



HAL
open science

**PROCESSUS FONDAMENTAUX CONDITIONNANT
LES APPORTS DE SEDIMENTS FINS DANS LES
RETENUES- OPTIMISATION DES METHODES DE
MESURE ET MODELISATION STATISTIQUE -**

Vincent Mano

► **To cite this version:**

Vincent Mano. PROCESSUS FONDAMENTAUX CONDITIONNANT LES APPORTS DE SEDIMENTS FINS DANS LES RETENUES- OPTIMISATION DES METHODES DE MESURE ET MODELISATION STATISTIQUE -. Hydrologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2008. Français. NNT: . tel-00365349

HAL Id: tel-00365349

<https://theses.hal.science/tel-00365349>

Submitted on 3 Mar 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

n° attribué par la bibliothèque

/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER

spécialité « **Océan Atmosphère et Hydrologie** »

préparée au

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

(LTHE, UMR 5564, CNRS-IRD-UJF-INPG)

dans le cadre de l' **Ecole Doctorale « Terre, Univers, Environnement »**

présentée et soutenue publiquement par

Vincent MANO

le 27 novembre 2008

**PROCESSUS CONDITIONNANT LES APPORTS DE
SEDIMENTS FINS DANS LES RETENUES**

**- Optimisation des méthodes de mesure et
modélisation statistique -**

JURY

Mme. Florentina MOATAR-BERTRAND	Professeur, ISTO Tours	Présidente
M. Jean-Marie MOUCHEL	Professeur, UPMC Paris	Rapporteur
M. Jean-Luc PROBST	DR CNRS, ECOLAB Toulouse	Rapporteur
M. Henri ETCHEBER	CR CNRS, EPOC Bordeaux	Examineur
M. Philippe BELLEUDY	Professeur, UJF Grenoble	Directeur de thèse
M. Julien NEMERY	Maître de Conférences, Grenoble INP	Encadrant de thèse
M. Alain POIREL	Ingénieur EDF DTG Grenoble	Encadrant de thèse

Remerciements

Beaucoup de « premières » pour cette thèse : première thèse encadrée par Julien, première présidence de jury pour Florentina et ... première thèse pour moi. Une seule différence : eux encadreront d'autres thèses et présideront d'autres jurys ... je pense pour ma part que je vais m'arrêter là. Mais avant cela, je souhaite remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, m'ont aidé dans ce travail.

Tout d'abord, je tiens à remercier mes directeurs de thèse : Julien Némery et Philippe Belleudy au LTHE et Alain Poirel à EDF DTG Grenoble. Sans eux, il est certain que ce travail n'aurait jamais vu le jour. Leur disponibilité permanente malgré leur emploi du temps chargé voire très chargé, leurs conseils et remarques toujours pertinentes ont permis à ce travail d'avancer et de garder le cap.

Je tiens également à remercier les membres du jury pour avoir évalué et relu minutieusement ce travail. Messieurs Jean-Marie Mouchel et Jean-Luc Probst m'ont fait le plaisir d'accepter de rapporter ce travail et de l'éclairer d'un regard extérieur. Leurs commentaires et remarques seront précieux pour mener à bien les perspectives. Merci également à Henri Etcheber d'avoir examiné ce travail. Son expérience de la mesure et ses conseils sont toujours très instructifs. Merci enfin à Florentina Moatar-Bertrand d'avoir présidé ce jury. Je lui souhaite d'en présider d'autres par la suite.

Chez EDF, Philippe Bessy fut le premier à me montrer comment installer un turbidimètre à Tullins sur l'Isère. Je l'en remercie grandement. Un grand merci également à Frédéric Gottardi de m'avoir fourni ses champs de pluie spatialisés en montagne, tout juste sortis de son ordinateur. Merci à Emmanuel Paquet de m'avoir initié à la modélisation MORDOR. Merci à François Lauters de s'être intéressé à mon travail. Et enfin, merci à Thibault Mathevet pour ses prélèvements d'eau dans l'Isère, même à 3 heures du matin !

Une partie de ce travail s'est déroulé dans le contexte du projet Variflux, qui m'a permis de faire un petit voyage en Écosse. Merci à Florentina Moatar-Bertrand, qui a piloté ce projet de manière remarquable. Ce fut un plaisir de travailler avec Henri Etcheber et Alexandra Coynel du laboratoire EPOC Bordeaux. Merci également à Jérôme Le Coz et Guillaume Dramais du Cemagref Lyon de nous avoir initiés à la mesure des concentrations en MES par ADCP. Je remercie chaleureusement Michel Meybeck du laboratoire Sisyphe à Paris : quelle gentillesse et quelles connaissances !

Sans le travail de Jean-Marc Lapetite, Jean-Marie Miscioscia et Jean-Paul Laurent, la station de Grenoble Campus n'aurait probablement jamais mesuré de concentration en sédiments. Je remercie Jean-Marc et Jean-Marie pour avoir imaginé et mis en place le système de fixation du turbidimètre. Et merci à Jean-Paul pour la programmation de la centrale d'acquisition. Si une centrale Campbell pose un problème, il saura le résoudre et rapidement.

Merci à l'équipe de préleveurs de la nuit du 27 au 28 juin 2006 sur le pont de l'Isère : Alex, Thibault, Philippe et Julien. A cause de moi (ou grâce à moi), vous avez raté (ou échappé à) un match de coupe du monde de foot pour faire des prélèvements d'eau en plein milieu de la nuit.

Je tiens également à remercier l'ensemble des membres du LTHE. Merci à Sylviane, Odette, Martine, Elif, Synthia, Salvator et Joseph (il y a eu pas mal de changements pendant ces 3 années, j'espère n'avoir oublié personne) pour les coups de pouce administratifs, les ordres de missions et autres bons de commande. Merci à Wajdi, Patrick et Bruno pour le soutien informatique. Et merci à tous, d'avoir partagé une discussion scientifique en réunion d'équipe ou en séminaire, un café à midi ou un pot.

Dans un cadre moins *académique*, je voudrais remercier les *jeunes* du labo : stagiaires, thésards, ATER ou postdocs. Une mention un peu spéciale pour Anne So, voisine de bureau pendant 3 ans, Oliv et Oke, les deux autres membres de la génération *dorée* des thésards du LTHE. Merci aussi à Tien Dung et Mathieu de m'avoir supporté dans leur bureau pendant chacun un an et demi. Et bon courage à Adrien, Renaud et Cédric qui, pendant que j'écris ces remerciements, doivent commencer à rédiger leur premier chapitre. Merci aussi à Laurent d'avoir partagé ces 3 années avec nous. Merci aux *vieux* qui nous ont transmis l'amour de la thèse et appris à boucler une thèse en 3 ou 4 ans. Merci à tous d'avoir partagé un café, un festin au RU, une discussion scientifique (ou pas, disons plutôt une discussion tout court) ou encore une journée de ski en semaine (y'a plus de neige) ou d'alpinisme (y'a moins de monde dans les refuges) ou une petite bière le soir.

Merci enfin à toute ma famille pour son soutien permanent. Et surtout merci à Céline. Pour avoir relu et corrigé mon manuscrit. Mais surtout pour être à mes côtés tous les jours, pour les bons moments passés et ceux à venir ...

Résumé

Le transport de Matières En Suspension (MES) dans les cours d'eau est le résultat des processus d'érosion des sols et de transport des particules à l'échelle du bassin versant. La dynamique des flux de MES est étudiée dans un contexte alpin, pour deux bassins versants méditerranéens (l'Asse et la Bléone), deux bassins de haute montagne (le Ferrand et la Romanche, dans le massif de l'Oisans, Alpes françaises) et un bassin complexe, l'Isère à Grenoble. Les flux de MES sont calculés à partir des chroniques de débit et de concentration, reconstituées à partir des enregistrements haute fréquence de turbidité. Ces enregistrements permettent de mettre en évidence les processus hydrométéorologiques responsables des apports de MES dans le système fluvial. La variabilité temporelle des flux de MES dans les cours d'eau est mise en évidence et décrite à différentes échelles temporelles (journalière, saisonnière ou annuelle) et le régime de transport de MES des bassins versants est caractérisé à l'aide d'indicateurs statistiques traduisant la dynamique des flux de MES à l'échelle du bassin versant. Un modèle conceptuel à réservoir permettant de reproduire les flux journaliers de MES est présenté. Après calage et validation du modèle sur les chroniques mesurées, il est utilisé afin de reconstituer de longues chroniques réalistes de flux de MES non mesurées, à partir de données historiques de débit et de pluie historiques. Plusieurs scénarios valables sont établis pour chaque bassin versant.

Mots-clés :

Sédiments fins en suspension ; Erosion ; Mesure de concentrations ; Dynamique des flux de MES ; Modélisation statistique ; Bassins versants alpins

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	iii
Table des matières	iv
Liste des figures	xiv
Liste des tableaux	xx
Liste des abréviations	xxii

Introduction générale

Chapitre 1

LE TRANSPORT DE SÉDIMENTS EN RIVIÈRE : ÉTAT DES CONNAISSANCES

A LE TRANSPORT EN RIVIÈRE	12
A.1 Le charriage	12
A.1.1 Définition	12
A.1.2 Formulation théorique	13
A.1.3 Propriétés	14
A.2 La suspension	15
A.2.1 Définition	15
A.2.2 Vitesse de chute des particules	16
A.2.2.1 Cas d'une particule isolée	16
A.2.2.2 Cas d'une solution réelle	17

A.2.3	Distribution verticale des concentrations en sédiment en suspension dans la colonne d'eau	18
A.3	Le rapport suspension/charriage	19
A.3.1	Conditions d'observation des processus	19
A.3.2	Rapport suspension/charriage en rivière	21
B	ORIGINE ET DEVENIR DES SÉDIMENTS EN SUSPENSION SUR LE BAS-	
	SIN VERSANT	23
B.1	La production des particules : l'érosion sur les versants	24
B.1.1	L'action de la pluie	25
B.1.1.1	Le splash	25
B.1.1.2	L'érosivité de la pluie	25
B.1.2	L'érosion par le ruissellement	27
B.1.2.1	L'érosion diffuse	28
B.1.2.2	L'érosion concentrée	29
B.1.3	Le rôle de l'état du sol	29
B.1.3.1	La croûte de battance	30
B.1.3.2	Les cycles de gel/dégel	31
B.1.3.3	L'humidité du sol	31
B.1.4	Les mouvements de masse	32
B.1.4.1	Les laves torrentielles	33
B.1.4.2	Les glissements de terrain	34
B.2	Le transport des particules	35
B.2.1	Principe de dépôt/reprise naturel	35
B.2.1.1	Concept de <i>Sediment Delivery Ratio</i>	36
B.2.1.2	Dépôt/reprise et hystérésis	37
B.2.2	Phénomène de dépôt/reprise anthropique	39
C	MODÉLISATION DES FLUX DE SÉDIMENTS EN SUSPENSION SUR LE	
	BASSIN VERSANT	42
C.1	Modèles statistiques simples	42
C.1.1	A partir de la relation débit-flux ou pluie-flux	42
C.1.2	Corrélation multiple	44
C.1.3	Autres modèles statistiques	45
C.2	Autres modèles	46
C.2.1	Formules empiriques	46
C.2.1.1	L'Universal Soil Loss Equation (USLE)	46

C.2.1.2	La formule de Ludwig et Probst	47
C.2.1.3	La formule de Meyer et Wischmeier	48
C.2.2	Modèles conceptuels à l'échelle du bassin versant	49
C.2.2.1	Le modèle de Negev	49
C.2.2.2	Le modèle de Moore et Clarck	51
C.2.2.3	Le modèle à réservoirs de Lee et Singh	52
C.2.2.4	Le modèle de Gafrej	53
C.2.3	Modèles déterministes	54
C.2.3.1	Le modèle WEPP	54
C.2.3.2	Le modèle SHESED	56
C.2.3.3	Le modèle DHSVM	57
D	SYNTHÈSE SUR L'ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE DU TRANSPORT EN SUS- PENSION	58

Chapitre 2

MESURE DES CONCENTRATIONS EN SÉDIMENT EN SUSPENSION DANS LES RIVIÈRES

A	PRÉSENTATION DES BASSINS VERSANTS D'ÉTUDE	65
A.1	Bassins versants méditerranéens : l'Asse et la Bléone	68
A.1.1	Physique des bassins versants	68
A.1.2	Géologie et couverture du sol	68
A.1.3	Hydro-climatologie	72
A.1.3.1	Régime pluvial méditerranéen	72
A.1.3.2	Les années 2001-2003	73
A.2	Bassins versants de haute montagne : le Ferrand et la Romanche	74
A.2.1	Physique des bassins versants	74
A.2.2	Géologie et couverture du sol	75
A.2.3	Hydro-climatologie	80
A.2.3.1	Régime nival-glaciaire	80
A.2.3.2	Les années 2002-2004	82
A.3	Bassin versant complexe/mixte : l'Isère à Grenoble	83
A.3.1	Physique du bassin versant	83

A.3.2	Géologie et couverture du sol	84
A.3.3	Hydro-climatologie	88
A.3.3.1	La station hydrométrique de Grenoble Campus	88
A.3.3.2	Régime pluvio-nival	89
B	LA MESURE DES CONCENTRATIONS EN MES	91
B.1	Les différentes méthodes de mesure de concentration en MES	91
B.2	La mesure par prélèvement-filtration-séchage-pesée	94
B.3	Le turbidimètre	95
B.3.1	De la mesure de la turbidité	95
B.3.2	... A la concentration	96
B.4	Installation type d'une station de mesure du transport solide en suspension	97
B.4.1	Matériel utilisé en turbidimétrie et pour les prélèvements d'eau	97
B.4.1.1	Les turbidimètres	97
B.4.1.2	Les préleveurs automatiques	97
B.4.2	Mise en place d'un turbidimètre et d'un préleveur automatique : exemple de la station de Grenoble Campus	98
B.4.2.1	Installation	98
B.4.2.2	Asservissement du préleveur au turbidimètre	99
B.4.3	Relations concentration-turbidité sur les bassins versants d'étude	101
C	LES INCERTITUDES SUR LA MESURE	103
C.1	Incertitudes sur la mesure par prélèvement	103
C.1.1	Répétitivité de la mesure	103
C.1.2	Influence du volume d'eau filtrée	103
C.2	Incertitudes de mesure liées à l'utilisation du turbidimètre	104
C.2.1	Problèmes de terrain	104
C.2.2	Dispersion de la relation concentration-turbidité	105
C.2.2.1	Erreurs observées	105
C.2.2.2	Sources de ces erreurs	105
C.2.3	Granulométrie des MES au cours des événements sur l'Isère	107
C.2.3.1	Analyse de l'évolution de la granulométrie au cours des événements	107
C.2.3.2	Influence sur la relation concentration-turbidité	109
C.3	Représentativité du point de mesure	110
C.3.1	Représentativité horizontale	111
C.3.2	... Et représentativité verticale	112
C.3.2.1	Sur le terrain	112

