 - Le Vannetin à la station R-Leudon (5 km ²)	111
4.2.2 - L'Orgeval (104 km ²)	115
4.2.3 - La Marne (12800 km ²).....	119
4.3. - Comparaison du modèle avec un modèle régressif simple.....	123
4.4 - Intégration dans un modèle de transfert hydrologique.....	124
4.4.1 - Principes du modèle.....	125
4.4.2 - Application du modèle récursif	127
4.4.2.1 - Bassin versant de Mélarchez.....	127
4.4.2.2 - Bassin versant de l'Orgeval.....	127
Conclusions	129

CHAPITRE V - Capacité prédictive du modèle

5.1 - Introduction	130
5.2 - Prévision des flux	130
5.2.1 - Prévision des flux des M.E.S avec des débits liquides simulés	133
5.2.2 - Prévision des flux de M.E.S en période de crues.....	133
5.2.2.1 - Cas du bassin de Leudon	133
5.2.2.2 - Cas du bassin de Mélarchez.....	133
5.2.2.3 - CAs du bassin de Naizin.....	136
Conclusions	139

CHAPITRE VI - Explication des paramètres

6.1 - Introduction	140
6.2 - Analyse dimensionnelle	140
6.3 - Explication des paramètres dans l'espace.....	141
6.3.1 - Cas de Mélarchez et de l'Orgeval	141
6.3.2 - Cas de Mélarchez et de la Marne	144
6.3.3 - Evolution des paramètres de l'amont vers l'aval.....	144
6.4 - Explication des paramètres par événement	145
6.5 - Les crues successives de décembre.....	150
Conclusions	156

Conclusion générale	157
----------------------------------	-----

Références bibliographiques	161
--	-----

Table des matières	173
---------------------------------	-----

Liste des figures	177
--------------------------------	-----

Listes des tableaux	182
----------------------------------	-----

Annexes	
----------------	--

Liste des figures

- Figure 1.1. Distribution verticale de la vitesse et de la concentration des solides en suspension (Nordin, 1971).*
- Figure 1.2. Effet de la hauteur de la lame d'eau sur la perte de sol (Palmer, 1964).*
- Figure 1.3. Erosion en rigoles sur le bassin versant de Mélarchez (mai 1991).*
- Figure 1.4. Vitesse critique de l'eau pour la mise en suspension, le transport et la sédimentation en fonction du diamètre des particules (Hjulström, 1935).*
- Figure 1.5. Diagramme de texture selon Jamagne (à gauche) et USDA (à droite) (Lozet et Mathieu, 1990).*
- Figure 1.6. Phénomène de battance dû à une pluie intense après semis sur sol sec. Mélarchez - mai 1991.*
- Figure 1.7. Sol motteux. Semis effectué après ressuyage de la parcelle. Mélarchez - mai 1991.*
- Figure 1.8. Relations obtenues entre le rapport de restitution et la surface du bassin pour différentes régions (Walling, 1983)*
- Figure 1.9. Représentation du modèle de Negev.*
- Figure 1.10. Variations idéales du stock, de la concentration et du débit durant un événement (Van Sickle et Beschta, 1983).*
- Figure 1.11. Taux d'accumulation du stock en fonction du temps (Moore, 1984).*
- Figure 1.12. Fonction de disponibilité des sédiments (Moore, 1984).*
-
- Figure 2.1 a. Bassin versant de la Marne.*
- Figure 2.1 b. Bassin versant du Grand-Morin et localisation des stations de mesure.*
- Figure 2.2. Bassin versant de l'Orgeval, sous-bassin de Mélarchez.*
- Figure 2.3. Bassin versant de Leudon.*
- Figure 2.4. Bassin versant de Naizin.*
- Figure 2.5. Graphique de la régression simple de la concentration en fonction du débit. Bassin versant de Mélarchez - 1976/1984.*
- Figure 2.6. Graphique de régression simple de la charge sédimentaire en fonction du débit. Bassin versant de Mélarchez - 1976/1984.*
- Figure 2.7. Graphique de la régression multiple de la charge sédimentaire en fonction du débit et de la pluie en saisons sèches. Bassin versant de Mélarchez - 1976/1989.*

Figure 2.8. Graphique de la régression multiple de la charge sédimentaire en fonction du débit et de la pluie en saisons humides. Bassin versant de Mèlarchez - 1976/1989.

Figure 2.9. Hystérésis de la crue du 15 février 1977. Bassin versant de Mèlarchez.

Figure 2.10. Hystérésis de la crue du 3 avril 1977. Bassin versant de Mèlarchez.

Figure 2.11. Relation entre le logarithme de l'indice d'érosivité et le logarithme du produit du débit moyen journalier ($m^3 j^{-1}$) et du débit de pointe ($m^3 s^{-1}$) à Mèlarchez (Kauark Leite, 1990).

Figure 2.12. Flux moyens mensuels des M.E.S observés et simulés à Mèlarchez par le modèle CB (Kauark Leite, 1990).

Figure 2.13. Flux moyens mensuels des M.E.S observés et simulés à Mèlarchez par le modèle HSPF (Kauark Leite, 1990).

Figure 3.1. Schématisation du modèle.

Figure 3.2 a. Comparaison des flux observés et calculés par les modèles conceptuel et régressif. Février 1976. Bassin de Mèlarchez.

Figure 3.2 b. Comparaison des flux observés et calculés par les modèles conceptuel et régressif. Février 1977. Bassin de Mèlarchez.

Figure 3.2 - c. Epuisement du stock en cas de crue et sous-estimation des flux observés. Crue du 13 février 1976. Bassin de Mèlarchez.

figure 3.3 -a. Comparaison des flux observés et calculés par le modèle avec pluie (F1) et sans pluie (F2). Novembre 1977. Bassin de Mèlarchez

figure 3.3 -b. Comparaison des flux observés et calculés par le modèle avec pluie (F1) et sans pluie (F2). Août 1977. Bassin de Mèlarchez

Figure 3.4. Evolution du stock en fin du pas de temps. Mise en évidence du stockage en période sèche. Bassin de Mèlarchez 1976/1977.

Figure 3.5. Comparaison des flux calculés par le modèle journalier avec (F1) et sans (F2) découpage saisonnier. Crue du 11 mai 1977. Bassin versant de Mèlarchez.

Figure 3.6. Evolution du couvert végétal au cours de l'année. Bassin versant de Mèlarchez.

Figure 3.7. Comparaison des flux observés et simulés selon le protocole d'échantillonnage dégradé. Bassin de Mèlarchez 1976/1977.

Figure 3.8. Flux observés et simulés. Janvier à mars 1979. Bassin de Mèlarchez.

Figure 3.9. Simulation des flux de 1977 avec le modèle calé sur 1976. Crue du 20 février. Bassin de Mèlarchez.

Figure 3.10. Calage du modèle sur 1978. Bassin de Mèlarchez.

Figure 3.11. Simulation des flux de 3 jours de 1979 avec le modèle calé sur 1978. Bassin de Mèlarchez.

Figure 3.12. Calage du modèle sur les données de huit heures. Crue du 20 février 1977. Bassin de Mélarchez.

Figure 3.13. Comparaison des flux journaliers calculés obtenus par calage sur les données journalières (F1) et sur des données de huit heures (F2). Crue du 3 avril 1977. Bassin versant de Mélarchez.

Figure 3.14. Modélisation de la Crue du 15 décembre 1989. Bassin de Naizin.

Figure 3.15. Modélisation de la crue du 25 mai 1989. Bassin de Naizin.

Figure 3.16. Modélisation de la crue du 24 février 1989. Bassin de Naizin.

Figure 3.17. Modélisation de la crue du 12 avril 1989. Bassin de Naizin.

Figure 3.18. Modélisation de la crue du 12 octobre 1988. Bassin de Naizin.

Figure 3.19. Modélisation de la crue du 11 avril 1989. Bassin de Naizin.

Figure 3.20. Modélisation de la crue du 15 avril 1989. Bassin de Naizin.

Figure 3.21. Modélisation de la crue du 11 septembre 1989. Bassin de Naizin.

Figure 3.22. Modélisation instantanée sur 1976/1977. Crue du 13 février 1976. Bassin de Mélarchez.

Figure 3.23. Modélisation instantanée sur 1976/1977. Crue du 20 février 1977. Bassin versant de Mélarchez (pas de temps de mesure : 1 jour).

Figure 3.24. Modélisation instantanée sur 1976/1977. Crue du 20 février 1977. Bassin versant de Mélarchez (pas de temps de mesure: 8 heures).

Figure 3. 25. Flux des M.E.S observés et évolution du stock. Résultats du modèle instantané. 1976/1977 à Mélarchez.

Figure 3.26. Modélisation instantanée de la crue du 26 mars 1992. Bassin de Mélarchez.

Figure 3.27. Modélisation instantanée de la crue du 18 novembre 1992. Bassin de Mélarchez.

Figure 3.28. Modélisation instantanée de la crue du 2 décembre 1992. Bassin de Mélarchez.

Figure 3.29. Modélisation instantanée de la crue du 4 décembre 1992. Bassin de Mélarchez.

Figure 3.30. Modélisation de l'ensemble des deux crues de décembre 1992 (test n°3). Bassin de Mélarchez.

Figure 3.31. Modélisation de la crue du 12 octobre 1988. Bassin de Naizin.

Figure 3.32. Modélisation instantanée de la crue du 11 avril 1989. Bassin versant de Naizin.

Figure 3.33. Flux calés par le modèle et simulés avec x_1 multiplié par 4. Crue du 26 mars 1992 à Mélarchez.

Figure 3.34. Flux calés par le modèle et simulés avec x_1 divisé par 4. Crue du 26 mars 1992 à Mélarchez.

figure 3.35. Flux calés par le modèle et simulés avec x_2 multiplié par 4. Crue du 26 mars à Mèlarchez.

figure 3.36. Flux calés par le modèle et simulés avec x_2 divisé par 4. Crue du 26 mars 1992 à Mèlarchez.

figure 3.37. Flux calés par le modèle et simulés avec x_3 multiplié par 4. Crue du 26 mars à Mèlarchez.

figure 3.38. Flux calés par le modèle et simulés avec x_3 divisé par 4. Crue du 26 mars à Mèlarchez.

Figure 3.39. Flux calés par le modèle et simulés avec un stock initial multiplié par 2. Crue du 26 mars 1992. Bassin de Mèlarchez.

Figure 3.40. Flux calés par le modèle et simulés avec S_0 doublé et x_3 divisé par 5. Crue du 26 mars 1992. Bassin de Mèlarchez.

Figure 4.1. Graphique chronologique du débit et de la concentration. Crue du 26 mars 1992. Bassin de Leudon.

Figure 4.2. Modélisation instantanée de la crue du 26 mars 1992. Bassin de Leudon.

Figure 4.3. Modélisation instantanée de la crue du 2 décembre 1992. Bassin de Leudon.

Figure 4.4. Modélisation de la crue du 4 décembre 1992. Bassin de Leudon.

Figure 4.5. Modélisation instantanée de l'ensemble des deux crues de décembre 1992. Bassin de Leudon.

Figure 4.6. Concentrations des M.E.S observées à Mèlarchez et au Theil en 1979/1980.

Figure 4.7. Simulation des flux journaliers de l'Orgeval avec le modèle calé sur Mèlarchez. Mars 1979.

Figure 4.8. Simulation des flux journaliers de l'Orgeval avec le modèle calé sur Mèlarchez. Juillet 1980.

Figure 4.9. Résultats du calage du modèle journalier avec la pluie du jour d'observation ($P(j)$) et celle de la veille ($P(j-1)$). Juillet 1980. Bassin versant de l'Orgeval.

Figure 4.9 a. Simulation des flux de la Marne (1976/1977) avec le modèle calé sur Mèlarchez (1976/1977).

Figure 4.10. Flux observés et calculés par le modèle instantané. Bassin de la Marne 1976.

Figure 4.11. Flux observés et calculés par le modèle instantané. Bassin de la Marne 1977.

Figure 4.12. Débits observés au niveau du bassin de Mèlarchez et de la Marne (1976/1977).

Figure 4.13. Simulation des flux de 1979 avec le modèle calé sur 1976/1977. Bassin de Mèlarchez.

Figure 4.14. Simulation des flux de 1980 avec le modèle calé sur 1976/1977. Bassin de la Marne.

Figure 4.15. Comparaison des critères de Nash sur le bassin de Naizin.

Figure 5.1. Flux observés et simulés par avec le débit du modèle hydrologique GR4. Crue du 3 avril 1977. Bassin de Mèlarchez.

Figure 5.2. Surestimation des flux des M.E.S par les débits simulés par le modèle hydrologique GR4. Décembre 1976 à Mèlarchez.

Figure 5.3. Débits observés et simulés par le modèle hydrologique GR4. Décembre 1976 à Mèlarchez.

Figure 5.4. Simulation de la crue du 4 décembre avec le modèle calé sur celle du 2 décembre 1992. Bassin de Leudon.

Figure 5.5. Simulation de la crue du 18 novembre 1992 avec le modèle calé sur celle du 26 mars 1992. Bassin de Mèlarchez.

Figure 5.6. Simulation de la crue du 26 mars avec le paramètre x_1 moyen sur les 4 crues (x_2 et x_3 sont ceux de la crue considérée). Bassin de Mèlarchez.

Figure 5.7. Simulation de la crue du 4 décembre avec le paramètre x_1 moyen sur les 4 crues (x_2 et x_3 sont ceux de la crue considérée). Bassin versant de Mèlarchez.

Figure 5.8. Simulation de la crue du 24 février 1989 avec le modèle calé sur celle du 12 octobre 1988. Bassin de Naizin.

Figure 5.9. Simulation de la crue du 11 avril avec des paramètres moyens sur la saison humide. Bassin versant de Naizin.

Figure 6.1. Evolution journalière de l'humidité moyenne relative du sol sur parcelle témoin en gazons à Boissy le Chatel- Orgeval. a- 1976, b- 1977.

Figure 6.2. Evolution du couvert végétal sur le bassin de Mèlarchez.

Figure 6.3. Variation de rugosité parallèle aux sillons. Campagne de mesure de 1989. Bassin de l'Orgeval (d'après Benallègue).

Figure 6.4. Variation de rugosité perpendiculaire aux sillons. Campagne de mesure de 1989. Bassin de l'Orgeval (d'après Benallègue).

Figure 6.5. Les stades de la dégradation de la surface du sol sous l'action des pluies (Boiffin, 1984).

Figure 6.6. Evolution journalière de l'humidité moyenne relative du sol sur parcelle témoin en gazons à Boissy le Chatel- Orgeval 1992.

Figure 6.7. Granulométrie horaire de la crue du 4 décembre 1992 à Mèlarchez (CPB, Nancy).

Figure 6.8. Granulométrie horaire de la crue du 18 novembre 1992 à Mèlarchez (CPB, Nancy).

Figure 6.9. Granulométrie horaire de la crue du 2 décembre 1992 à Mèlarchez (CPB, Nancy).

Figure 6.10. Flux calculés et évolution du stock. Crue du 4 décembre 1992 à Mèlarchez.

Figure 6.11. Flux calculés et évolution du stock. Crue du 2 décembre 1992 à Mèlarchez.