C.3.2.2	En théorie	113
D	SYNTHÈSE SUR LA MESURE DES CONCENTRATIONS EN MES	115

Chapitre 3

PROCESSUS ET VARIABILITÉ À DIFFÉRENTES ÉCHELLES TEMPORELLES

A	CALCUL DES FLUX	121
A.1	Chroniques de concentration et de débit	121
A.2	Méthode de calcul des flux	124
A.3	Ordres de grandeur des variables mesurées	125
B	ANALYSE DE QUELQUES ÉVÈNEMENTS DE FORT TRANSPORT SO-	
	LIDE : MISE EN ÉVIDENCE DES PROCESSUS.	127
B.1	La pluie	127
B.1.1	La pluie généralisée	127
B.1.1.1	Précipitations sur un bassin méditerranéen	129
B.1.1.2	Précipitations sur un bassin de haute montagne	129
B.1.2	L'orage localisé	130
B.1.3	La crue torrentielle	132
B.1.3.1	Crue torrentielle sur un petit bassin de haute montagne	132
B.1.3.2	Crue torrentielle sur un grand bassin versant	134
B.2	La fusion nivale	135
B.2.1	Mise en évidence des cycles de fusion nivale dans les chroniques	135
B.2.2	Variabilité au cours des journées de fusion nivale	137
B.2.3	Variabilité des cycles de fusion nivale	138
B.3	La pluie et la fusion nivale sur le bassin de l'Isère	139
B.3.1	Mai 2006 : crue biennale	140
B.3.2	Mai 2008 : crue décennale	140
B.4	La relation débit-concentration à l'échelle de l'évènement	141
B.4.1	Localisation des sources de sédiments	142
B.4.2	Influence des phénomènes de dépôt/reprise sur les versants et dans le lit	142

C	HYDRO-CLIMATOLOGIE ET VARIABILITÉ DES FLUX SÉDIMENTAIRES.	147
C.1	Variabilité journalière	147
C.2	Variabilité saisonnière	148
C.2.1	Bassins méditerranéens	148
C.2.2	Bassins de haute montagne	149
C.2.3	Bassin pluvio-nival	150
C.3	Variabilité annuelle	151
C.3.1	Sur les données mesurées	151
C.3.2	Reconstitution des flux spécifiques annuels sur le long terme	154
C.3.2.1	Formule de Ludwig et Probst	154
C.3.2.2	Estimation de la variabilité annuelle	155
D	SYNTHÈSE SUR L'ÉTUDE DES PROCESSUS	157

Chapitre 4

ÉTUDE STATISTIQUE DE LA DYNAMIQUE DES FLUX DE SÉDIMENTS EN SUSPENSION

A	DES INDICATEURS STATISTIQUES TRADUISANT LA DYNAMIQUE HYDRO-SÉDIMENTAIRE DES BASSINS VERSANTS	164
A.1	Définition des indicateurs utilisés dans cette étude	164
A.2	Calcul des indicateurs	166
B	LES INDICATEURS RELATIFS AUX CONCENTRATIONS, DÉBITS ET FLUX.	169
B.1	Concentrations moyennes et flux spécifiques sur les bassins versants d'étude	169
B.1.1	Dans le cadre des bassins versants alpins	169
B.1.2	Dans un contexte plus large	170
B.2	Variabilité des flux sur les bassins versants d'étude	171
B.2.1	Variabilité des concentrations et des débits	171
B.2.2	Variabilité des flux	173
B.2.2.1	Sur les bassins versants alpins	173
B.2.2.2	Dans un contexte plus large	174

C	TEMPS DE TRANSFERT DES MES SUR LE BASSIN VERSANT	175
C.1	Caractère événementiel du transport solide en suspension	175
C.1.1	Mise en évidence : les flux cumulés	175
C.1.1.1	Des flux cumulés en « marches d'escalier »	175
C.1.1.2	Importance d'évènements remarquables	175
C.2	Quantification du caractère épisodique du transport solide en suspension	178
C.2.1	Courbes bi-fréquences	178
C.2.1.1	Pourcentage du flux de sédiments en fonction du temps	178
C.2.1.2	Pourcentage des volumes d'eau transités en fonction du temps	178
C.2.2	Fusion nivale et $Ms_{2\%}$	180
C.2.3	Dans un contexte plus large	181
C.3	Durée moyenne des évènements de fort transport en suspension	181
C.3.1	Méthode de calcul	181
C.3.2	Durée moyenne des évènements et caractéristiques du bassin versant	182
C.3.3	Influence des évènements majeurs sur le bilan sédimentaire annuel	183
D	IMPACT DE LA DYNAMIQUE SUR LA MESURE : INFLUENCE DE LA	
	FRÉQUENCE D'ÉCHANTILLONNAGE SUR L'ESTIMATION DES FLUX AN-	
	NUELS	185
D.1	Influence de la fréquence d'échantillonnage sur l'estimation des flux	186
D.1.1	Méthode de calcul	186
D.1.2	Résultats et détermination de la fréquence de mesure minimale	188
D.1.2.1	Fréquence d'échantillonnage et erreur	188
D.1.2.2	Fréquence d'échantillonnage minimum	191
D.1.2.3	Fréquence d'échantillonnage et $Ms_{2\%}$	192
D.2	Fréquence d'échantillonnage optimale et durée des évènements	193
E	SYNTHÈSE SUR L'ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE DU TRANSPORT EN	
	SUSPENSION	195

Chapitre 5

MODÉLISATION STATISTIQUE DES FLUX DE SÉDIMENTS EN SUSPENSION

A DONNÉES UTILISÉES ET CRITÈRES D'ÉVALUATION DES MODÈLES	
STATISTIQUES	201
A.1 Données disponibles	201
A.1.1 Les données de concentration	201
A.1.2 Les données hydro-météorologiques	202
A.1.3 Les périodes de calage, validation et extension	202
A.2 Critères d'évaluation utilisés	206
B LES MODÈLES STATISTIQUES SIMPLES	
B.1 Modélisation à partir de la relation débit-concentration	207
B.1.1 Relation débit-concentration sur les bassins d'étude	207
B.1.2 Résultats	208
B.2 Modélisation par corrélation multiple	209
B.2.1 Méthode utilisée	209
B.2.2 Résultats	210
C UN MODÈLE DE TRANSPORT SOLIDE À RÉSERVOIR	
C.1 Le modèle hydrologique MORDOR	212
C.1.1 Présentation et intérêt de la modélisation hydrologique	212
C.1.2 Calage du modèle	213
C.2 Un modèle de transport solide à réservoir	214
C.2.1 Présentation générale	214
C.2.2 Modèles uniforme et spatialisé	214
C.2.2.1 Modèle de pluie spatialisée utilisé	216
C.2.2.2 Index de sensibilité à l'érosion du sol distribuée	216
C.2.3 Équations du modèle	218
C.2.3.1 Modèle uniforme (MU)	218
C.2.3.2 Modèle spatialisé (MS)	220
C.2.3.3 Implémentation et calage	221
D RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION DES FLUX JOURNALIERS	
D.1 Performances des modèles uniforme et spatialisé en calage et validation	223

D.1.1	Résultats	223
D.1.1.1	Reproduction des flux mesurés sur la période de calage	223
D.1.1.2	Vers un calage unique ?	229
D.1.2	Modèle uniforme <i>vs.</i> modèle spatialisé	233
D.2	Reconstitution des séries de flux journaliers à l'aide du modèle à réservoir	235
D.2.1	Variabilité des simulations possibles	235
D.2.2	Propriétés des chroniques simulées	236
D.2.2.1	Respect des indicateurs	236
D.2.2.2	Simulation de la variabilité saisonnière	245
D.2.2.3	Simulation de la variabilité annuelle	247
D.3	Limites de la modélisation	254
D.3.1	Qualité des données d'entrée du modèle	254
D.3.1.1	Données de concentration en MES	254
D.3.1.2	Données de débit	255
D.3.1.3	Données de pluie	255
D.3.2	Erreurs de modélisation	256
D.3.2.1	Erreurs du modèle hydrologique	256
D.3.2.2	Erreurs structurelles du modèle de transport solide en suspension	258
E SYNTHÈSE SUR LA MODÉLISATION DES FLUX JOURNALIERS DE MES		259

Conclusion générale

Références bibliographiques	267
Annexe A	283
Annexe B	287
Annexe C	289
Annexe D	297

Annexe E	301
Annexe F	311

Liste des figures

1.1	Les différents types de transport solide.	11
1.2	Schématisation des processus de transport par charriage et de transport en suspension.	12
1.3	Bilan des forces sur un galet et courbe de Shields.	13
1.4	Valeurs du coefficient de frottement d'une sphère dans un écoulement en fonction du nombre de Reynolds.	16
1.5	Distribution verticale des concentrations en sédiment d'après la théorie de Schmidt Rouse.	19
1.6	Différents modes de transport en rivière.	20
1.7	Synthèse des principaux processus conditionnant le transport de sédiments en suspension sur le bassin versant.	23
1.8	Les différents processus d'érosion et leurs conséquences.	24
1.9	Phénomène de splash.	25
1.10	Différents types d'érosion par le ruissellement.	28
1.11	Formation d'une croûte de battance.	30
1.12	Relation entre la résistance au cisaillement du sol et la teneur en eau.	32
1.13	Schéma d'une lave torrentielle et d'un glissement de terrain.	33
1.14	Courbe de Hjülström.	35
1.15	Relation entre le <i>Sediment Delivery Ratio</i> et la taille du bassin versant.	36
1.16	Phénomènes d'hystérésis au cours d'un événement de fort transport solide.	38
1.17	Répartition géographique globale des taux de piégeage des sédiments retenus dans les grands barrages.	39
1.18	Méthode de prédiction des taux de piégeage des flux de sédiments sur des bassins versants anthropisés.	40
1.19	Exemples de relation entre les débits et les concentrations en MES.	42
1.20	Structure d'un neurone artificiel dans un réseau de neurones.	45
1.21	Représentation des processus dans le modèle de Negev.	51
1.22	Réservoirs dans le modèle de Lee et Singh.	52
1.23	Schéma du module érosion de DHSVM.	57

2.1	Localisation des bassins versants d'étude.	66
2.2	MNT des bassins versants de l'Asse et de la Bléone.	69
2.3	Carte géologique des bassins versants de l'Asse et de la Bléone.	70
2.4	Carte de la couverture du sol pour les bassins versants de l'Asse et de la Bléone.	71
2.5	Distribution des débits mensuels spécifiques et des précipitations liquides mensuelles sur le bassin versant de l'Asse.	72
2.6	Distribution des débits mensuels spécifiques et des précipitations liquides mensuelles sur le bassin versant de la Bléone.	73
2.7	Chroniques des débits annuels spécifiques et des cumuls annuels de pluie sur les bassins versants de l'Asse et de la Bléone.	75
2.8	MNT des bassins versants du Ferrand et de la Romanche.	77
2.9	Carte géologique des bassins versants du Ferrand et de la Romanche.	78
2.10	Carte de la couverture du sol pour les bassins versants du Ferrand et de la Romanche.	79
2.11	Distribution des débits mensuels spécifiques et des précipitations mensuelles sur le bassin versant du Ferrand.	80
2.12	Distribution des débits mensuels spécifiques et des précipitations mensuelles sur le bassin versant de la Romanche.	81
2.13	Chroniques des débits annuels spécifiques et des cumuls annuels de pluie sur les bassins versants de du Ferrand et de la Romanche.	82
2.14	MNT du bassin versant de l'Isère.	85
2.15	Carte géologique du bassin versant de l'Isère.	86
2.16	Carte de la couverture du sol pour le bassin versant de l'Isère.	87
2.17	Courbe de tarage de l'Isère à la station de Grenoble Campus.	88
2.18	Distribution des débits spécifiques et des cumuls de pluie mensuels sur le bassin versant de l'Isère.	89
2.19	Méthodes de mesure de la turbidité.	96
2.20	Installation du système de mesure des concentrations en MES à la station de Grenoble Campus.	98
2.21	Schéma du programme d'asservissement de l'ISCO au turbidimètre.	100
2.22	Relations entre concentration en sédiment en suspension et turbidité sur les bassins versants d'étude.	101
2.23	Types d'erreurs lors de la mesure de concentration en MES par prélèvement.	104
2.24	Problèmes liés à l'encrassement du turbidimètre.	105
2.25	Influence de la granulométrie sur la relation concentration-turbidité.	107
2.26	Évolution du diamètre médian au cours de quatre évènements sur l'Isère.	108

2.27	Évolution du pourcentage d'argile, de limon et de sable dans la composition des sédiments en suspension dans l'Isère au cours de quatre évènements.	109
2.28	Variations de la relation concentration-turbidité au cours de deux évènements sur l'Isère. .	110
2.29	Distribution horizontale des concentrations en MES dans la section de l'Isère à Grenoble. .	111
2.30	Profil théorique vertical des concentrations en MES dans la section de l'Isère.	114
3.1	Chroniques des concentrations et des débits sur les bassins de l'Asse et de la Bléone. . . .	122
3.2	Chroniques des concentrations et des débits sur les bassins du Ferrand et de la Romanche. .	123
3.3	Chroniques des concentrations et des débits sur le bassin de l'Isère.	124
3.4	Évènements de fort transport en suspension sur la Bléone liés à des évènements pluvieux généralisés.	128
3.5	Évènement de fort transport en suspension sur le Ferrand lié à un évènement pluvieux généralisé sur le bassin.	130
3.6	Évènements de fort transport en suspension sur l'Asse et sur le Ferrand liés à un orage isolé. .	131
3.7	Évènements de fort transport en suspension sur le Ferrand et sur l'Isère liés à des crues torrentielles.	133
3.8	Cycles de fusion nivale sur les bassins versants du Ferrand et de la Romanche.	136
3.9	Cycles moyens journaliers des concentrations, débits et flux sur les bassins versants d'étude. .	137
3.10	Évènements de fort transport en suspension sur l'Isère liés à des pluies conjuguées à de la fusion nivale.	141
3.11	Évolutions de la relation débit-concentration dans l'espace des phases au cours d'évènements de fort transport en suspension sur les bassins du Ferrand et la Romanche.	143
3.12	Évolutions de la relation débit-concentration dans l'espace des phases au cours d'évènements de fort transport en suspension sur le bassin de la Bléone.	144
3.13	Évolutions de la relation débit-concentration dans l'espace des phases au cours d'évènements de fort transport en suspension sur le bassin de l'Asse.	145
3.14	Fréquences cumulées empiriques des flux journaliers sur les bassins versants d'étude. . . .	148
3.15	Flux mensuels sur les bassins méditerranéens de la Bléone et de l'Asse.	149
3.16	Flux mensuels sur les bassins de haute montagne du Ferrand et de la Romanche.	150
3.17	Flux mensuels sur le bassin pluvio-nival de l'Isère.	151
3.18	Simulations des flux annuels de sédiments avec la formule de Ludwig et Probst.	155
4.1	Flux spécifiques sur les différents bassins versants d'étude du projet Variflux.	170
4.2	Fréquences cumulées des concentrations sur les bassins d'étude.	172
4.3	Évolution du flux de sédiments et des volumes d'eau cumulés sur les bassins de l'Asse et de la Bléone.	176
4.4	Évolution du flux de sédiments et des volumes d'eau cumulés sur le Ferrand et la Romanche. .	177

4.5	Évolution du flux de sédiments et des volumes d'eau cumulés sur le bassin de l'Isère. . . .	177
4.6	Courbes bi-fréquences pour les bassins méditerranéens.	179
4.7	Courbes bi-fréquences pour les bassins de haute montagne.	179
4.8	Courbes bi-fréquences pour le bassin de l'Isère.	179
4.9	Méthode de détection des évènements de fort transport en suspension.	182
4.10	Distribution de l'erreur sur les flux annuels en cas de sous-échantillonnage sur les bassins méditerranéens.	189
4.11	Distribution de l'erreur sur les flux annuels en cas de sous-échantillonnage sur les bassins de haute montagne.	190
4.12	Distribution de l'erreur sur les flux annuels en cas de sous échantillonnage sur l'Isère. . . .	191
4.13	Abaques des incertitudes des flux annuels de MES.	192
4.14	Relation entre la durée moyenne des crues solides et la fréquence d'échantillonnage minimum à adopter.	194
5.1	Flux journaliers sur la période de calage sur les bassins de l'Asse et de la Bléone.	204
5.2	Flux journaliers sur la période de calage sur les bassins du Ferrand et de la Romanche. . .	205
5.3	Relation entre débits et concentrations moyens journaliers.	207
5.4	Schéma conceptuel du modèle hydrologique MORDOR.	212
5.5	Schéma du modèle de transport sédimentaire.	215
5.6	Indice de sensibilité à l'érosion pour les bassins versants d'étude.	217
5.7	Flux journaliers mesurés et simulés sur la période de calage sur les bassins de l'Asse et de la Bléone.	225
5.8	Flux journaliers mesurés et simulés sur la période de calage sur les bassins du Ferrand et de la Romanche.	226
5.9	Flux journaliers mesurés et simulés sur la période de validation sur les bassins de la Bléone et du Ferrand.	232
5.10	Flux journaliers mesurés et simulés pour la crue du 3 mai 2002 sur le bassin versant de la Bléone.	233
5.11	Cumul de pluie journalier spatialisé du 2 mai 2002 sur le bassin versant de la Bléone. . . .	234
5.12	Flux journaliers simulés par le modèle uniforme pour la période d'extension des données sur le bassin versant de l'Asse.	237
5.13	Flux journaliers simulés par le modèle uniforme pour la période d'extension des données sur le bassin versant de la Bléone.	238
5.14	Flux journaliers simulés par le modèle uniforme pour la période d'extension des données sur le bassin versant du Ferrand.	239
5.15	Flux journaliers simulés par le modèle uniforme sur la période d'extension des données sur le bassin versant de la Romanche.	240

5.16	Distributions statistiques des flux journaliers observés et simulés par le modèle uniforme.	242
5.17	Courbes bi-fréquences générées à partir des données observées et simulées.	244
5.18	Distributions des flux mensuels simulées par le modèle uniforme.	246
5.19	Flux spécifiques annuels simulés pour les bassins de l'Asse et de la Bléone.	249
5.20	Flux spécifiques annuels simulés pour les bassins du Ferrand et de la Romanche.	250
5.21	Indices des flux spécifiques annuels sur les bassins versants de l'Asse et de la Bléone.	252
5.22	Indices des flux spécifiques annuels sur les bassins versants du Ferrand et de la Romanche.	253
5.23	Chroniques de pluie, débit et flux journalier de MES sur le bassin de la Bléone au cours de l'été 2004.	256
5.24	Chroniques de pluie, débit et flux journalier de MES sur le bassin du Ferrand au cours de l'été 2002.	257
6.1	Localisation des stations de mesure de concentration de l'Asse et de la Bléone.	284
6.2	Localisation des stations de mesure de concentration du Ferrand et de la Romanche.	285
6.3	Section de mesure sur l'Asse et la Bléone.	286
6.4	Installation des capteurs à la station du Chambon sur la Romanche.	286
6.5	Centile 10% de la distribution de l'erreur pour les simulations d'échantillonnage hebdomadaire et journalier.	293
6.6	Médiane de la distribution de l'erreur pour les simulations d'échantillonnage hebdomadaire et journalier.	294
6.7	Centile 90% de la distribution de l'erreur pour les simulations d'échantillonnage hebdomadaire et journalier.	295
6.8	Description détaillée du modèle MORDOR.	298
6.9	Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé pour la période d'extension des données sur le bassin versant de l'Asse.	305
6.10	Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé pour la période d'extension des données sur le bassin versant de la Bléone.	306
6.11	Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé pour la période d'extension des données sur le bassin versant du Ferrand.	307
6.12	Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé pour la période d'extension des données sur le bassin versant de la Romanche.	308
6.13	Géologie des bassins versants du Ferrand et de la Romanche.	312
6.14	Indice d'érodabilité des différentes couches géologiques des bassins du Ferrand et de la Romanche.	312

Liste des tableaux

1.1	Rapport massique entre le transport par charriage et le transport en suspension.	22
1.2	<i>Sediment Delivery Ratio</i> pour quelques bassins versants.	37
1.3	Pourcentage de sédiments piégés par les grands réservoirs pour quelques grands bassins versants.	41
1.4	Exemples de facteurs pouvant influencer les flux spécifiques pour un bassin versant.	49
2.1	Résumé des conditions hydro-climatiques durant la période d'étude sur les bassins versants.	66
2.2	Paramètres physiques et de sol des bassins d'étude.	67
2.3	Résumé des méthodes de mesure de concentration en rivière.	93
2.4	Résumé des méthodes de mesure par turbidité.	96
2.5	Moyenne et écart type du diamètre médian d_{50} au cours de quatre évènements sur l'Isère.	108
2.6	Classification des sédiments par classes granulométriques.	109
3.1	Disponibilité des données de concentration sur les bassins versants d'étude.	121
3.2	Valeurs extrêmes rencontrées au cours de la période de mesure sur les différents bassins versants d'étude.	125
3.3	Flux annuels de sédiments sur la période d'étude pour les différents bassins d'étude.	126
3.4	Flux spécifiques annuels et débits moyens annuels spécifiques sur le bassin de l'Isère.	153
3.5	Flux spécifiques annuels, débits moyens annuels spécifiques et cumuls annuels de pluie liquide sur les bassins d'étude méditerranéens et de haute montagne.	153
3.6	Flux spécifiques annuels mesurés et simulés par la formule de Ludwig et Probst.	156
4.1	Classement des cours d'eau selon un certain nombre d'indicateurs.	164
4.2	Définitions des indicateurs statistiques.	165
4.3	Valeurs de quelques indicateurs calculés à partir des données horaires pour les bassins versants d'étude.	167
4.4	Indicateurs statistiques pour différents bassins versants français.	168
4.5	Caractéristiques des évènements majeurs de fort transport observés dans la base de données.	182
4.6	Calcul du temps de concentration.	183

4.7	Fréquences utilisées pour les simulations d'échantillonnages discrets.	187
5.1	Disponibilité des données de concentration et répartition des données de calage, validation et extension.	203
5.2	Critères d'évaluation pour un modèle de type corrélation simple.	208
5.3	Coefficients de corrélation multiple, obtenus sur la période de calage, pour les bassins d'étude.	210
5.4	Critères d'évaluation pour un modèle de type corrélation multiple.	211
5.5	Critères d'évaluation calculés sur la période de calage pour les modèles MU et MS de transport solide en suspension.	224
5.6	Indicateurs statistiques calculés à partir des chroniques simulées et observées durant la période de calage.	228
5.7	Critères d'évaluation calculés sur la période de calage pour différents calages admissibles pour les modèles uniforme et spatialisé.	229
5.8	Critères d'évaluation calculés sur la période de validation pour les différents calages admissibles.	230
5.9	Indicateurs calculés sur les chroniques reconstituées par le modèle uniforme avec les trois calages.	241
5.10	Flux annuels spécifiques simulés par le modèle à réservoir et la méthode de Ludwig et Probst.	248
6.1	Description des paramètres du modèle hydrologique MORDOR.	299
6.2	Calage des paramètres du modèle hydrologique MORDOR.	300
6.3	Description des paramètres du modèle de transport solide en suspension.	302
6.4	Calage des paramètres utilisés pour le modèle de transport en suspension uniforme.	303
6.5	Calage des paramètres utilisés pour le modèle de transport en suspension spatialisé.	304
6.6	Indicateurs calculés sur les chroniques simulées par le modèle spatialisé.	309

Liste des abréviations

Abréviation	Signification
BV	Bassin Versant
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
CEMAGREF	Institut de recherche pour l'ingénierie de l'agriculture et de l'environnement
DHSVM	Distributed Hydrology Soil Vegetation Model
EBF	Écart aux courbes Bi-Fréquences
EAM	Écart Arithmétique Moyen
EDF DTG	Électricité De France, Direction Technique Générale
EFM	Écart aux Flux Mensuels
ENSHMG	École Nationale Supérieure de Mécanique et d'Hydraulique de Grenoble
IGA	Institut de Géographie Alpine (Grenoble)
LTHE	Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (Grenoble)
MES	Matière En Suspension
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MS	Modèle Spatialisé
MU	Modèle Uniforme
NS	Efficiencce de Nash
OBS	Optical Backscatter Sensor
ORE	Observatoires de Recherche en Environnement
PIREN Seine	Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'ENvironnement de la Seine
RTM	Restauration des Terrains en Montagne
SEQ eau	Système d'évaluation de la Qualité de l'eau
SHESED	Système Hydrologique Européen SEDiment component
SDR	Sediment Delivery Ratio
SIG	Système d'Information Géographique
STREAMS	Sediment TRansport and Erosion Across MountainS
TSS	Transport Solide en Suspension
heure TU	heure en Temps Universel

USLE	Universal Soil Loss Equation
WEPP	Water Erosion Prediction Project

Introduction générale

Contexte

Les flux de sédiments dans les cours d'eau sont le reflet des processus d'érosion et de transport de particules sur le bassin versant. Dans les torrents, les rivières ou les fleuves, les matériaux arrachés à la croûte terrestre transitent des surfaces continentales vers les océans.

Ce transport sédimentaire est réalisé par différents processus et concerne des matériaux divers. On distingue en particulier le transport des matériaux les plus grossiers (galets ou graviers par exemple) au fond du cours d'eau et le transport en suspension des particules fines (argiles, limons ou sables fins). Ce travail concerne exclusivement le transport en suspension des particules fines et n'abordera pas le transport de fond par charriage et saltation.

Les phénomènes naturels comme les crues, ainsi que l'action de l'homme sur les territoires, participent à la dynamique sédimentaire des cours d'eau. Les aménagements apportés au bassin versant ou la gestion de la ressource en eau doivent alors prendre en compte les flux sédimentaires, tant du point de vue de la qualité que de la quantité des sédiments transportés.

Les Matières En Suspension (MES) constituent un paramètre important dans la qualité des eaux de surface. En effet, les concentrations en MES apparaissent comme un critère important du Système d'Évaluation de la Qualité des eaux (SEQ-Eau). Lorsqu'elles deviennent trop élevées, elles peuvent dégrader les indices de qualité. Si les MES sont une source indispensable à la vie dans les cours d'eau, elles peuvent également avoir des impacts directs sur les écosystèmes aquatiques selon leur concentration et les durées d'exposition de la faune aquatique (Newcombe et Jensen 1996).

De plus, les sédiments présentent une capacité élevée à fixer sur leur surface différents éléments chimiques et à les transporter sur de longues distances. De nombreuses études ont déjà montré

que les flux de carbone fixé sur les MES (carbone particulaire) sont importants aux regards des flux dissous et que les transferts entre les surfaces continentales et les océans doivent être intégrés dans le cycle global du carbone (Meybeck et Vörösmarty 1999; Ludwig *et al.* 1996; Coynel *et al.* 2005; Etcheber *et al.* 2007).

Les MES sont également responsables du transfert des polluants de la surface du bassin versant vers les cours d'eau. Les éléments contaminants d'origine agricole, urbaine ou industrielle, peuvent être fixés sur les sédiments puis sont acheminés vers le réseau hydrographique au cours des processus d'érosion et de transport. Parmi les plus fréquemment observés sur les sédiments en suspension, on peut citer notamment le phosphore (Walling *et al.* 2001; Owens et Walling 2002; Nemery *et al.* 2005), les pesticides et les polluants micro-organiques (Meybeck *et al.* 1998; Warren *et al.* 2003), les PolyChloroBiphényles, PCBs (Meybeck *et al.* 1998; Owens *et al.* 2001), ou encore les Éléments Traces Métalliques, ETM (Foster et Charlesworth 1996; Meybeck *et al.* 1998; Horowitz *et al.* 2001; Meybeck *et al.* 2007). Comprendre la dynamique sédimentaire permet de mieux estimer les flux de pollution sous forme particulaire.

La quantité des sédiments transportés joue également un rôle clef dans la gestion des bassins versants. Bien qu'encore mal connus, les effets morphogènes du transport des particules fines en suspension ne sont pas négligeables dans le lit des cours d'eau. En revanche, leur apport aux estuaires et au deltas est fondamental dans la compréhension de la dynamique du littoral.

L'étude des volumes de sédiments transportés par les cours d'eau est particulièrement importante dans le cadre de la gestion ou de la construction d'ouvrages hydrauliques, notamment dans le cas des retenues d'eau ou des barrages. A l'approche de ces derniers, la diminution des vitesses de l'écoulement entraîne une sédimentation des particules, qui conduit à un envasement progressif des réservoirs (Palmieri *et al.* 2001; Radoane et Radoane 2005; Huffaker et Hotchkiss 2006; Vörösmarty *et al.* 2003; Bouvard 2004). Durant les premières années de mise en service des ouvrages, les taux de piégeage des sédiments peuvent atteindre jusqu'à 80%, entraînant une perte de capacité de stockage de plus de 50% dans certains cas. A l'échelle mondiale, on estime entre 15 et 25% le taux de remplissage des retenues par des sédiments fins (Vörösmarty *et al.* 2003).

Les enjeux économiques et sociaux d'une bonne gestion des retenues d'eau sont primordiaux dans le contexte établi par la Directive Cadre sur l'Eau (DCE 2000), que ce soit pour les ouvrages hydro-électriques, pour l'irrigation ou pour l'eau potable (Palmieri *et al.* 2001; Huffaker et Hotchkiss 2006). L'énergie hydraulique est en effet une source d'énergie renouvelable qui représente aujourd'hui 16% de la production mondiale d'électricité. Elle est considérée comme une source d'énergie efficace, mais la sédimentation et l'envasement des retenues entraînent des pertes de capacité de stockage parfois importantes, contre lesquelles il faut trouver des solutions.

Problématique

Dans ce contexte, il apparaît primordial d'améliorer la gestion des sédiments sur le bassin versant. Celle-ci doit être étudiée et définie de manière globale, à court et à long terme, en tenant compte des conséquences des aménagements sur l'aval des cours d'eau.

Le programme Gestion Intégrée des Sédiments (GIS) d'EDF s'inscrit dans cette démarche. Son objectif est de déterminer des règles de gestion des ouvrages et leur efficacité à long terme, sous des contraintes fonctionnelles, administratives, environnementales et économiques. Elles devront permettre l'écoulement des crues liquides et solides, le respect des directives sur l'environnement (DCE) et le respect des différents usages des cours d'eau, autres que l'hydro-électricité. Ces règles de gestion seront définies à partir de scénarios d'exploitation des ouvrages hydro-électriques et de leurs conséquences à l'amont comme à l'aval.

On dispose malheureusement rarement de longues chroniques (sur une décennie au moins) de mesures fiables de concentration en MES dans les cours d'eau (Walling et Fang 2003). De plus, ces chroniques sont souvent issues de suivis discrets avec des pas de temps parfois mal adaptés (Coynel *et al.* 2004; Moatar *et al.* 2006). Il est alors difficile d'établir des bilans fiables des flux de MES à l'entrée et la sortie des retenues et d'établir l'impact des règles de leur gestion à long terme. On a alors parfois recours à des formules empiriques pour estimer les taux de piégeage dans les retenues (Maneux *et al.* 2001), mais ces relations ne permettent pas d'anticiper les conséquences de nouvelles règles de gestion.