Liste des tableaux

- Tableau 1.1. Pertes de sol (en grammes) en fonction de la valeur de la pente et de sa forme (Henensal, 1986).*
- Tableau 1.2. Variation de l'érosion en fonction de la pente et du couvert végétal du sol (sur parcelles expérimentales en Afrique, Roose, 1973).*
- Tableau 1.3. Pertes de sol dans quelques rivières dans le monde (Walling, 1983).*
- Tableau 1.4. Variation du rapport de restitution (%) en fonction de l'ordre du bief du réseau. Cas de trois régions roumaines (Ichim, 1990).*
- Tableau 2.1. Occupation du sol dans le bassin de la Marne (AFBSN, 1987).*
- Tableau 2.2. Etat des données de qualité des eaux disponibles sur le bassin versant de la Marne.*
- Tableau 2.2 bis. Occupation du sol dans le bassin versant de Naizin (Cann, 1991).*
- Tableau 2.3. Etat initial des paramètres du sol (Bouregghda, 1988).*
- Tableau 2.4. Résultats des essais (Bouregghda, 1988).*
- Tableau 2.5. Résultats des régressions simples relatives aux deux saisons.*
- Tableau 3.1 - Calage du modèle sur les données journalières de 1976/1977. Bassin de Mèlarchez.*
- Tableau 3.2. Calage du modèle sur le bassin de Mèlarchez.*
- Tableau 3.3. Calage du modèle sur les données de huit heures de 1976/1977. Bassin versant de Mèlarchez.*
- Tableau 3.4. Calage du modèle sur les crues du bassin versant de Naizin.*
- Tableau 3.5. Erreur du bilan relative à chaque crue. Bassin de Naizin.*
- Tableau 3.6. Résultats du calage du modèle instantané appliqué aux données de 1976/1977 à différents pas de temps. Bassin versant de Mèlarchez.*
- Tableau 3.7. Résultats du découpage saisonnier sur les données journalières de 1976/1977. Bassin de Mèlarchez.*
- Tableau 3.8. Résultats du calage instantané sur les individuelles. Bassin de Mèlarchez.*
- Tableau 3.9. Erreur du bilan relative aux crues. Bassin de Mèlarchez.*
- Tableau 3.10. Résultats du calage instantané sur l'ensemble des deux crues de décembre 1992. Bassin de Mèlarchez.*

Tableau 3.11. Résultats du modèle instantané. Bassin de Naizin.

Tableau 3.12. Erreur du bilan du modèle instantané. Bassin de Naizin.

Tableau 3.13. Sensibilité du modèle à la variation du paramètre x_1 .

Tableau 3.14. Sensibilité du modèle à la variation du paramètre x_2 .

Tableau 3.15. Sensibilité du modèle à la variation du paramètre x_3 .

Tableau 3.16. Sensibilité du modèle à la variation du stock initial S_0 .

Tableau 4.1. Résultats du calage du modèle sur les crues de décembre 1992. Bassin versant de Leudon.

Tableau 4.2. Résultats des régressions simples et multiples sur le bassin versant de l'Orgeval.

Tableau 4.3. Calage du modèle journalier sur le bassin de l'Orgeval. Utilisation de la pluie du jour d'observation.

Tableau 4.4. Calage du modèle journalier sur le bassin de l'Orgeval. Utilisation de la pluie de la veille du jour d'observation.

Tableau 4.5. Calage du modèle instantané sur le bassin versant de la Marne.

Tableau 4.6. Comparaison globale des critères de Nash.

Tableau 4.7. Calage du modèle récursif sur le bassin versant de Mélarchez.

Tableau 4.8. Calage du modèle récursif sur le bassin versant de l'Orgeval.

Tableau 5.1. Résultats de la simulation des crues avec le paramètre x_1 moyen sur les 4 crues (x_2 et x_3 sont ceux de la crue considérée). Bassin de Mélarchez.

Tableau 5.2. Résultats de la simulation des crues de 1989 avec le modèle calé sur celle du 12 octobre 1988. Bassin de Naizin.

Tableau 5.3. Paramètres moyens sur les deux saisons. Bassin de Naizin.

Tableau 5.4. Résultats de la simulation des crues avec des paramètres du modèle moyens par saison. Bassin de Naizin.

Tableau 6.1. Variation des paramètres du modèle récursif entre le bassin de Mélarchez et de l'Orgeval.

Tableau 6.2. Variation des paramètres du modèle instantané entre le bassin de Mélarchez et de la Marne.

Tableau 6.3. Variation des flux moyens journaliers observés ($\text{kg}/\text{km}^2/\text{j}$) des M.E.S de l'amont vers l'aval.

Tableau 6.4. Variation des paramètres k_r et k_f selon le modèle SHESED (Wicks et al. 1992).

Tableau 6.5. Résultats des régressions simples en tenant compte des concentrations des argiles, des gros limons et des limons fins. Bassin de Mèlarchez.

Annexe A

*Simulation des flux moyens sur trois jours avec le modèle calé sur 1978
Bassin versant de Mélarchez*

Annexe B

Modélisation des crues du bassin versant de Naizin

Annexe C

*Simulation des flux postérieurs à 1977 avec le modèle calé sur 1976/1977
Bassin versant de la Marne*

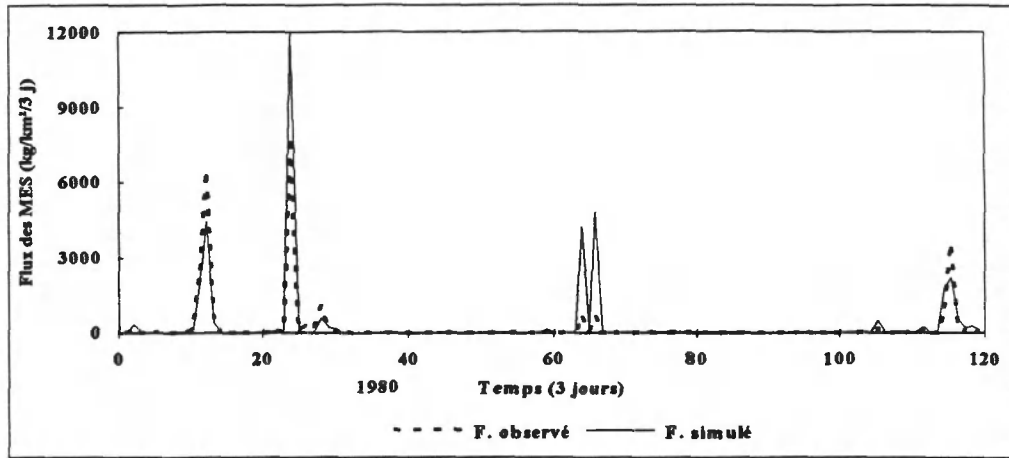
Annexe D

Le modèle hydrologique GR4

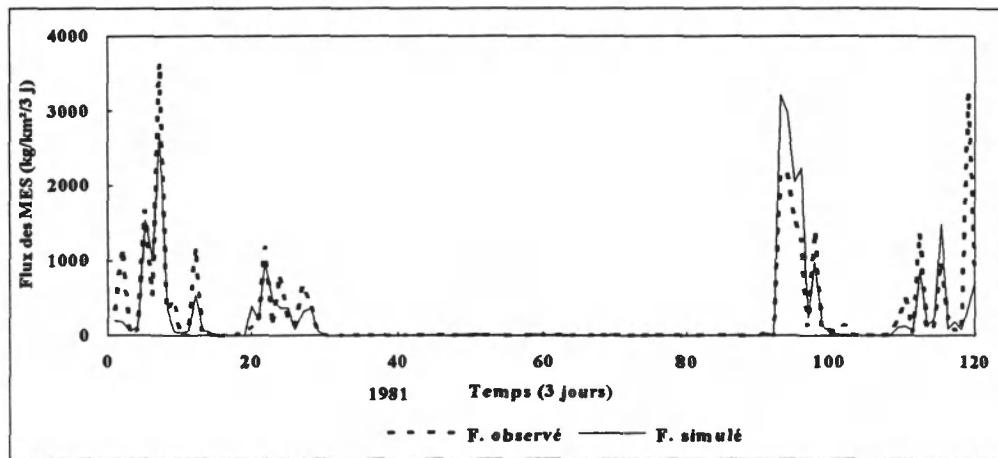
Annexe des archives

*Données horaires des crues de 1992
(pluie, débit, concentration, granulométrie)
sur le bassin versant de Mélarchez*

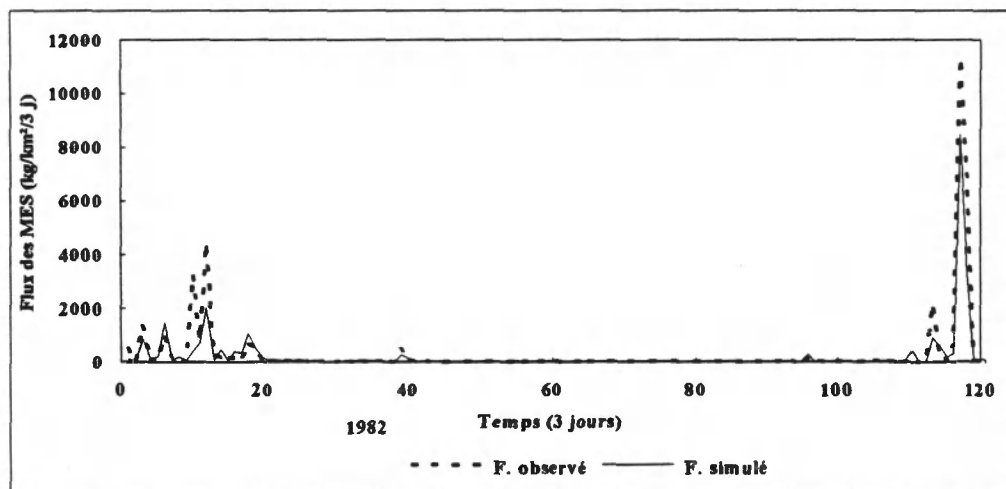
Annexe A



*Flux observés et simulés par le modèle calé sur 1978.
Bassin de Mélarchez- 1980.*