Face à ce manque de données, il convient de développer des outils permettant de simuler de longues chroniques réalistes, afin de tester et de valider différentes règles de gestion et de quantifier leurs effets sur de longues périodes d'utilisation. Néanmoins, ce recours à la modélisation

ne permet pas de s'affranchir de l'acquisition de mesures fiables de concentration. Celles-ci restent indispensables pour alimenter et valider les modèles de transport solide. Elles permettront également d'étudier les mécanismes de production à l'amont et de quantifier les apports de MES et leurs cycles dans le système fluvial. En milieu alpin, il faut en effet s'attendre à observer des flux importants, dus à des concentrations qui peuvent dépasser la dizaine de $g\ l^{-1}$ (Dedkov et Moszherin 1992; Milliman et Syvitski 1992; Lenzi et Marchi 2000; Dumas 2007).

Une bonne connaissance des processus est en effet indispensable en vue d'améliorer la structure et la qualité des modèles. Une fois calibrés et validés, ils deviendront une aide précieuse à la gestion :

- En les utilisant à partir de données historiques mesurées (débits, pluies, températures), les modèles généreront des chroniques de flux de MES réalistes sur de longues périodes. Il sera alors possible de déterminer et de valider des règles de gestion des ouvrages et de quantifier leurs effets sur le long terme.
- En les utilisant à partir des prévisions hydro-météorologiques, ils permettront d'anticiper les flux de MES et d'envisager des actions préventives.

Ce travail de thèse s'inscrit dans cette démarche et se décompose en trois étapes successives : la mesure des flux de MES, la compréhension des processus à l'échelle du bassin versant et finalement la modélisation des flux de MES.

Organisation du mémoire

Ce document est organisé en cinq chapitres :

Le premier chapitre est un état de l'art sur le transport de sédiments dans les rivières. Il justifie le choix de l'étude du transport solide en suspension et présente les différents processus qui le gouvernent sur le bassin versant. Il décrit les différents modes d'érosion, ainsi que les phénomènes de transport des particules. Il comporte également une synthèse des différents modèles utilisés pour reproduire les flux de MES dans les cours d'eau.

Le deuxième chapitre est consacré à la mesure des concentrations en MES en rivière. Les différents bassins versants d'étude et leurs caractéristiques physiques et climatiques sont décrits dans un premier temps. La méthodologie de mesure utilisée sur ces bassins versants est ensuite

présentée et les choix adoptés pour la mesure sont justifiés. Compte tenu des choix technologiques réalisés, quelques éléments de réflexion sur les incertitudes de mesure des flux de MES sont apportés dans la dernière partie.

Le troisième chapitre présente l'étude des processus responsables du transport de MES dans les cours d'eau. Les différents phénomènes hydro-météorologiques conditionnant la production et le transport des particules sur le bassin versant sont identifiés au travers de quelques évènements remarquables. Ce chapitre aborde également la variabilité des flux de MES à différentes échelles temporelles (journalière à annuelle).

Le quatrième chapitre s'attache à décrire la dynamique du transport en suspension dans les cours d'eau à l'aide d'indicateurs statistiques simples définis dans la littérature. Le calcul de ces indicateurs sera à la fois l'occasion de replacer les bassins étudiés dans un contexte plus large, mais également de définir les caractéristiques principales des flux de MES sur les bassins versants étudiés à l'aide de quelques indicateurs pertinents. Ce chapitre présente également une réflexion sur la fréquence d'échantillonnage nécessaire pour établir des bilans sédimentaires fiables à l'échelle du bassin versant.

Le cinquième et dernier chapitre détaille le modèle de transport solide utilisé et les améliorations apportées par notre étude. Les résultats du modèle en calage et validation sont présentés, ainsi que la reconstitution de chroniques de flux non mesurés. Compte tenu du faible nombre d'années de mesures disponibles pour caler et valider le modèle, une attention particulière sera portée à l'analyse des chroniques simulées, de manière à les valider et à pouvoir les considérer comme « réalistes ». Enfin, une analyse critique du modèle est proposée, afin de tenter de déterminer les différentes sources d'incertitudes associées à la modélisation.

1

Le transport de sédiments en rivière :
état des connaissances

A	LE TRANSPORT EN RIVIÈRE	12
A.1	Le charriage	12
A.1.1	Définition	12
A.1.2	Formulation théorique	13
A.1.3	Propriétés	14
A.2	La suspension	15
A.2.1	Définition	15
A.2.2	Vitesse de chute des particules	16
A.2.2.1	Cas d'une particule isolée	16
A.2.2.2	Cas d'une solution réelle	17
A.2.3	Distribution verticale des concentrations en sédiment en suspension dans la colonne d'eau	18
A.3	Le rapport suspension/charriage	19
A.3.1	Conditions d'observation des processus	19
A.3.2	Rapport suspension/charriage en rivière	21
B	ORIGINE ET DEVENIR DES SÉDIMENTS EN SUSPENSION SUR LE BASSIN VERSANT	23
B.1	La production des particules : l'érosion sur les versants	24
B.1.1	L'action de la pluie	25
B.1.1.1	Le splash	25
B.1.1.2	L'érosivité de la pluie	25
B.1.2	L'érosion par le ruissellement	27
B.1.2.1	L'érosion diffuse	28
B.1.2.2	L'érosion concentrée	29
B.1.3	Le rôle de l'état du sol	29
B.1.3.1	La croûte de battance	30
B.1.3.2	Les cycles de gel/dégel	31
B.1.3.3	L'humidité du sol	31
B.1.4	Les mouvements de masse	32
B.1.4.1	Les laves torrentielles	33
B.1.4.2	Les glissements de terrain	34
B.2	Le transport des particules	35
B.2.1	Principe de dépôt/reprise naturel	35

B.2.1.1	Concept de <i>Sediment Delivery Ratio</i>	36
B.2.1.2	Dépôt/reprise et hystérésis	37
B.2.2	Phénomène de dépôt/reprise anthropique	39
C MODÉLISATION DES FLUX DE SÉDIMENTS EN SUSPENSION		
SUR LE BASSIN VERSANT		42
C.1	Modèles statistiques simples	42
C.1.1	A partir de la relation débit-flux ou pluie-flux	42
C.1.2	Corrélation multiple	44
C.1.3	Autres modèles statistiques	45
C.2	Autres modèles	46
C.2.1	Formules empiriques	46
C.2.1.1	L'Universal Soil Loss Equation (USLE)	46
C.2.1.2	La formule de Ludwig et Probst	47
C.2.1.3	La formule de Meyer et Wischmeier	48
C.2.2	Modèles conceptuels à l'échelle du bassin versant	49
C.2.2.1	Le modèle de Negev	49
C.2.2.2	Le modèle de Moore et Clarck	51
C.2.2.3	Le modèle à réservoirs de Lee et Singh	52
C.2.2.4	Le modèle de Gafrej	53
C.2.3	Modèles déterministes	54
C.2.3.1	Le modèle WEPP	54
C.2.3.2	Le modèle SHESED	56
C.2.3.3	Le modèle DHSVM	57
D SYNTHÈSE SUR L'ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE DU TRANS-		
PORT EN SUSPENSION.		58

L'introduction a montré toute l'importance de l'étude du transport sédimentaire en rivière et les enjeux qui en découlent. L'objectif de ce chapitre est de préciser les mécanismes et les processus physiques mis en jeu sur l'ensemble du bassin versant, de la production des sédiments à leur transport dans le lit de la rivière.

La figure 1.1 décrit les différents modes de transport solide observés dans la nature, du transport de sédiments en rivière au glissement de terrain. Nous nous limiterons dans cette étude à la partie du transport solide régie par les lois de l'hydraulique classique.

La première partie de ce chapitre bibliographique présente les deux modes de transport existant dans les cours d'eau : le charriage et le transport des particules fines en suspension. Après avoir considéré l'importance respective de ces deux processus en terme de volumes transités, nous nous intéresserons aux processus qui régissent le transport de sédiments en suspension à l'échelle du bassin versant. La dernière partie de cette introduction bibliographique présente les différentes approches de modélisation des flux de sédiments dans les cours d'eau.

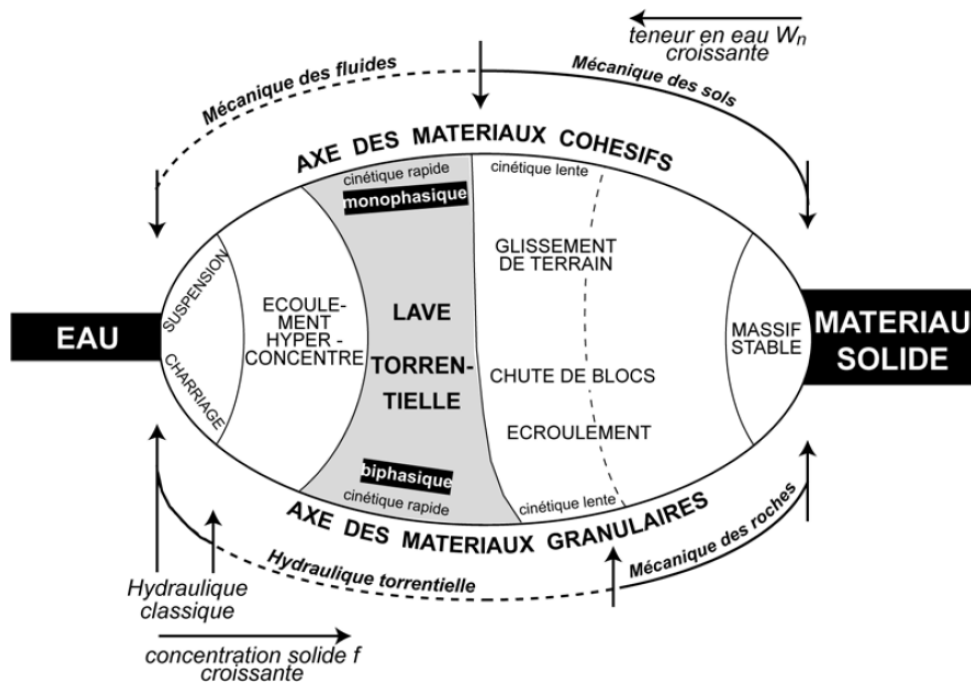


FIGURE 1.1 – Les différents types de transport solide (d'après Meunier 1992).

A Le transport en rivière

Dans les cours d'eau, on distingue essentiellement deux types de transport, chacun régi par une dynamique propre (figure 1.2) :

- * le charriage : il transporte les éléments les plus grossiers près du fond, par roulement, voire par des petits sauts.
- * la suspension : ce mode de transport concerne les éléments les plus fins, qui sont maintenus en suspension dans la colonne d'eau sous l'effet de la turbulence.

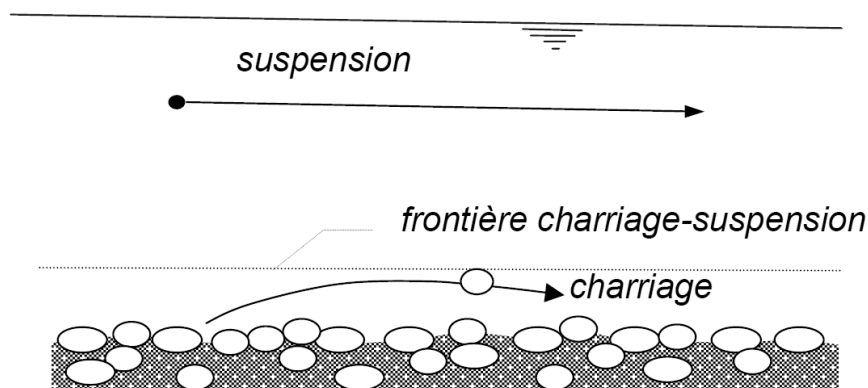


FIGURE 1.2 – Schématisation des processus de transport par charriage et de transport en suspension.

A.1 Le charriage

A.1.1 Définition

Le charriage désigne le transport sur le fond du lit d'éléments non cohésifs (figure 1.2). Les éléments transportés subissent des forces de traînée et de portance induites par l'écoulement et la gravité (figure 1.3a). Lorsque les conditions sont réunies (*cf.* paragraphe suivant), ces éléments se mettent en mouvement par glissement ou par roulement, tout en restant en contact avec le lit de la rivière. Les sédiments concernés sont en général les plus grossiers : sables, graviers, galets, voire blocs.

A.1.2 Formulation théorique

Au fond du lit de la rivière, une particule sédimentaire est soumise à des forces antagonistes : son poids et le frottement au sol tendent à stabiliser la particule, alors que la poussée d'Archimède et les forces de portance et de traînée tendent à mettre la particule en mouvement (figure 1.3a).

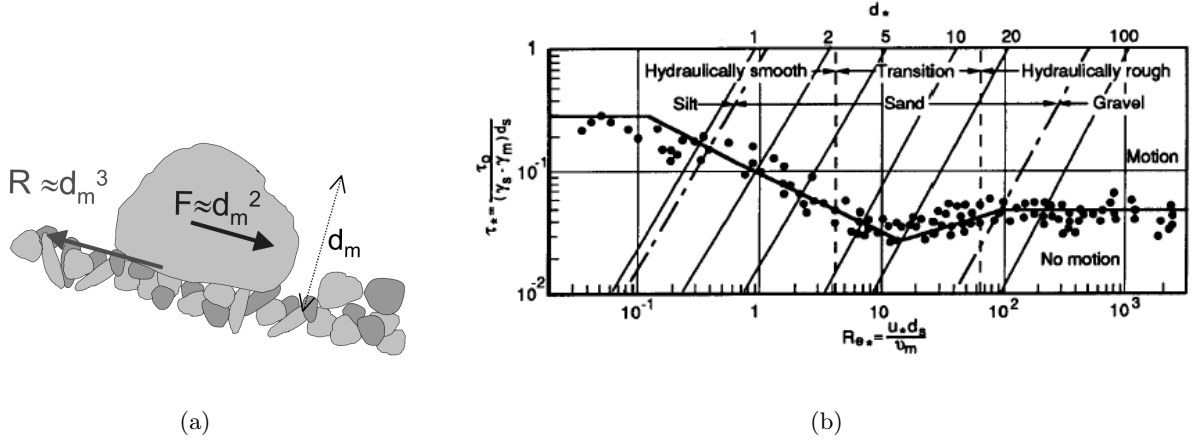


FIGURE 1.3 – Bilan des forces appliquées sur un galet dans le lit d'un cours d'eau (a) et courbe de Shields définissant la contrainte de cisaillement adimensionnelle limite de mise en mouvement d'un galet τ_c^* en fonction du nombre de Reynolds de grain Re^* (b).

La force exercée par l'écoulement F et le frottement au sol R sur un galet, s'écrivent :

$$\begin{aligned}
 F &= \alpha_1 \cdot \rho_e \cdot u^{*2} \cdot d_m^2 \\
 \text{et} \quad R &= (P - A) \cdot C_f = \alpha_2 \cdot C_f \cdot (\rho_s - \rho_e) \cdot d_m^3
 \end{aligned}
 \tag{1.1}$$

où d_m est le diamètre moyen de la particule,

ρ_s et ρ_e sont respectivement les masses volumiques du matériau solide et de l'eau,

C_f est le coefficient de traînée de la particule,

P et A sont respectivement le poids et la poussée d'Archimède exercés sur le galet,

$u^{*2} = g \cdot h \cdot \sin(\theta)$ est la vitesse de frottement (h et θ étant la hauteur d'eau et la pente du cours d'eau et g l'accélération de la pesanteur),

α_1 et α_2 sont des constantes.

La particule se met en mouvement lorsque l'équilibre devient instable, c'est à dire si la force d'entraînement est supérieure à la résistance. L'inéquation $F \geq R$ prend la forme :

$$\frac{\tau_0}{g \cdot (\rho_s - \rho_e) \cdot d_m} \geq \frac{C_f \cdot \alpha_2}{\alpha_1} \quad (1.2)$$

où τ_0 est la contrainte de frottement au fond ($\tau_0 = \rho_e \cdot u^{*2}$).

Le deuxième membre de cette inéquation est fonction du nombre de Reynolds de grain de la particule, $Re^* = \frac{u^* \cdot d_m}{\nu}$ (ν est la viscosité cinématique du fluide), si bien qu'en posant $\tau^* = \frac{\tau_0}{g \cdot (\rho_s - \rho_e) \cdot d_m}$, on obtient la condition suivante de mise en mouvement :

$$\tau^* \geq f(Re^*) \quad (1.3)$$

La fonction f est déterminée par la courbe de Shields (figure 1.3b). Celle-ci a été obtenue expérimentalement et enrichie au cours des dernières années. Elle sépare le plan (Re^*, τ^*) en deux parties distinctes : une zone de mouvement de la particule, où τ^* est supérieure à une contrainte critique τ_c^* et une zone de repos, où $\tau^* < \tau_c^*$.

A.1.3 Propriétés

Un certain nombre de propriétés découlent de cette description physique du processus :

- (i) Le charriage est un phénomène à seuil : la particule est mise en mouvement lorsque la contrainte adimensionnelle est supérieure à une valeur critique τ_c^* .
- (ii) Il s'agit d'un phénomène épisodique, qui se produit lorsque les conditions hydrauliques le permettent.
- (iii) Il est lié à la capacité de transport du cours d'eau et à son énergie. Le charriage relève de l'équilibre entre capacité de transport de la rivière et la quantité de matériaux mobilisables.
- (iv) Le charriage est en constante interaction avec le lit mineur. Il va ainsi le façonner et apparaît donc comme un processus morphogène du lit de la rivière.
- (v) Ce phénomène est en réalité bien plus complexe que la théorie présentée ci-dessus. Par exemple, la granulométrie du lit de la rivière est en générale étendue et des phénomènes de pavage peuvent apparaître (protection du lit par une couche de galets difficilement mobilisables).

La mesure du charriage en rivière s'avère assez difficile à réaliser : des pièges à sédiments, des échantillonneurs de type « *Helley Smith* » (Meunier *et al.* 2006), un suivi des particules par transpondeurs passifs (PIT tags, Lamarre *et al.* 2005) ou des mesures acoustiques à l'hydrophone (Belleudy *et al.* 2008) peuvent être déployés. Néanmoins, toutes ces procédures présentent des inconvénients et peuvent s'avérer imprécises ou très compliquées à mettre en oeuvre dans les cours d'eau. De plus, les interactions avec la végétation ou la complexité du lit fluvial (*e.g.* lit en tresses, à bras multiples) rendent difficile l'étude du phénomène en milieu naturel. C'est pourquoi, compte tenu de la complexité de la physique mise en jeu, il est courant d'étudier le charriage en canal, de manière à maîtriser un certain nombre de paramètres. La transcription des résultats obtenus en laboratoire vers le milieu naturel peut cependant s'avérer par la suite délicate à mettre en oeuvre.

A.2 La suspension

A.2.1 Définition

Le transport en suspension concerne les éléments plus fins placés dans un écoulement turbulent. En eau calme, les particules tombent sous l'action de leur poids à une vitesse w_c appelée vitesse de chute d'une particule. Lorsque la composante verticale de la vitesse d'écoulement u_z est supérieure à la vitesse de chute, la particule est mise en suspension et se déplace à la vitesse de l'écoulement (figure 1.2).

Contrairement au charriage, la suspension n'est pas limitée par la capacité de transport du cours d'eau. Les particules en suspension transitent de l'amont vers l'aval dans le lit de la rivière, sauf en cas de forte perturbation de l'écoulement comme des retenues ou des lacs (*cf.* Introduction). Les particules en suspension vont peu interagir avec le lit du cours d'eau et donc peu affecter sa morphologie.

On se reportera au Chapitre 2 pour plus de détails concernant la mesure des concentrations en Matières En Suspension (notées MES par la suite).

Le transport en suspension est essentiellement contraint par deux phénomènes :

- * la turbulence de l'écoulement.
- * la vitesse de chute des particules.

A.2.2 Vitesse de chute des particules

A.2.2.1 Cas d'une particule isolée

La vitesse de chute d'une particule est définie par sa vitesse de sédimentation dans une colonne d'eau au repos. Cette vitesse résulte de l'équilibre entre l'action de la gravité (poids et poussée d'Archimède) et les forces de frottement exercées par le fluide sur la particule au cours de son mouvement. Dans le cas d'une particule sphérique, ces forces s'écrivent :

$$G = g (\rho_s - \rho_e) \frac{\pi d^3}{6} \quad \text{action de la gravité} \quad (1.4a)$$

$$F = C_D \frac{\pi d^2}{4} \frac{\rho_e w_c^2}{2} \quad \text{force de frottements} \quad (1.4b)$$

où d est le diamètre de la particule,

w_c la vitesse de chute de la particule,

C_D le coefficient de frottement de la particule.

L'équilibre des forces de gravité et de frottement permet de définir la vitesse de chute de la particule w_c par :

$$w_c^2 = \frac{4}{3} \frac{1}{C_D} \frac{\rho_s - \rho_e}{\rho_e} g d \quad (1.5)$$

La valeur du coefficient C_D peut être définie en fonction du nombre de Reynolds $Re = \frac{w_c d}{\nu}$ (figure 1.4)

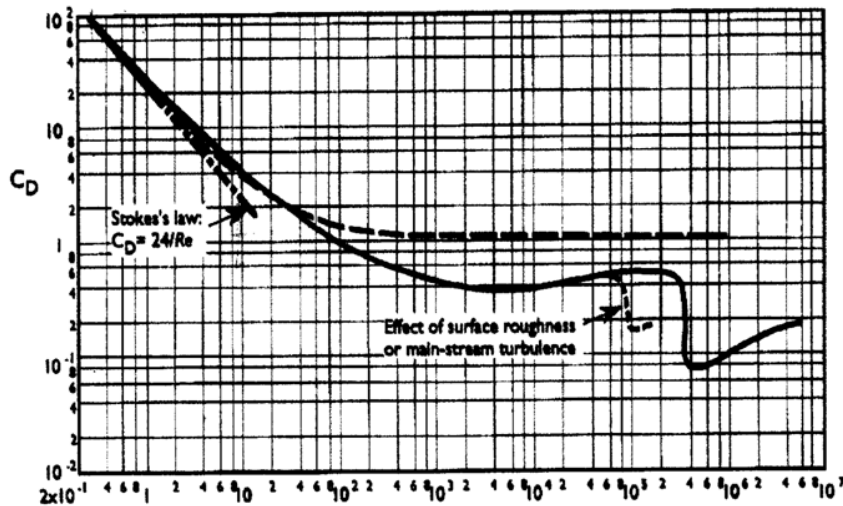


FIGURE 1.4 – Valeurs du coefficient de frottement d'une sphère dans un écoulement en fonction du nombre de Reynolds (définies empiriquement).

- * si $Re < 0.4$, les forces d'inertie sont négligeables devant les forces de viscosité. C'est le régime de Stokes :

$$C_D = \frac{24}{Re}$$

- * si $Re > 10^3$, les forces de viscosité deviennent négligeables devant les forces d'inertie. Le coefficient C_D est alors constant :

$$C_D = 0.45$$

- * si $0.4 < Re < 10^3$, on se situe dans une zone de transition. On utilise des formules empiriques du type :

$$C_D = \frac{24}{Re} \left(1 + \frac{3}{16} Re \right)$$

A.2.2.2 Cas d'une solution réelle

De nombreuses études ont montré l'importance de la concentration dans la formulation de la vitesse de chute d'une particule (Chien et Zhaohui 1999). En rivière, compte tenu du faible diamètre des particules (de l'ordre de 10 à 100 μm), on peut supposer qu'on se situe dans le régime d'écoulement de Stokes. L'influence de la concentration sur la vitesse de chute des particules a été mise en évidence par des expériences en laboratoire et des formules empiriques ont été établies. La vitesse de chute d'une particule w_c dans une solution de concentration en sédiment C_s est souvent exprimée en fonction de la vitesse de chute d'une particule isolée w_0 :

- * Pour les faibles concentrations, on trouve des formules de la forme :

$$\frac{w_0}{w_c} = 1 + k \frac{d}{s} \quad \text{avec} \quad \frac{d}{s} = 1.24 C_s^{1/3} \quad (1.6)$$

La valeur du coefficient k peut varier entre 0.7 et 2.25 selon les études (Chien et Zhaohui 1999).

- * Pour les fortes concentrations :

$$\frac{w_c}{w_0} = \frac{\mu_0}{\mu} (1 - C_s)^2 \quad \text{avec} \quad \frac{\mu_0}{\mu} = 1 + \frac{3}{\frac{1}{C_s} - \frac{1}{0.52}} \quad (1.7)$$

où μ_0 est la viscosité dynamique de l'eau claire et μ la viscosité dynamique de la suspension.

A.2.3 Distribution verticale des concentrations en sédiment en suspension dans la colonne d'eau

La distribution verticale des concentrations dans la colonne d'eau résulte de l'équilibre entre les vitesses verticales induites par la turbulence de l'écoulement et les vitesses de chute des particules. On se propose ici de définir le profil vertical de concentration en sédiment dans un écoulement turbulent à partir de l'équation de convection dispersion selon la verticale.

$$Cs(z) w_c + \epsilon_z \frac{\partial Cs}{\partial z} = 0 \quad (1.8)$$

où Cs est la concentration en sédiment,
 w_c la vitesse de chute des particules,
 ϵ_z est le coefficient de mélange des sédiments.

Ce coefficient ϵ_z peut être assimilé au coefficient de diffusion turbulente selon la verticale de l'écoulement. Dans la théorie classique de Rouse, on suppose que ϵ_z présente une distribution parabolique selon la verticale :

$$\epsilon_z = \kappa u^* h \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad (1.9)$$

où $\kappa = 0.4$ est la constante de Von Karman,
 u^* est la vitesse de frottement de l'écoulement,
 h est la hauteur d'eau de l'écoulement,
 z est la position dans la colonne d'eau.

Par intégration de l'équation 1.8, on obtient le profil de concentration suivant (figure 1.5) :

$$\frac{Cs(z)}{Cs(a)} = \left(\frac{h-z}{z} \frac{a}{h-a}\right)^Z \quad (1.10)$$

où $Z = \frac{w}{0.4 \cdot u^*}$ est le nombre de Schmidt Rouse,
 a est une hauteur de référence dans la colonne d'eau,
 $Cs(a)$ la concentration en ce point.

Lorsque le point a est situé suffisamment proche du fond, on obtient le profil de concentration sur l'ensemble de la colonne d'eau. Néanmoins, une importante limitation apparaît dans cette formulation : la concentration en surface est nulle. Bien que les concentrations tendent à

des matériaux transportables. De nombreuses études (Cheng et Chiew 1999; van Rijn 2007a; van Rijn 2007b) ont montré que le rapport $\frac{u^*}{w_c}$ permet de déterminer le mode de transport des particules (figure 1.6).

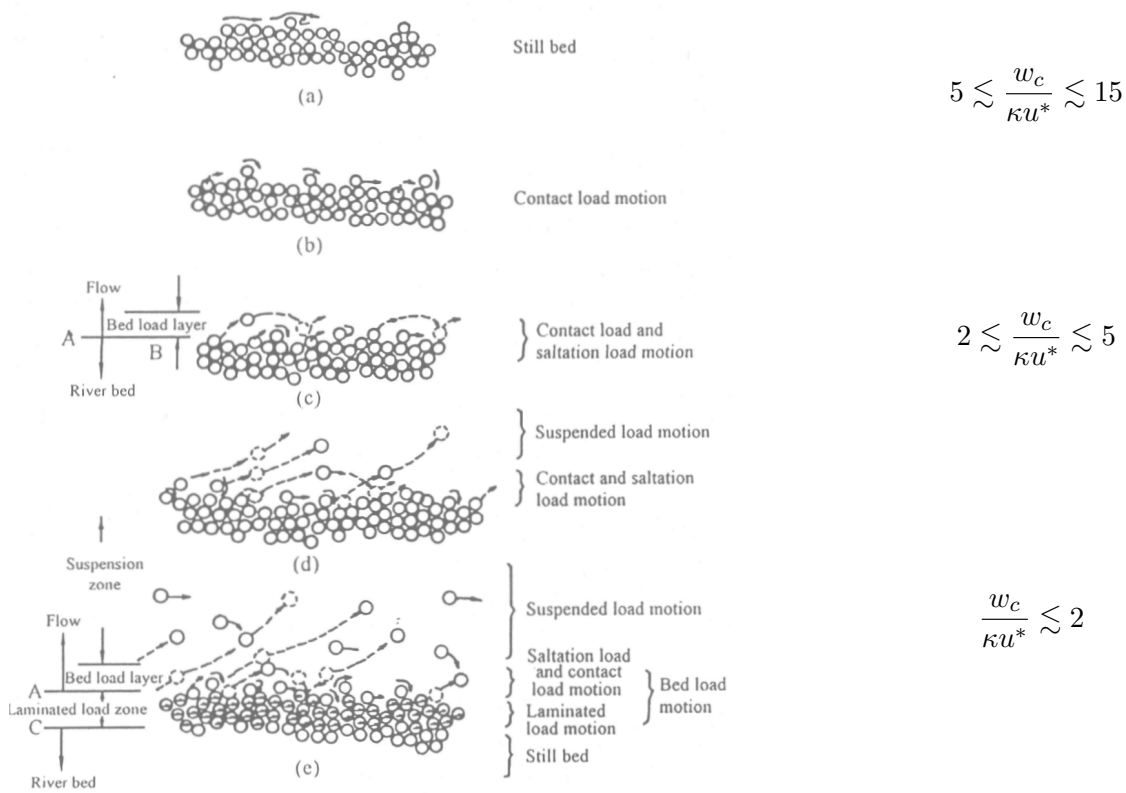


FIGURE 1.6 – Différents modes de transport en rivière (d’après Chien et Zhaohui 1999) et ordre de grandeur du nombre de Rouse ($\frac{w_c}{\kappa u^*}$) pour lesquels ces phénomènes sont observés.

Dans le cas où les conditions sont réunies pour observer une suspension (figure 1.6), il est possible de décrire plus finement le processus, toujours à partir du nombre de Rouse Z . D’après van Rijn (2007b), on peut classer le phénomène de suspension en quatre classes :

- * $Z = 5$: la suspension ne se développe que près du fond ($z < 0.1h$).
- * $Z = 2$: on observe des particules en suspension sur la moitié de la colonne d’eau.
- * $Z = 1$: des particules en suspension sont présentes dans toute la colonne d’eau.
- * $Z = 0.1$: la suspension est uniforme dans la colonne d’eau.