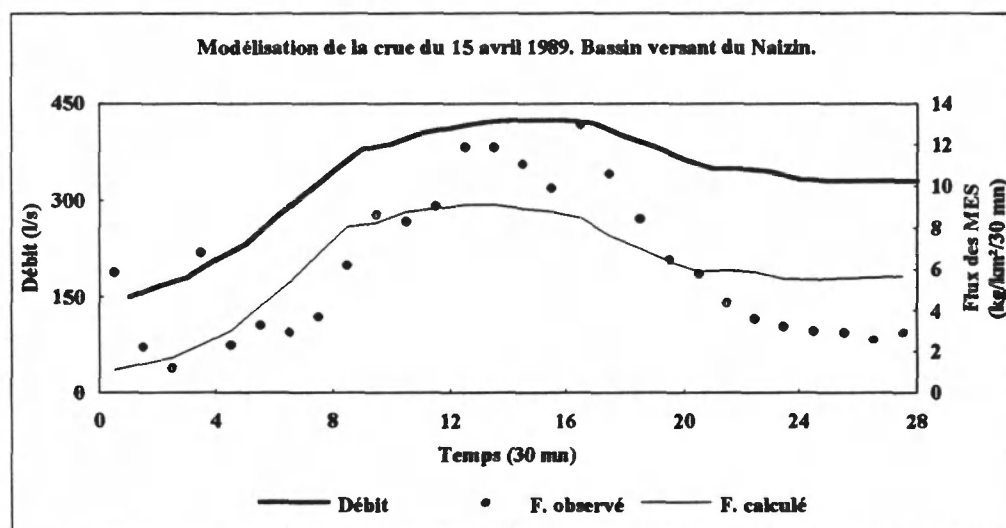
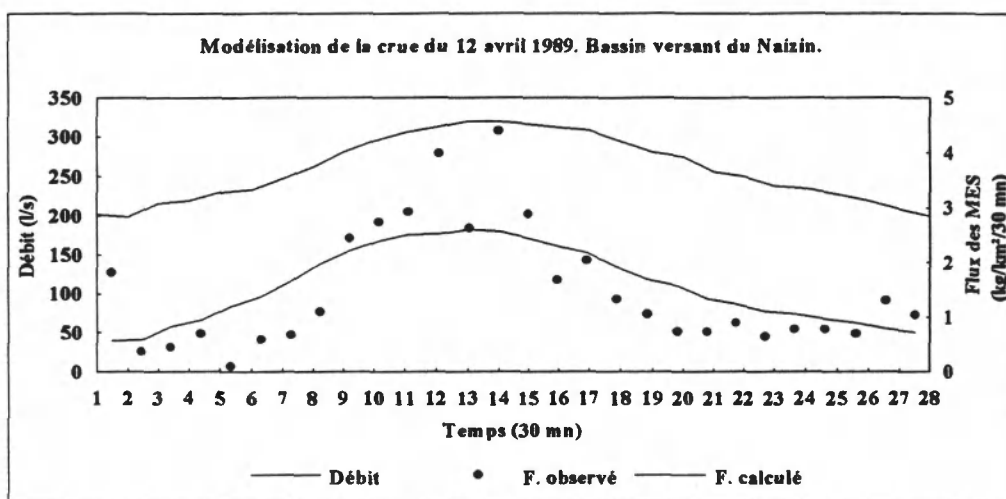
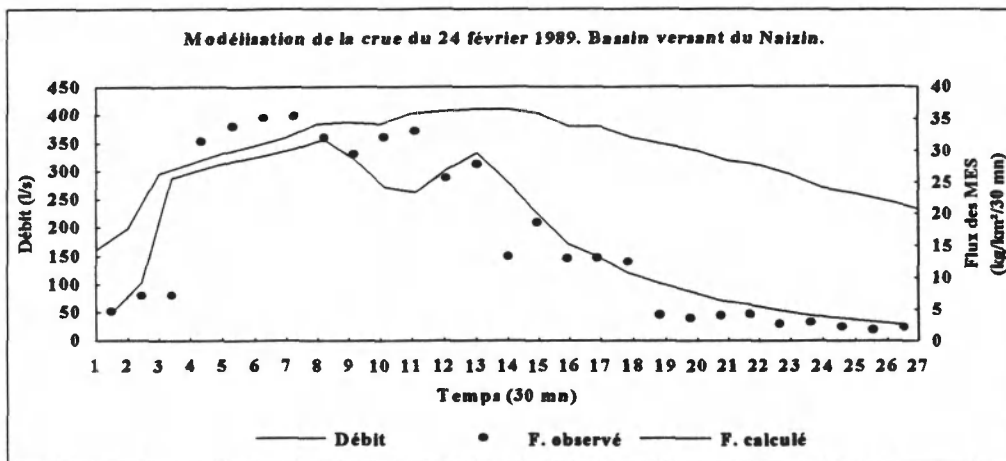


*Flux observés et simulés par le modèle calé sur 1978.
Bassin de Mélarchez- 1981.*

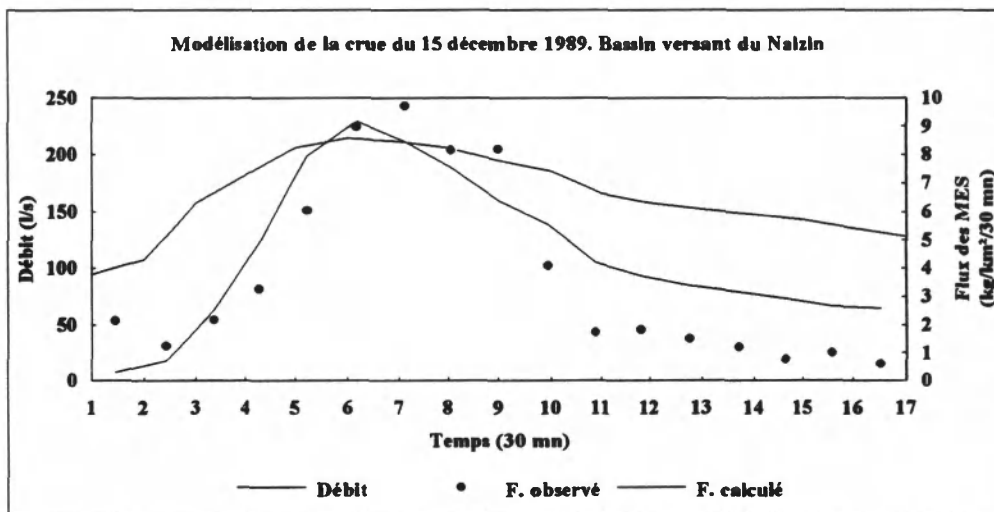
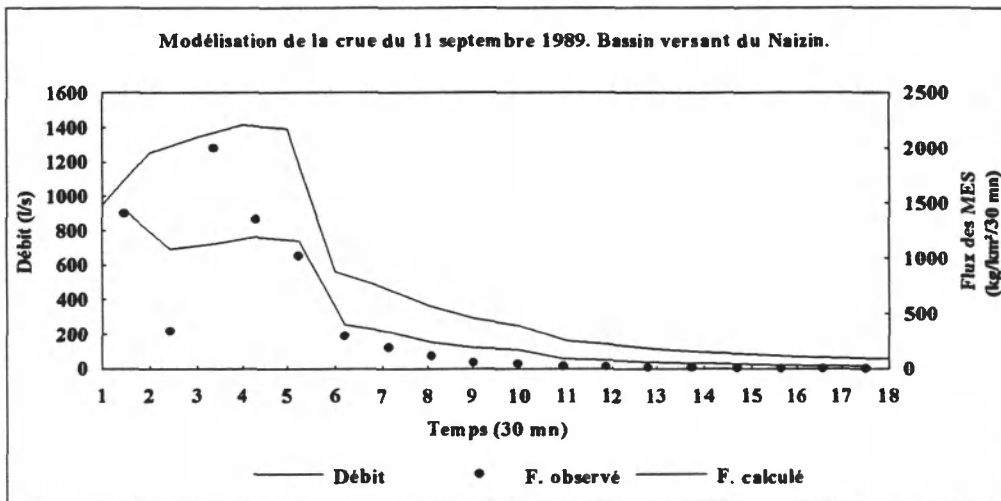
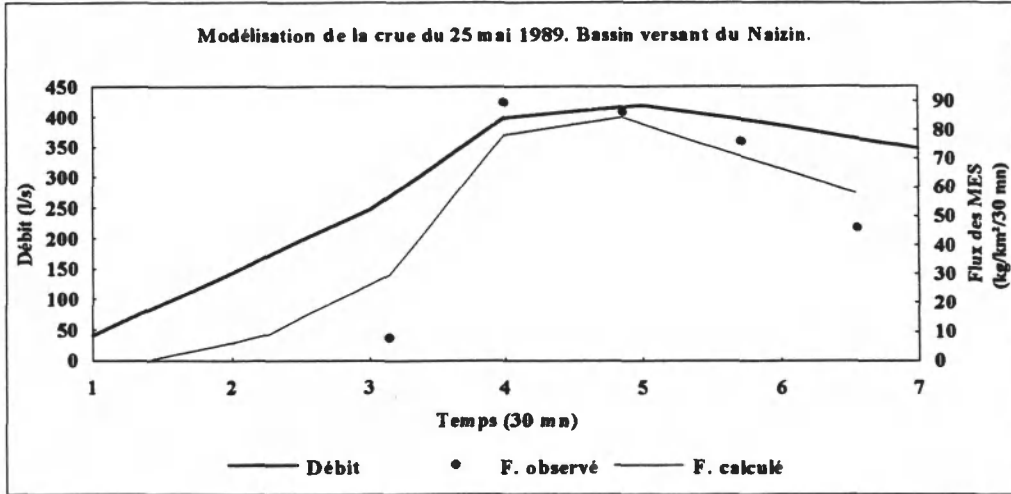


*Flux observés et simulés par le modèle calé sur 1978.
Bassin de Mélarchez- 1982.*

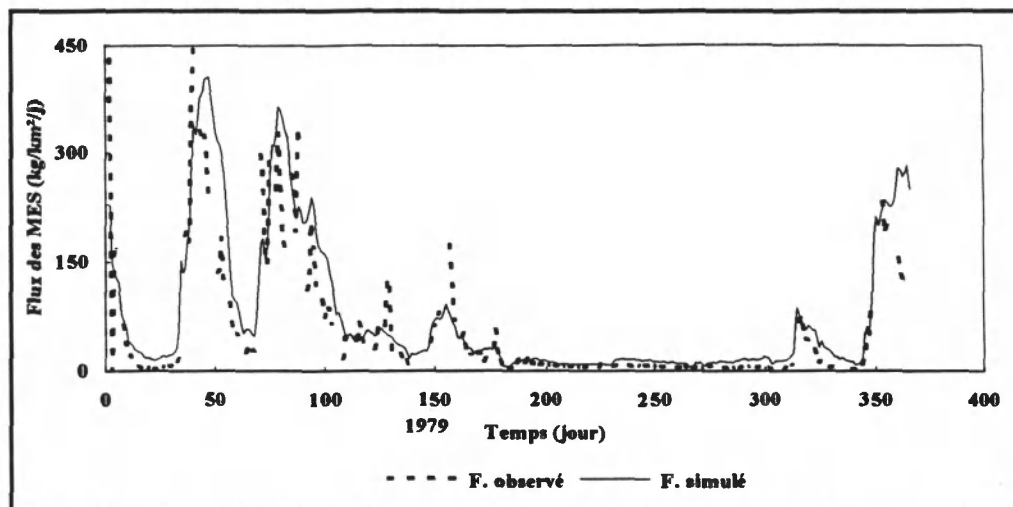
Annexe B



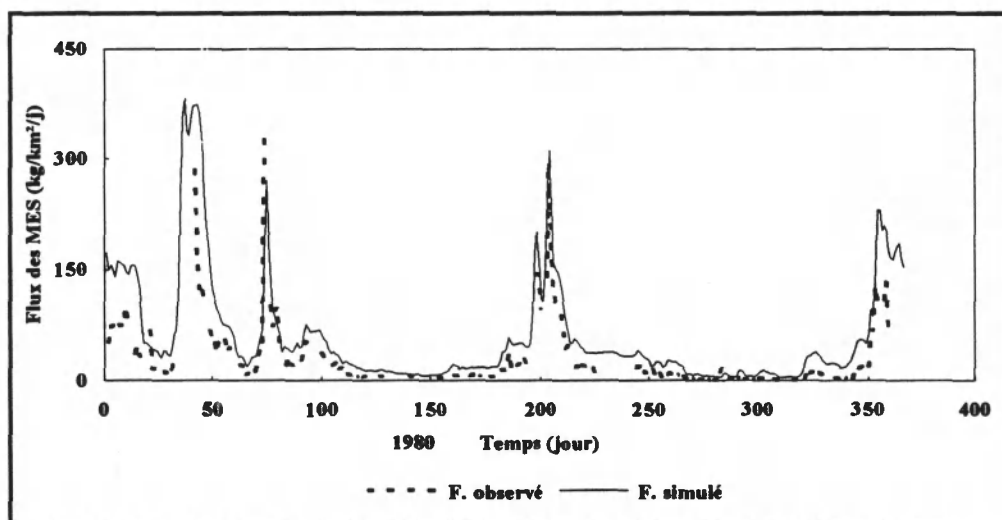
Annexe B



Annexe C

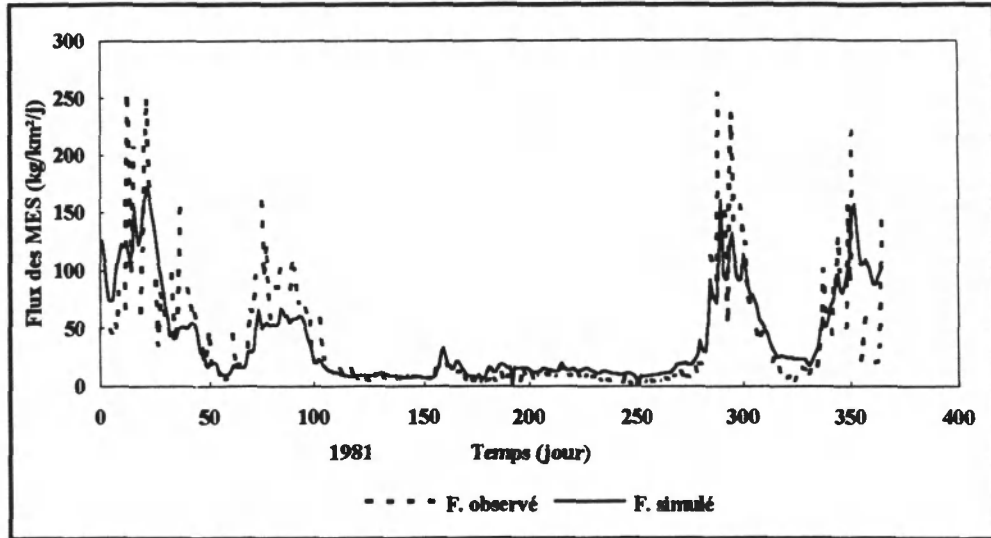


*Flux observés et simulés par le modèle instantané calé sur 1976/1977.
Bassin de la Marne - 1979.*