Ces considérations sont en général issues d’expériences en laboratoire et il n’est pas toujours évident de les transposer en milieu naturel. Les paramètres u^* et w_c peuvent en effet s’avérer difficiles à évaluer dans un cours d’eau.

A.3.2 Rapport suspension/charriage en rivière

La proportion entre transport par charriage et par suspension peut varier d'un bassin versant à l'autre, mais également d'un événement à un autre au sein du même bassin versant (tableau 1.1). Pour tous les bassins versants, le transport en suspension représente plus de 50% des exportations de matériaux. Pour les grands fleuves de plaines, le pourcentage de matériaux transportés par suspension peut dépasser 85% (Walling et Webb 1987; Asselman 2000; Vericat et Batalla 2006). Même si le charriage semble prendre une place plus importante dans les petits bassins versants montagneux, le transport en suspension demeure le processus dominant en terme de volume de matériaux transportés (tableau 1.1).

Pour l'Arnas en Espagne et le Rio Cordon en Italie, un certain nombre d'événements ont permis de mettre en évidence la variabilité temporelle du rapport suspension/charriage sur un même bassin versant. Pour l'Arnas, le pourcentage des sédiments exportés par suspension varie entre 49% et 89% selon les crues considérées (Lana-Renault et Regues 2007), tandis que sur le Rio Cordon certains événements ne présentent quasiment que du charriage (seulement 16% de suspension) ou uniquement de la suspension (Lenzi *et al.* 2003; Lenzi et Marchi 2000).

Même si le ratio instantané suspension/charriage à l'échelle de l'événement de crue peut s'avérer très variable d'un événement à l'autre, le transport en suspension présente une contribution majeure lorsque l'on considère les volumes de matériaux exportés par le bassin versant sur un cycle hydrologique complet. L'étude des flux de MES est donc prépondérante lorsque l'on s'intéresse à la gestion des volumes de matériaux transités dans les cours d'eau en terme de qualité des eaux, d'envasement des retenues ou de transport de polluants.

TABLEAU 1.1 – Rapport massique entre le transport par charriage et le transport en suspension dans plusieurs bassins versants de taille et de type variés dans le monde.

Rivière	Type de bassin versant	Taille du bassin versant	Pourcentage de suspension	Étude
Rivières de plaines en Allemagne	Plaines	Variable	85%	Asselman (2000)
Rivières de plaines au Royaume Uni	Plaines	Variable	70 à 95%	Walling et Webb (1987)
Ebro (Espagne)	Plaine	85 000 km ²	99%	Vericat et Batalla (2006)
Arnas (Espagne)	Montagne	2.8 km ²	66% ⁽¹⁾	Lana-Renault et Regues (2007)
Rio Cordon (Italie)	Montagne	5 km ²	67% ⁽²⁾	Lenzi <i>et al.</i> (2003)
Marsyandi (Himalaya)	Montagne	4 800 km ²	67%	Pratt-Sitaula <i>et al.</i> (2007)
Yukon (Himalaya)	Montagne	85 000 km ²	90%	Chikita <i>et al.</i> (2002)
Agly (France)	Méditerranéen	1 045 km ²	99%	Serrat (1999)
Laval (France)	Méditerranéen	0.86 km ²	75% ou 67% ⁽³⁾	Mathys (2002)
Arc (France)	Montagne	1 957 km ²	79%	Marnesy (2006)
(1) moyenne sur 9 épisodes				
(2) moyenne sur 16 épisodes				
(3) moyenne durant les périodes de transport important et moyenne sur la période de mesure totale				

B Origine et devenir des sédiments en suspension sur le bassin versant

versant

Les sédiments que l'on observe à l'exutoire d'un bassin versant proviennent de l'érosion des pentes du bassin puis du transport des particules (figure 1.7). On peut généralement distinguer l'érosion et le transport des particules observés :

- (i) sur les pentes du bassin versant,
- (ii) dans le lit de la rivière et de ses affluents.

La description des phénomènes érosifs à l'échelle de la parcelle peut être réalisée de manière déterministe, en décrivant les processus physiques mis en jeu à l'échelle de la particule. En revanche, le transfert à l'échelle du bassin versant est assez compliqué à mettre en oeuvre. Si les processus élémentaires restent les mêmes, la variabilité spatiale des sols et des processus hydro-climatiques rendent difficile la description distribuée des processus à cette échelle.

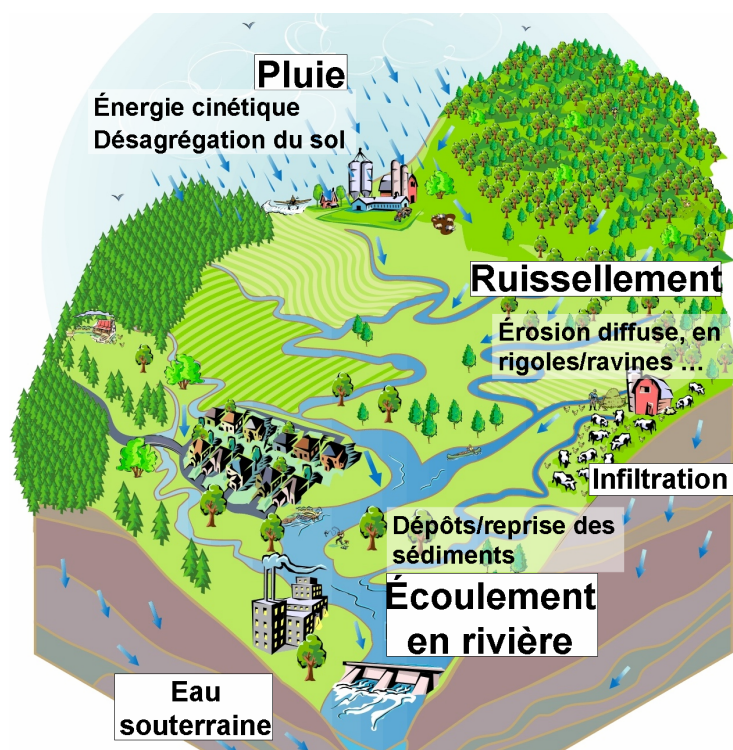


FIGURE 1.7 – Synthèse des principaux processus conditionnant le transport de sédiments en suspension sur le bassin versant.

B.1 La production des particules : l'érosion sur les versants

Deux agents principaux sont généralement décrits comme moteurs de l'érosion des sols : la pluie et le ruissellement (Moss *et al.* 1979; Leguedois 2003; Kinnell 2005; Nord 2006). Les différents processus de détachement et d'exportation des particules sont bien décrits par Kinnell (2005) :

1. le détachement et le transport par l'impact des gouttes de pluie (RD-ST : rainfall detachment (RD) and splash transport (ST)),
2. le détachement par les gouttes de pluie et le transport par l'écoulement agité par les gouttes de pluie (RD-RIFT : rainfall detachment (RD) and rainfall-induced flow transport (RIFT)),
3. le détachement par l'impact des gouttes de pluie et le transport par l'écoulement (RD-FT : rainfall detachment (RD) and flow transport (FT)),
4. l'arrachement par l'écoulement et le transport par l'écoulement (FD-FT : flow detachment (FD) and flow transport (FT)).

Cette classification des processus résume bien les différentes situations illustrées par la figure 1.8.

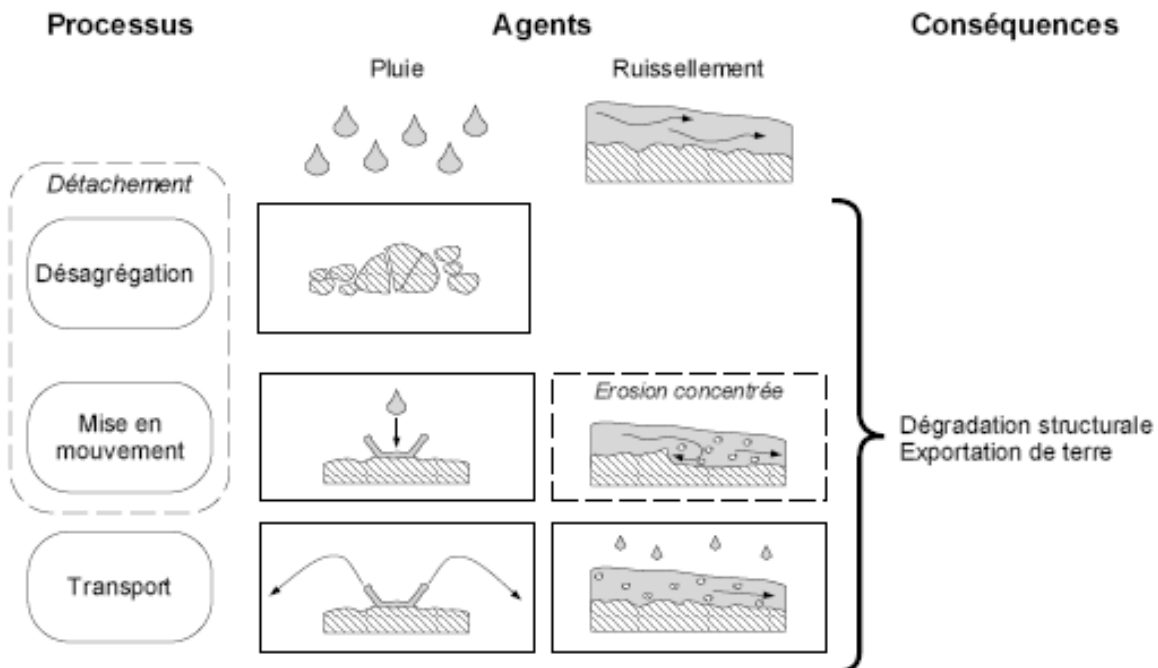


FIGURE 1.8 – Les différents processus d'érosion et leurs conséquences (d'après Leguedois 2003).

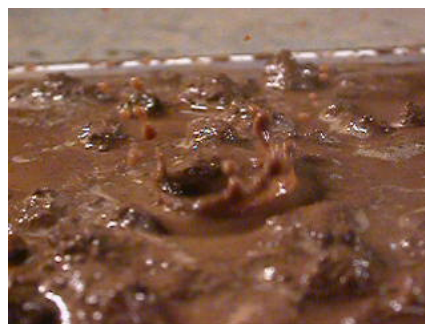
B.1.1 L'action de la pluie

B.1.1.1 Le splash

Le splash est directement lié à l'impact d'une goutte de pluie sur le sol (Leguedois 2003; Kinnell 2005). Après déformation de la goutte d'eau, des gouttelettes d'eau sont éjectées de la surface (figure 1.9a) puis transportées radialement autour du point d'impact (figure 1.9b). Lorsque l'énergie cinétique de la goutte est suffisante, les agrégats de sol peuvent être désagrégés et transportés radialement autour du point d'impact. C'est ce rejaillissement d'eau et de sol qui est communément désigné par le terme de *splash*. Si les distances de transport sont généralement faibles, de l'ordre de la dizaine de centimètres d'après Leguedois (2003), le splash produit des particules de sol qui seront par la suite facilement exportables.



(a)



(b)

FIGURE 1.9 – Rejaillissement du sol et de l'eau suite à l'impact d'une goutte d'eau ou effet splash (d'après Leguedois 2003). Photos : Pierre-Olivier Cochard.

B.1.1.2 L'érosivité de la pluie

On désigne généralement par *érosivité* le potentiel érosif de la pluie. L'intensité et les caractéristiques des gouttes, comme leur taille et leur vitesse, sont souvent décrites comme les paramètres principaux influençant l'érosivité (Erpul *et al.* 2002; Kinnell 2005). Le potentiel érosif d'une goutte d'eau de masse m tombant à la vitesse v est en effet directement lié à son énergie cinétique $e = \frac{1}{2} m v^2$.

Il faut ensuite déterminer l'érosion produite par une goutte à partir de son énergie cinétique. Kinnell (2005) propose une formulation générale du détachement de sol sous l'impact d'une goutte :

$$D_r = k_d (e - e_c)^b \quad \text{si } e \geq e_c \quad (1.13a)$$

$$D_r = 0 \quad \text{si } e \leq e_c \quad (1.13b)$$

où D_r est la quantité de sol détachée par une goutte d'eau,

e_c est le seuil d'énergie cinétique de détachement (lié au type, à l'humidité et à l'état de surface du sol),

k_d un coefficient de détachement du sol et b un paramètre empirique.

Le transfert d'échelle entre érosivité d'une goutte et érosivité d'une pluie sur une surface se révèle assez compliqué. Les paramètres du sol (géologie, couverture, humidité et état de surface) peuvent varier spatialement sur la zone considérée. C'est pourquoi des auteurs ont tenté de définir des relations empiriques ou des modèles simples pour définir le taux de détachement lié à une pluie (Wischmeier et Smith 1978; Gilley et Finkner 1985; Sharma *et al.* 1993).

L'énergie cinétique d'une pluie est définie comme la somme des énergies cinétiques de l'ensemble des gouttes de pluie (équation 1.14a) ou peut être calculée à l'aide de formules empiriques (équation 1.14b et 1.14c) :

$$E = \frac{1}{2} \rho S \int_0^T I(t) \int_0^{\theta_{max}} P(\theta, t) v(\theta)^2 d\theta dt \quad (\text{Masson 1980}) \quad (1.14a)$$

$$E = 13.32 + 9.78 \log(I) \quad (\text{Wischmeier et Smith 1978}) \quad (1.14b)$$

$$E = \alpha (1 - \beta e^{-\gamma I}) \quad (\text{Kinnell 1981}) \quad (1.14c)$$

où E est l'énergie cinétique de la pluie,
 I est l'intensité de la pluie,
 T et S sont la durée et la localisation de la pluie,
 α, β, γ sont des constantes empiriques,
 θ est le diamètre des gouttes,
 $P(\theta)$ est la distribution statistique de la taille des gouttes,
 $v(\theta)$ est la vitesse de chute des gouttes.

Le calcul du taux de détachement spécifique D induit par une pluie sur une surface donnée S s'obtient alors par la somme de l'érosion de toutes les gouttes :

$$D = k_s E_x f(s_g) \quad (1.15)$$

où $f(s_g)$ est une fonction de la pente,
 k_s est un coefficient global de détachement du sol (fonction de k_d et de l'état du sol),
 E_x est l'énergie cinétique de la pluie, calculée comme la somme des énergies cinétiques des gouttes sur la surface considérée S (équation 1.16), ou en utilisant la formulation globale de l'énergie cinétique d'une pluie (équation 1.14).

$$E_x = \sum_{i=1}^n (e_i - e_c)^b \quad (1.16a)$$

$$\text{ou } E_x = E - E_c \quad (1.16b)$$

où n est le nombre de gouttes tombées sur la surface considérée S ,
 E_c est le seuil d'énergie cinétique de détachement (lié au type, à l'humidité et à l'état de surface du sol de la zone considérée).

B.1.2 L'érosion par le ruissellement

L'écoulement d'une lame d'eau et les contraintes associées sont les moteurs principaux de l'érosion. Les écoulements de surface apparaissent sur un versant lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol (ruissellement dit *hortonien*) ou que le sol saturé refuse l'infiltration. Le ruissellement peut entraîner les particules libres à la surface du sol, mais il est également en mesure de rompre des agrégats de sol et de les transporter.