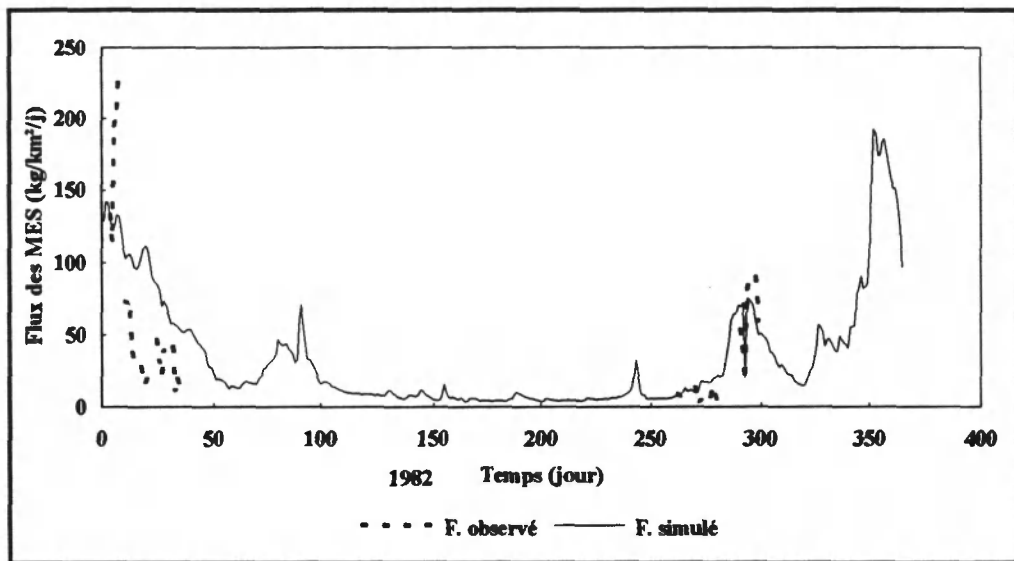


*Flux observés et simulés par le modèle instantané calé sur 1976/1977.
Bassin de la Marne - 1980*

Annexe C

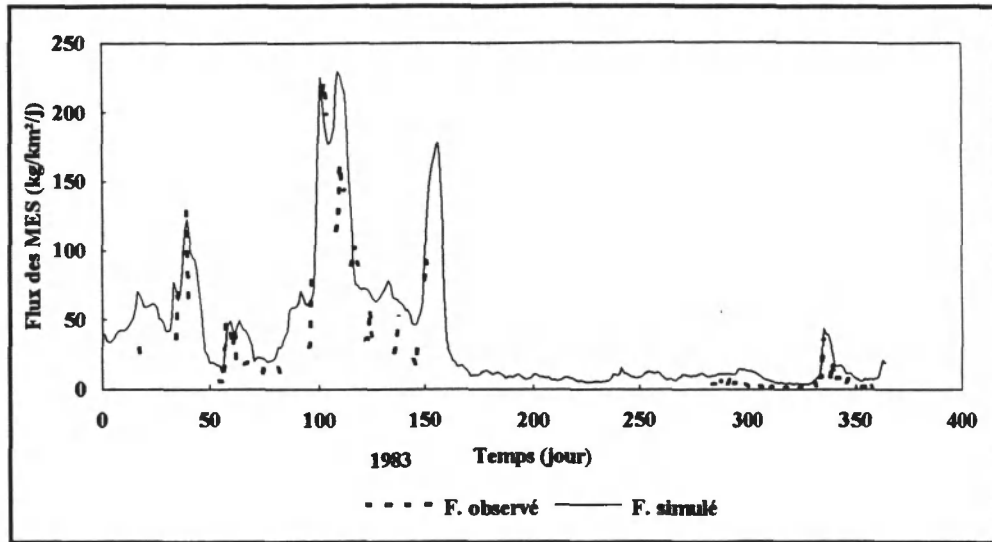


*Flux observés et simulés par le modèle instantané calé sur 1976/1977.
Bassin de la Marne - 1981.*

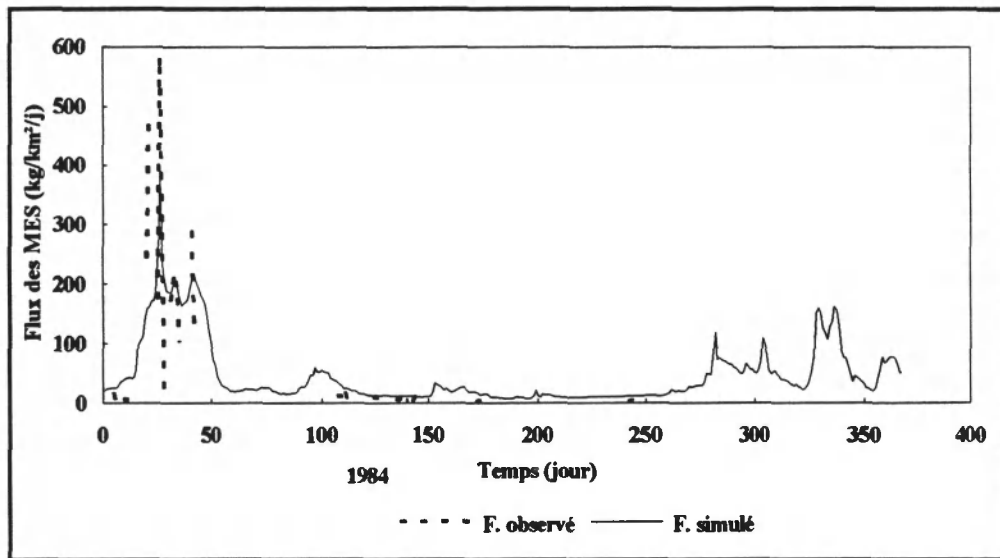


*Flux observés et simulés par le modèle instantané calé sur 1976/1977.
Bassin de la Marne - 1982*

Annexe C



*Flux observés et simulés par le modèle instantané calé sur 1976/1977
Bassin de la Marne - 1983*



*Flux observés et simulés par le modèle instantané calé sur 1976/1977
Bassin de la Marne - 1984.*

Interaction pluie-évaporation

En premier lieu, intervient une neutralisation pluie-évaporation. Si P est la pluie et E l'évapotranspiration moyenne du jour considéré, on prend en compte pour la suite une pluie $P' = P - E$ si $P = E$ et une évapotranspiration $E' = E - P$ si $E > P$.

Première partie de la fonction de production

La première partie de la fonction de production s'organise autour d'un réservoir appelé réservoir-sol. Il est caractérisé par sa capacité A . Il est alimenté par les pluies P' et sa seule sortie est l'évapotranspiration. Le niveau S du réservoir sol permet de définir la pluie nette comme expliqué ci-après.

Si à l'entrée du modèle une quantité de pluie élémentaire dP' arrive, la pluie nette correspondante sera :

$$\left[\frac{S}{A} \right]^2 dP' \quad (1)$$

et la quantité $\left[1 - \left(\frac{S}{A} \right)^2 \right] dP'$ (2) entre dans le réservoir-sol

Comme l'évaporation (E') de ce même jour est nulle, la pluie dP' est seule responsable de l'augmentation de S :

$$dS = \left[1 - \left(\frac{S}{A} \right)^2 \right] dP' \quad (3)$$

La relation (3) peut être intégrée sur le pas de temps sans complication notable. Cela permet de tenir compte de la pluie dP' dans l'évolution de S au cours d'un même jour. Soit S_1 la valeur de S en début du pas de temps considéré et soit S_2 la valeur de S en fin du même pas temps. Le calcul d'intégration montre que l'on obtient:

$$S_2 = \frac{S_1 + A \tanh(P'/A)}{1 + (S_1/A) \tanh(P'/A)} \quad (4)$$

Si, un jour donné, il se produit une évaporation élémentaire dE' , elle donnera lieu une évaporation réelle égale à:

$$\frac{S}{A} (2 - S/A) dE' \quad (5)$$

et comme au même moment $dP' = 0$, cette évaporation réelle est égale en valeur absolue à la réduction du niveau du réservoir sol: dS , d'où:

$$dS = - \left(\frac{S}{A} [2 - S/A] \right) dE' \quad (6)$$

ce qui donne après intégration:

Annexe D

$$S_2 = S_1 \frac{1 - \tanh(E'/A)}{1 + [1 - (S/A)] \tanh(E'/A)} \quad (7)$$

Première partie de la fonction de transfert

Le transfert de la pluie nette est, dans une première étape, assuré par deux hydrogrammes unitaires dépendant d'un seul et même paramètre C exprimé en jours.

La pluie nette est fractionnée en deux parties:

- une première partie de 90 % sera traitée par le premier hydrogramme unitaire (HU1) et sera ensuite introduite dans un réservoir de routage;
- la deuxième partie (10 %) sera traitée par le deuxième hydrogramme unitaire (HU2) et contribuera directement au débit à l'exutoire.

Soit $q(t)$ la fonction déterminant le premier hydrogramme unitaire, HU1:

Edijatno (1991) a montré qu'une expression satisfaisante est:

$$q(t) = 3t^2/C^3 \quad \text{pour } t \leq \Delta C \quad (8)$$

$$q(t) = 0 \quad \text{pour } t > C \quad (9)$$

Le deuxième hydrogramme unitaire, HU2 s'obtient en complétant le premier par symétrie par rapport à la droite $t = C$ et en divisant par deux les ordonnées de façon à conserver un volume unité. Les lames d'eau dispatchées par ce deuxième hydrogramme unitaire donnent lieu, après sommation, aux flux QP de la figure N°1. En revanche les lames d'eau dispatchées par le premier hydrogramme unitaire (HU1) sont introduites dans un réservoir appelé "eau-gravitaire" dont nous décrivons le fonctionnement au paragraphe suivant.

Deuxième partie de la fonction de transfert:

Le réservoir eau-gravitaire

Ce réservoir reçoit de la pluie nette apportée par l'hydrogramme unitaire HU1. L'apport est instantané en début de pas de temps, puis le réservoir se vidange graduellement. Le niveau R du réservoir détermine le débit QR(t) qu'il peut relâcher, selon la relation:

$$QR(t) = \beta [R(t)]^\alpha \quad \text{avec } \alpha \geq 1 \quad (10)$$

Selon Edijatno (1991) la meilleure valeur de α est voisine de 5.

Comme ce débit de vidange (débit QR) est la cause unique de la baisse de niveau du réservoir, R, on peut écrire en respectant le principe de la continuité:

$$QR(t) = - dR / dt \quad (11)$$

En utilisant l'expression (10) et en intégrant l'équation obtenue sur un pas de temps de durée Δt , on a:

$$\frac{1}{R_2^4} - \frac{1}{R_1^4} = 4 \beta \Delta t \quad (12)$$

où R_2 est le niveau du réservoir en fin de pas de temps et R_1 le niveau en début de pas de temps.

En posant $4 \beta \Delta t = \frac{1}{B^4}$, il s'ensuit:

$$\frac{1}{R_2^4} = \frac{1}{R_1^4} + \frac{1}{B^4} \quad (13)$$

La valeur de R_2 est au maximum égale à B quand R_1 est infini. Ainsi B peut être appelé "capacité maximale à un jour" du réservoir eau-gravitaire.

La lame d'eau libérée par le réservoir "eau-gravitaire" pendant ce pas de temps est donc égale à QR avec:

$$QR = R_1 - R_2 \quad (14)$$

Il reste à présenter une quatrième fonction, liée aux échanges extérieurs non atmosphériques (échanges souterrains).

Echanges souterrains

Un dernier paramètre D est utilisé dans la modélisation des échanges souterrains susceptibles de se produire notamment dans le cas de bassins soumis à un effet de drainance ou encore à écoulement très intermittent.

Si ce paramètre D est positif, il s'agit d'un apport externe au réservoir "eau-gravitaire" égal à ECH donné par l'expression:

$$ECH = \frac{D}{6} \left(1 + 5 \frac{R}{B} \right) \quad (15)$$

Si ce paramètre est négatif, il s'agit d'une perte du système qui s'applique à la fois au réservoir "eau-gravitaire" et à l'écoulement QP produit après l'application de l'hydrogramme unitaire HU_2 (figure 1).

La description de cette dernière fonction du modèle GR_4 achève la présentation du modèle. Nous devons préciser que cette architecture a été développée et testée (Edijatno (1991) et Nascimento (1991)) sur plus de 120 bassins versants dont les tailles varient entre 1 et 4000 km². Tous les bassins disponibles au début de l'étude ont été pris en compte sans aucune exclusion. Les fonctions intégrées dans le modèle peuvent parfois aller à l'encontre de principes ou d'idées a priori sur le fonctionnement d'un bassin versant. Si ces fonctions ont été intégrées c'est pour la seule raison qu'elles ont permis, avec une grande économie de moyens, de rendre compte le mieux possible de la transformation qui a réellement lieu entre les pluies et les débits tels que l'on peut les mesurer.

Annexe D

Références

Edijatno et Michel. C. - 1989.

Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La houille blanche, N°2 , pp 113-121.

Edijatno - 1991.

Mise au point d'un modèle élémentaire pluie - débit au pas de temps journalier. Rapport de thèse, Université Louis Pasteur de STRASBOURG.

Nascimento. N.O. - 1991.

Adaptation d'un modèle conceptuel journalier (GR3-J) aux bassins versants de cours d'eau intermittents. Mémoire de D.E.A, Université PARIS XII - CRETEIL.

Nascimento. N.O. et Michel. C. - 1992.

Some epistemological aspects of the development and use of hydrologic conceptual models. 4th European Junior Scientist Course. Assessment of Modelling Uncertainties and measurement error in hydrology. Saint-Victor sur loire, Ecole des Mines de Saint-Etienne, France, 9 - 12 April 1992.

Annexe des archives

<i>Année</i>	<i>Mois</i>	<i>Jour</i>	<i>Débit l/s</i>	<i>Pluie mm/10</i>	<i>Mes mg/l</i>
92	11	18	53,6	24	-
92	11	18	59,5	26	-
92	11	18	73,0	22	-
92	11	18	115,0	14	-
92	11	18	269,0	6	-
92	11	18	454,0	4	-
92	11	18	511,0	8	-
92	11	18	521,0	8	-
92	11	18	530,0	4	-
92	11	19	558,0	2	109.3
92	11	19	563,0	0	121.2
92	11	19	559,0	6	110.9
92	11	19	542,0	8	116.6
92	11	19	529,0	12	107.8
92	11	19	537,0	0	95.0
92	11	19	554,0	0	118.6
92	11	19	551,0	0	116,0
92	11	19	518,0	0	84,9
92	11	19	476,0	0	61,5
92	11	19	435,0	0	56,1
92	11	19	397,0	0	55,1
92	11	19	360,0	0	47,1
92	11	19	330,0	0	48,4
92	11	19	301,0	0	39,9
92	11	19	274,0	0	32,9
92	11	19	254,0	0	-
92	11	19	234,0	0	-
92	11	19	216,0	0	-

Données horaires de la crue du 18 novembre 1992. Bassin versant de Mélarchez.

Annexe des archives

<i>Année</i>	<i>Mois</i>	<i>Jour</i>	<i>Débit l/s</i>	<i>Pluie mm/10</i>	<i>Mes mg/l</i>
92	12	2	63,1	0	-
92	12	2	63,7	14	-
92	12	2	66,5	12	-
92	12	2	78,8	26	-
92	12	2	132,0	44	-
92	12	2	397,0	10	4470,0
92	12	2	728,0	4	1459,0
92	12	2	853,0	0	561,5
92	12	2	871,0	4	230,0
92	12	2	822,0	0	349,5
92	12	2	780,0	0	222,5
92	12	2	747,0	0	174,9
92	12	2	694,0	2	155,0
92	12	2	648,0	0	133,3
92	12	2	592,0	0	127,9
92	12	2	522,0	16	107,1
92	12	3	412,0	14	271,1
92	12	3	383,0	78	83,1
92	12	3	377,0	2	88,8
92	12	3	382,0	0	100,0
92	12	3	392,0	0	99,3
92	12	3	392,0	0	83,8
92	12	3	377,0	0	76,8
92	12	3	357,0	0	70,8

Données horaires de la crue du 2 décembre 1992. Bassin versant de Mélarchez.