Le détachement et le transport des sédiments par le ruissellement sont essentiellement contraints par la pente, la vitesse et la hauteur de l'écoulement (Gimenez et Govers 2002). En général, ces paramètres sont combinés pour former des paramètres hydrauliques (Gimenez et Govers 2002) :

- contrainte ou force de cisaillement (*shear stress*)
- vitesse de cisaillement (*shear velocity*)
- puissance de l'écoulement (*stream power*)

Il existe deux types d'érosion associés au ruissellement : l'érosion diffuse et l'érosion concentrée (figure 1.10a). L'étude de la transition entre érosions diffuse et concentrée, gouvernée par les paramètres hydrauliques de l'écoulement, est importante : leurs effets en terme d'érosion ne sont pas les mêmes, l'érosion concentrée ayant un pouvoir érosif bien plus important.

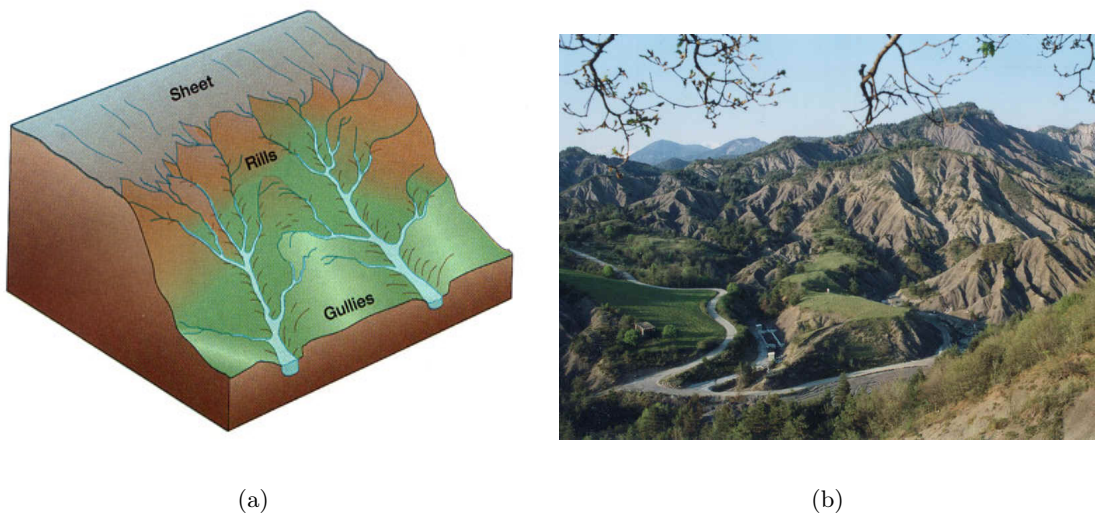


FIGURE 1.10 – Différents types d'érosion par le ruissellement : érosion diffuse (*sheet*), en rigoles (*rills*) et en ravines (*gullies*) (a). Illustration de l'érosion en rigoles et en ravines sur le bassin versant expérimental de l'ORE de Draix (Alpes de Hautes Provence, photo du Cemagref) (b).

B.1.2.1 L'érosion diffuse

Ce type d'érosion est lié à une lame d'eau répartie sur une grande surface (figure 1.10). Les incisions qui découlent de l'érosion diffuse (*interill erosion* ou *sheet erosion*) ne dépassent pas le centimètre. En général, l'écoulement ne présente pas une grosse capacité à éroder le sol. Néanmoins, ce phénomène est généralement très étendu spatialement et, bien que peu spectaculaire, n'en demeure pas moins important en terme d'érosion. De plus, le ruissellement apparaît ici comme un vecteur de transport des particules détachées par la pluie (Bryan 2000; Kinnell 2005). Le lessivage de la couche superficielle de sol de manière uniforme peut entraîner une forte expor-

tation de la matière organique, des nutriments et des polluants présents dans cette épaisseur de sol (Pardini *et al.* 2003; Faucette *et al.* 2004).

Il est à noter également que cette lame d'eau peut avoir deux conséquences antagonistes sur le détachement : dans une certaine mesure, elle diminue la cohésion du sol et favorise le détachement, mais lorsqu'elle devient trop importante, elle protège le sol du phénomène de splash, principal vecteur de détachement des particules (Bryan 2000).

B.1.2.2 L'érosion concentrée

Au delà de certaines valeurs des paramètres hydrauliques (contrainte ou vitesse de cisaillement, puissance de l'écoulement, pente, humidité), des rigoles ou des ravines peuvent se former (figure 1.10b, Bryan 2000). On parle alors d'érosion concentrée (*rill erosion*). Lorsqu'elles se forment, la concentration de l'écoulement lui confère la possibilité d'arracher et de transporter des fragments de sol. Selon les conditions d'écoulement, on voit apparaître :

- * des rigoles ou des chenaux (*rill*) de quelques centimètres de profondeur. Ces rigoles se dessinent lorsque les conditions hydrauliques dépassent des valeurs limites. L'impact des gouttes de pluie diminue tandis que le potentiel érosif de la lame d'eau augmente.
- * des ravines (*gullies*) de profondeur variable de 0.3 à 30 m. Le ruissellement concentré en ravines présente une très forte capacité de transport et d'érosion. L'impact des gouttes de pluie devient négligeable. C'est l'écoulement qui arrache et transporte les matériaux.

A ces processus d'érosion dans des rigoles ou en ravines, on peut ajouter un cas particulier d'érosion concentrée : celle qui a lieu directement dans le lit de la rivière. La puissance de l'écoulement, particulièrement en période de crue, peut en effet effectuer à la fois un travail de sapement des berges (jusqu'à leur effondrement éventuel), mais également arracher dans le lit de la rivière des particules disponibles, que les écoulements hors crue ne parvenaient pas à mobiliser.

B.1.3 Le rôle de l'état du sol

Outre les paramètres hydrauliques du ruissellement et les caractéristiques de la pluie, l'état du sol joue un rôle extrêmement important dans les processus d'érosion. Les phénomènes d'arrachement d'agrégats sont en effet très dépendants de l'état de cohésion du sol qui définit la résistance au cisaillement (*shear strength*).

B.1.3.1 La croûte de battance

La relation entre la structure du sol et les flux de particules est fortement rétroactive. Si l'état de la surface du sol joue un rôle important pour le processus d'érosion, ce dernier modifie l'état de surface sur les premiers millimètres.

Le retrait d'une fine couche de sol semble être la conséquence la plus évidente de l'érosion, mais la formation d'une croûte de battance (figure 1.11) peut également être observée après un évènement érosif. La formation de particules plus fines puis leur redistribution sous l'effet du splash et du ruissellement peut en effet entraîner la fermeture de la surface du sol, les particules les plus fines venant combler les pores libres. Dans un deuxième temps, après l'arrêt de la pluie et la disparition de l'eau résiduelle en surface, les fines particules sédimentent sur le versant, générant une croûte de battance (Boiffin 1984). Ce phénomène est généralement la conséquence d'une succession d'évènements pluvieux avec des périodes intermédiaires sèches.

Les propriétés hydromécaniques de cette couche de sol peuvent être très différentes de l'état initial du sol et variables au cours du processus de formation d'une croûte de battance. La conductivité hydraulique et la cohésion sont modifiées (Cerdan *et al.* 2002; Cerdan *et al.* 2002; Le Bissonnais *et al.* 2005). Les taux d'infiltration diminuent fortement (Boiffin 1984; Cerdan *et al.* 2002; Le Bissonnais *et al.* 2005), entraînant généralement l'amplification du ruissellement de type hortonien.

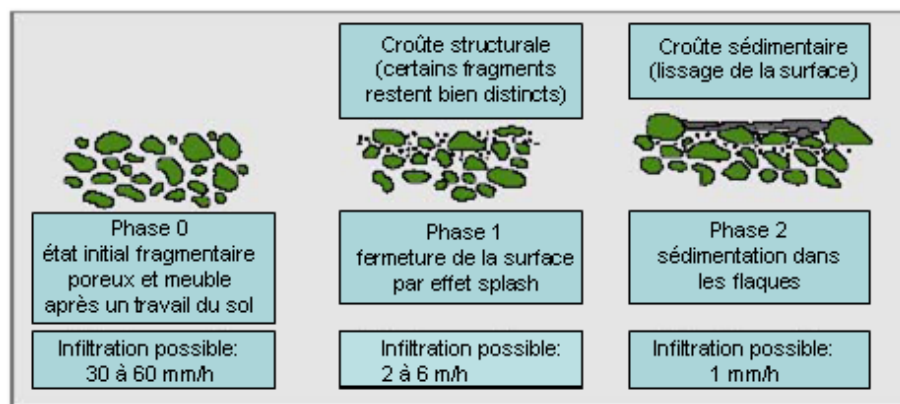


FIGURE 1.11 – Étapes de la formation d'une croûte de battance (d'après Boiffin 1984).

B.1.3.2 Les cycles de gel/dégel

Dans les zones froides ou en montagne, des cycles de gel/dégel quotidiens sont observés. Ces alternances favorisent l'érosion en brisant les agrégats de sol et en dégradant la surface des sols. Le nombre de ruptures des macro-agrégats augmente avec le nombre de cycles de gel/dégel observés. Cependant, cet effet diminue fortement au delà de quatre à cinq cycles (Edwards 1991; Bryan 2000). Ces alternances de gel/dégel peuvent conduire à la fissuration des sols et entraîner leur fragmentation (Chien et Zhaohui 1999), favorisant ainsi les processus d'érosion. Leur action est particulièrement importante au printemps (Bryan 2000) : le sol ayant été dégradé au cours de l'hiver par une forte alternance de ces cycles, la pluie et la fonte des neiges auront alors une efficacité accrue en terme d'érosion au cours du printemps suivant.

Sur des bassins versants comme Draix dans les Hautes Alpes (Mathys 2002) ou de Vallcebre dans le Sud Ouest des Pyrénées (Regues *et al.* 2000; Regues *et al.* 1995), les alternances de cycles gel/dégel jouent un rôle important dans la dégradation des sols. Des ruptures d'agrégats ont été observées sur des épaisseurs allant de 5 à 10 cm en dessous de la surface du sol (Regues *et al.* 2000).

En revanche, le gel continu au cours de l'hiver n'aura que peu d'influence (Edwards 1991; Bryan 2000). Un gel des sols lent pourrait même avoir l'effet inverse, en renforçant la cohésion du sol (Bryan 2000).

B.1.3.3 L'humidité du sol

Bryan (2000) recense des études où le même écoulement sur une surface humide produit de sept à neuf fois plus de sédiments que sur une surface sèche. La figure 1.12 présente clairement la décroissance de la cohésion du sol en fonction de l'augmentation de la teneur en eau. Un sol humide se révélera donc plus sujet à l'érosion qu'un sol sec, puisque sa résistance au cisaillement induite par l'écoulement est plus faible.

Si ces expériences en laboratoire ont montré une tendance très claire, les effets de l'humidité du sol sont plus difficiles à évaluer sur un versant. La quantification de l'influence du seul paramètre « humidité » est rendue difficile par des paramètres comme la protection des sols par la végétation, variable au cours de l'année et croissante en fonction de la teneur en eau des sols, ou la modification de la teneur en eau du sol pendant un événement pluvieux. De plus, si une lame d'eau peut rapidement augmenter la teneur en eau de la couche de sol en surface, elle va

également le protéger du phénomène de splash au cours d'un évènement pluvieux.

A la manière des cycles de gel/dégel, les cycles d'humectation/dessiccation peuvent provoquer la diminution de la cohésion du sol en fissurant sa surface ou en brisant des agrégats (Bryan 2000). Cette fissuration peut, en outre, initier l'apparition d'un système de rigoles, qui accentue les phénomènes d'érosion au cours de l'évènement.

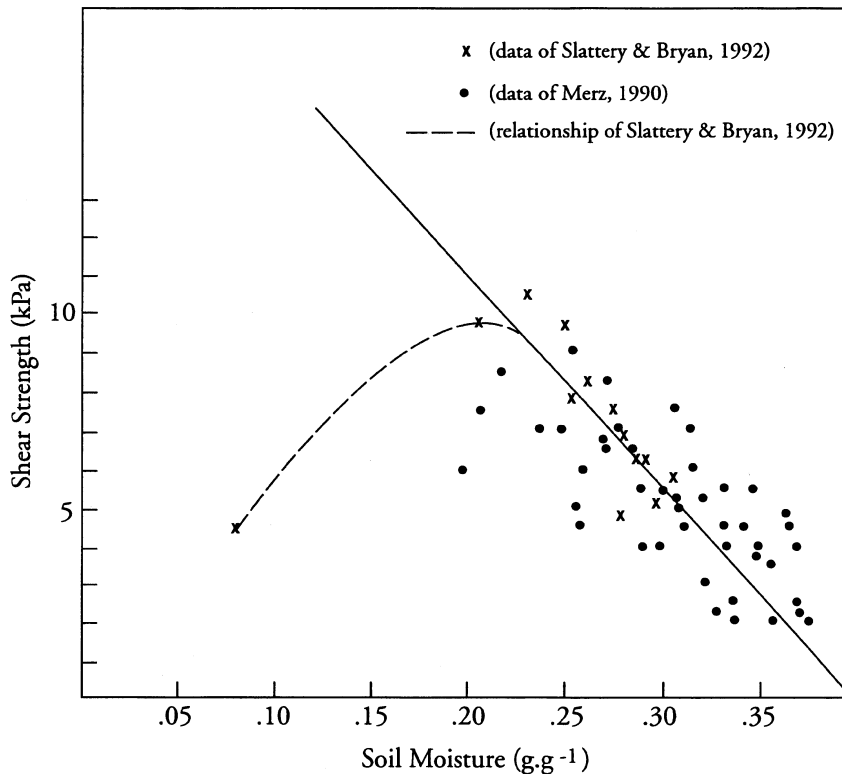


FIGURE 1.12 – Relation entre la résistance de cohésion du sol et la teneur en eau (d'après Slattery et Bryan 1992 et Merz 1990).

B.1.4 Les mouvements de masse

Les sédiments produits par les mouvements de masse n'atteignent pas nécessairement le système fluvial. On sort ici du cadre du transport solide par charriage ou suspension dans un cours d'eau défini dans le paragraphe A (figure 1.1). Néanmoins, les quantités de sédiments mobilisés par les mouvements gravitaires sont généralement considérables. Les zones de dépôts de ce type d'écoulement peuvent par la suite se révéler être des sources importantes de sédiments rapidement mobilisables sur le bassin versant.

Ces phénomènes se déclenchant de manière préférentielle sur de fortes pentes, ils sont plus

fréquemment observés sur les bassins versants de montagne (Coussot 1992; Hama 2001; Servant 2004; Remaître 2006).

B.1.4.1 Les laves torrentielles

Les laves torrentielles sont composées d'un mélange d'eau et de matériaux qui s'écoule dans le lit des torrents après de longues et/ou fortes pluies (Coussot 1992; Remaître 2006). Elles comportent en général une matrice boueuse, mélange d'eau et de matériaux fins. Cet écoulement très puissant peut transporter des blocs de roche, généralement à sa surface et en tête de lave torrentielle.

La lave torrentielle se compose le plus souvent de trois parties (figure 1.13a) :

1. Un bourrelet frontal constitué des plus gros blocs.
2. Le corps de la coulée, constitué d'un mélange boueux homogène qui joue un rôle important dans l'écoulement de la lave.
3. La queue de coulée, dans laquelle on observe un charriage hyper-concentré.