Annexe des archives

<i>Année</i>	<i>Mois</i>	<i>Jour</i>	<i>Débit l/s</i>	<i>PLuie mm/10</i>	<i>Mes mg/l</i>
92	12	4	312,0	0	-
92	12	4	296,0	0	-
92	12	4	277,0	14	-
92	12	4	269,0	26	-
92	12	4	315,0	46	-
92	12	4	624,0	44	819,0
92	12	4	1310,0	30	941,0
92	12	4	1760,0	10	950,0
92	12	4	1780,0	8	862,0
92	12	4	1820,0	0	1030,0
92	12	4	1850,0	0	1046,0
92	12	4	1860,0	0	798,0
92	12	4	1840,0	0	753,0
92	12	4	1790,0	0	575,0
92	12	4	1760,0	0	455,0
92	12	4	1690,0	0	402,0
92	12	4	1580,0	0	347,0
92	12	4	1490,0	0	306,5
92	12	4	1390,0	0	242,0
92	12	4	1260,0	0	389,0
92	12	4	1120,0	0	247,5
92	12	5	819,0	0	210,5
92	12	5	888,0	2	213,5
92	12	5	785,0	0	213,0
92	12	5	708,0	0	267,0
92	12	5	650,0	0	220,0
92	12	5	606,0	0	220,0

Données horaires de la crue du 4 décembre 1992. Bassin versant de Mélarchez.

Annexe des archives

<i>Année</i>	<i>Mois</i>	<i>Jour</i>	<i>gros limons (%)</i>	<i>limons fins (%)</i>	<i>argiles (%)</i>
92	12	4	1,9	1,9	96,1
92	12	4	4,8	4,8	90,3
92	12	4	3,0	3,0	94,0
92	12	4	2,0	2,0	95,9
92	12	4	7,1	0,0	92,8
92	12	4	0,0	4,0	94,0
92	12	4	-	-	-
92	12	4	-	-	-
92	12	4	2,9	13,9	83,1
92	12	4	6,2	8,6	85,2
92	12	4	4,9	6,4	88,6
92	12	4	4,4	10,7	84,9
92	12	4	0,0	20,8	79,1
92	12	4	7,3	7,7	85,1
92	12	4	3,7	6,5	89,7
92	12	4	3,4	5,1	91,4
92	12	4	5,5	6,8	87,7
92	12	4	7,1	2,6	90,3
92	12	4	12,3	0,0	87,7
92	12	4	7,4	2,5	90,1
92	12	4	5,7	2,3	92,0
92	12	4	2,7	2,7	94,6
92	12	4	8,5	0,0	91,5
92	12	4	2,5	6,3	91,1

*Granulométrie horaire de la crue du 4 décembre 1992. Bassin versant de
Mélarchez.*

Annexe des archives

<i>Année</i>	<i>Mois</i>	<i>Jour</i>	<i>gros limons</i> (%)	<i>limons fins</i> (%)	<i>argiles</i> (%)
92	11	18	-	-	-
92	11	18	-	-	-
92	11	18	-	-	-
92	11	19	5,7	3,2	91,1
92	11	19	5,1	7,3	87,4
92	11	19	5,4	0,0	95,0
92	11	19	6,0	0,9	90,0
92	11	19	11,4	6,1	82,5
92	11	19	8,4	7,7	83,9
92	11	19	3,2	1,6	95,2
92	11	19	9,6	7,2	83,2
92	11	19	2,3	11,5	86,2
92	11	19	7,4	17,3	75,3
92	11	19	5,3	13,2	81,6
92	11	19	2,7	15,1	82,2
92	11	19	12,9	0,0	87,1
92	11	19	12,1	1,7	86,2
92	11	19	7,8	0,0	92,1
92	11	19	12,8	5,1	82,1

Granulométrie horaire de la crue du 18 novembre 1992. Bassin versant de Mèlarchez.

Annexe des archives

<i>Année</i>	<i>Mois</i>	<i>Jour</i>	<i>gros limons (%)</i>	<i>limons fins (%)</i>	<i>argiles (%)</i>
92	12	2	41,6	19,9	38,4
92	12	2	20,1	17,5	62,4
92	12	2	9,3	5,4	85,3
92	12	2	4,2	3,9	91,9
92	12	2	6,9	9,3	83,8
92	12	2	6,7	7,8	85,5
92	12	2	7,4	4,8	87,9
92	12	2	6,0	4,5	89,4
92	12	2	2,7	9,8	87,4
92	12	2	5,9	8,5	85,6
92	12	2	7,8	8,5	83,7
92	12	3	25,4	10,0	64,6
92	12	3	17,4	4,7	77,9
92	12	3	-	-	-
92	12	3	5,7	3,7	90,6
92	12	3	4,6	0,0	95,4
92	12	3	4,1	0,8	95,0
92	12	3	4,8	2,9	92,4
92	12	3	2,4	4,3	93,5

*Granulométrie horaire de la crue du 2 décembre 1992. Bassin versant de
Mélarchez.*

Résumé

L'érosion des terres et le transfert des matières en suspension (M.E.S) jusqu'au cours d'eau sont extrêmement complexes et commandés par des facteurs physiques et humains divers. L'évaluation des risques et toute mesure de prévention passent par une modélisation quantitative. Notre recherche a donc été de construire un modèle de transfert pour évaluer les apports de M.E.S dans le bassin de la Marne, jusqu'aux secteurs aval (bassin de 12 800 km²) où ils posent une menace pour le traitement de l'eau potable.

Le manque de données des mécanismes élémentaires nous a conduit à nous intéresser aux petits bassins. Le matériau de recherche constitué par les chroniques de données anciennes du bassin versant de Mélarchez (de superficie 7 km², sous-bassin de l'Orgeval (104 km²) lui-même sous-bassin du Grand-Morin (770 km²) qui est un affluent rive gauche de la Marne) s'est avéré assez riche pour amorcer la modélisation du transfert de M.E.S. Etant donné l'insuffisance des informations sur les caractéristiques du milieu au début de cette recherche, nous nous sommes limité à ne considérer que l'effet des facteurs hydrologiques (débit, pluie) mesurés en continu.

Le modèle conceptuel ainsi établi, a permis une bonne reproduction des flux de M.E.S. L'introduction de la notion de stock pour expliquer l'évolution du flux a contribué à réduire l'effet du phénomène d'hystérésis que plusieurs approches négligent. De même l'effet de la pluie est bien mis en évidence à l'aide de ce modèle empirique.

L'application du modèle à différentes échelles spatio-temporelles du bassin versant de la Marne (la Marne, l'Orgeval, Mélarchez et le Leudon (5 km²)) et au bassin versant de Naizin en Bretagne (12 km²) a permis une tentative d'explication de l'évolution des paramètres du modèle d'un bassin à l'autre. La variation temporelle des paramètres de la version par événements du modèle a pu être mise partiellement en correspondance avec une variation de l'état du bassin (humidité et rugosité du sol, couverture végétale).

Mots clés

érosion, transfert, modèle conceptuel, flux de M.E.S,
stock, hystérésis, changement d'échelle, paramètres physiques.

Summary

Land erosion and suspended sediment transport to the catchment outlet are extremely complex phenomena depending on various human and physical factors. Risk assessment and protection policies need a quantitative modelling. The aim of our study is to build a transfer model to assess the suspended sediment supply on the Marne basin, including downstream reaches (basin of 12 800 km²) where it is a threat for the treatment of drinking water.

The lack of data about elementary mechanisms led us to investigate small basins. The long period data on Mélarchez catchment (7 km², sub-catchment of the Orgéval (104 km²), itself sub catchment of Grand-Morin basin (770 km²), which is a tributary on the left bank of Marne basin) are very rich to start the modelling of suspended sediment. For lack of soil field data at the beginning of the present study only hydrological factors (such as runoff, rainfall), measured on a continuous basis, were first taken into account.

The conceptual model established on this basis formed a good simulation of the suspended sediment discharge. Taking into account a storage of available materials enabled to reproduce a commonly neglected hysteresis effect. The influence of the rainfall on erosion was clearly evidenced with this empirical model.

The model application at different time and space scales on the Marne basin (Marne, Orgeval, Mélarchez, and Leudon (5 km²)) and on the Naizin catchment in Bretagne (12 km²) allowed an attempt to explain the spatial variation of the model parameters. The time variation of the event model parameters was, yet not strongly, related to some physical parameters (soil moisture, soil roughness, vegetation).

Key words

erosion, transfer, conceptual model, suspended sediment discharge,
storage, hysteresis, scale, physical parameters.