Une lave torrentielle présente un certain nombre de caractéristiques (Remaître 2006) :

- Elle se présente sous la forme d'un écoulement hyper-concentré (de l'ordre de plusieurs centaines de $g\ l^{-1}$) d'eau et de particules solides de granulométrie très étendue, allant du sédiment de quelques μm au bloc métrique.
- Sa capacité érosive est importante sur le lit et les berges du cours d'eau.

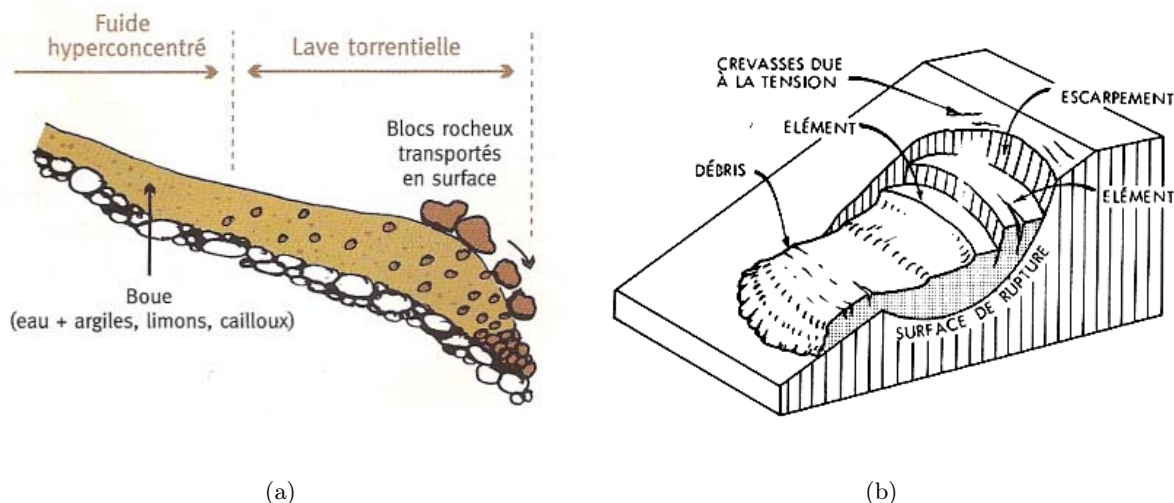


FIGURE 1.13 – Schéma d'une lave torrentielle d'après <http://environnement.free> (a) et d'un glissement de terrain, d'après l'Institut de Recherche en Construction du Canada (b).

- Elle s'écoule à des vitesses élevées, de 1 à 20 m s⁻¹.
- L'écoulement n'est pas uniforme, mais fonctionne par bouffées successives.
- Elle se déclenche lorsque la contrainte dépasse une contrainte seuil.
- Lorsque la pente devient insuffisante pour l'écoulement, il se produit un phénomène d'arrêt en masse de la lave, générant des dépôts de volume considérable.

Lorsque les conditions le permettent, une partie des sédiments constituant la lave torrentielle peut entrer directement dans le système fluvial. Lorsque la plage de dépôts de la lave n'est pas directement reliée au système fluvial, les sédiments seront repris par la suite, lors d'évènements de crue. Dans tous les cas, les volumes de sédiments mobilisés sont très grands et peuvent générer des flux très importants.

B.1.4.2 Les glissements de terrain

Le cas des glissements de terrain entre dans le cadre de la mécanique des sols et n'est plus du domaine de la mécanique des fluides (figure 1.1). Un glissement de terrain est en effet un phénomène géologique : une masse de sol descend le long d'une pente, c'est à dire le long d'une surface de glissement (figure 1.13b, Hama 2001; Servant 2004). Les facteurs les plus importants qui influent sur la stabilité d'une pente sont l'inclinaison, la hauteur de sol, le type de sol, la position de la nappe aquifère et la structure géologique (succession des couches, pentes des lits, failles ou imperfections).

Son déclenchement est généralement lié à une diminution de la cohésion du sol. Une cause fréquente de glissement de terrain est la diminution de l'angle de frottement interne des argiles sous l'effet de l'eau. La pente qui était en équilibre stable lorsque le sol était sec devient alors instable. La déstabilisation des versants sous l'effet de l'érosion est un autre facteur de déclenchement pouvant être observé : celle-ci peut en effet augmenter la pente, entraînant la mise en mouvement d'une partie du versant.

B.2 Le transport des particules

Dans tout écoulement, que se soit dans le lit de la rivière ou au sein du ruissellement sur un versant, des phénomènes d'érosion, de dépôt et de reprise sont observés. Ils sont essentiellement gouvernés par les conditions hydrauliques et la granulométrie des sédiments. La courbe de Hjülström (figure 1.14) synthétise ces phénomènes et permet de déterminer les processus prédominants (érosion, dépôt ou transport) selon la vitesse du courant et le diamètre des grains.

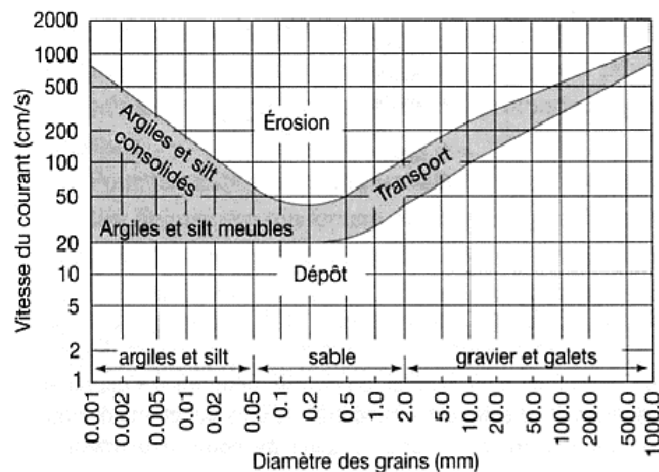


FIGURE 1.14 – Courbe de Hjülström (1953) décrivant la mise en mouvement et le transport des grains du lit en fonction de leur diamètre et de la vitesse d'écoulement.

B.2.1 Principe de dépôt/reprise naturel

On considère que les processus de dépôt et de reprise peuvent se faire soit sur le versant (Fryirs et Brierley 2001), soit dans le lit de la rivière (Walling 1983; Owens *et al.* 1999). Ils sont en partie gouvernés par les conditions hydrauliques de l'écoulement et la granulométrie des sédiments. Sur les versants, les ruptures de pentes ou les variations de la hauteur de la lame d'eau ruisselée (selon la dynamique de l'évènement) peuvent entraîner des modifications des conditions hydrauliques du ruissellement (Bryan 2000; Nord 2006). Dans le lit de la rivière, les modifications de la morphologie du cours d'eau (méandres ou lit rectiligne, lit en tresses, à bras unique ou multiples) et la présence éventuelle de végétation vont perturber les conditions d'écoulement (Allain-Jegou 1999) et donc conditionner les processus de transport, dépôt ou reprise (figure 1.14).

B.2.1.1 Concept de *Sediment Delivery Ratio*

Afin d'essayer de quantifier ces phénomènes de dépôt/reprise à l'échelle du bassin versant, certains auteurs ont introduit le concept de *Sediment Delivery Ratio*, défini comme le rapport $\frac{\text{Flux à l'exutoire}}{\text{Érosion sur le BV}}$ (Walling 1983; Owens *et al.* 1999). L'érosion totale est définie comme la somme de tous les processus érosifs décrits précédemment : érosion de la pluie et du ruissellement comme érosion dans le lit de la rivière et des berges).

Ce rapport de restitution des sédiments peut s'avérer très variable d'un bassin versant à l'autre (figure 1.15, tableau 1.2). Si la taille du bassin semble expliquer une partie de la variabilité du rapport de restitution, celui-ci peut néanmoins être différent pour deux bassins de même taille (figure 1.15). En plus de la superficie du bassin versant, Ichim (1990) suggère que l'ordre hydrographique du cours d'eau (au sens de Strahler) contribue aux variations du pourcentage de restitution des bassins versants. Celui-ci diminuerait lorsque l'ordre du bassin augmente, de 100% de restitution pour les bassins d'ordre 1 (parfois 2), à moins de 20% pour les bassins d'ordre supérieur à 6 ou 7.

Le rapport de restitution apparaît donc comme un phénomène présentant une variabilité spatio-temporelle importante, rendant l'établissement d'une relation générale difficile. Un grand nombre de paramètres sont susceptibles de faire évoluer ce rapport : (i) les paramètres de forme du bassin (pente, longueur de bassin, densité des ravines ...) (ii) la morphologie du lit de la rivière

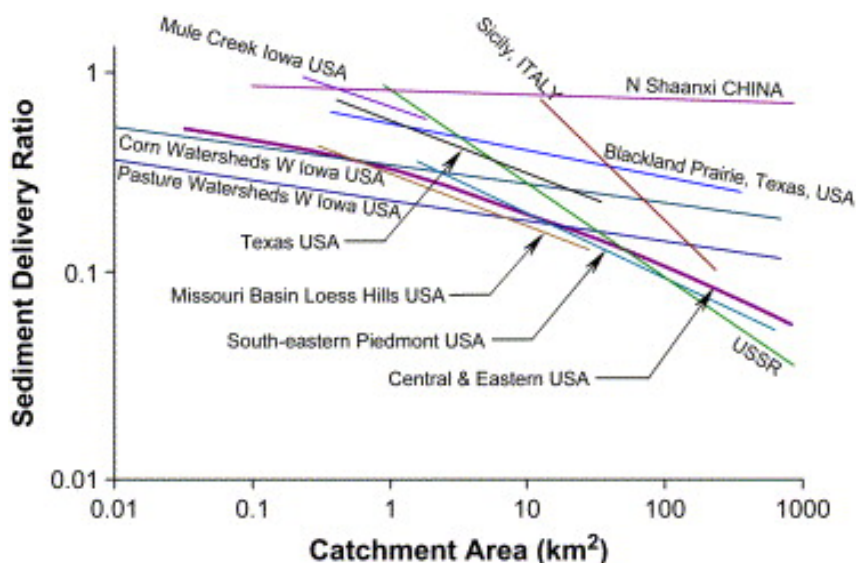


FIGURE 1.15 – Relation entre le *Sediment Delivery Ratio* et la taille du bassin versant (d'après Lu *et al.* 2006, modification de Ferro et Minacapilli 1995 et Walling 1983).

(méandres, lit en tresses, à bras multiples ou unique, présence d'îles végétalisées...) (iii) les caractéristiques du sol (géologie, couverture, utilisation, rugosité ...) (iv) la variabilité des processus hydro-climatiques au sein même du bassin versant (variabilité inter-événementielle ou pendant un événement).

Ainsi on pourra observer des différences importantes entre des versants voisins, mais également selon la période considérée. A l'échelle de l'évènement, les dépôts peuvent être importants comme nuls. Mais au cours de la saison hydrologique, les crues finissent par reprendre ces sédiments et par les faire transiter jusqu'à l'exutoire, faisant tendre le rapport de restitution vers 1.

TABLEAU 1.2 – *Sediment Delivery Ratio* pour quelques bassins versants (d'après Walling 1983).

Rivière	Station	Superficie (km ²)	Charge de sédiments totale ($\times 10^3$ t an ⁻¹)	Perte entre les stations (%)
Nil (Soudan Egypte)	Kajinarty	1 850 000	133 700	17
	Le Caire	3 000 000	111 000	
Wisla (Pologne)	Zawichost	50 543	1 990	41
	Plock	168 857	1 180	
Lech (Allemagne)	Füssen	1 422	329.5	42
	Feldheim	2 124	192.5	
Pô (Italie)	Becca	30 170	4 374.5	13.3
	Piacenza	35 430	3 791	
MeNan (Thaïlande)	Tha Pla	12 790	4 999.5	35
	Pitsanloke	25 491	3 252	
Atrak (Iran)	Shrrin-Darrah	1 500	92.5	66
	Reza-Abad	5 430	31.5	
Nazus (Mexique)	El Palmito	18 321	2 451	25
	Canon Fernad	33 468	1 813	

B.2.1.2 Dépôt/reprise et hystérésis

A l'échelle du bassin versant et de la crue, on observe des phénomènes de dépôt/reprise sur les versants ou dans le lit de la rivière (Mathys 2002). Ces phénomènes expliquent en partie les boucles d'hystérésis dans le plan (débit-concentration) que l'on observe fréquemment à l'exutoire lors des événements de fort transport solide. Les maximums de débit et de concentration ne sont en effet pas toujours synchrones au cours des crues. Les deux cas de figures les plus fréquents sont :

1. **Hystérésis horaire** : le pic de concentration est observé avant le pic de débit. Ce type d'hystérésis est souvent expliqué par une production rapide de sédiments (Lenzi *et al.* 2003; Brasington et Richards 2000; Sutter *et al.* 2001; Asselman 1999). Ce phénomène peut avoir plusieurs explications : il peut tout d'abord être lié à la remise en suspension des sédiments déposés lors des basses eaux ou lors de la décrue d'un événement précédent. Mais il peut également être expliqué en terme d'érosion : une pluie érosive va produire rapidement des sédiments (splash et rigoles d'érosion), qui vont rapidement arriver à l'exutoire. Il est également possible que cette arrivée rapide de sédiments soit liée à une source de production proche de l'exutoire.

On peut décomposer ce type d'hystérésis en trois phases (figure 1.16a) :

- phase 1 : arrivée rapide de sédiments (érosion, re-mobilisation, source proche),
- phase 2 : dilution des concentrations par l'augmentation des débits,
- phase 3 : dépôt lié à la diminution des débits.

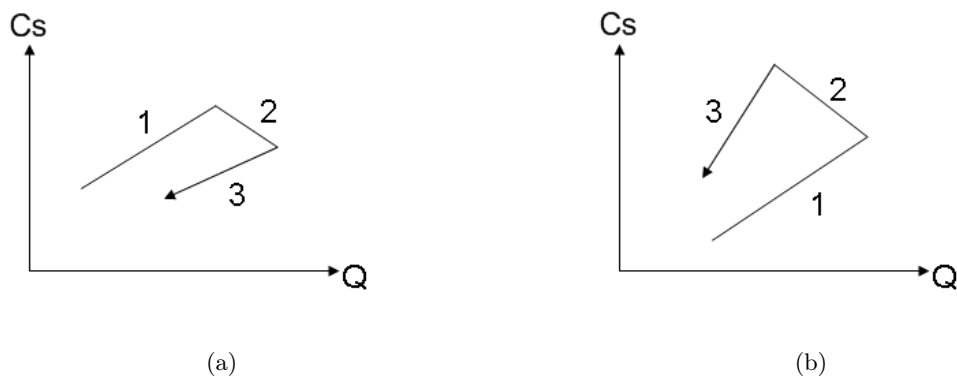


FIGURE 1.16 – Phénomènes d'hystérésis dans la relation entre débit Q et concentration en sédiment C_s au cours d'un événement de fort transport solide : hystérésis horaire (a) et hystérésis anti-horaire (b).

2. **Hystérésis anti-horaire** : ce type de boucle est en général expliqué par une production de sédiments répartie sur le haut du bassin versant (Lenzi et Marchi 2000; Brasington et Richards 2000; Sutter *et al.* 2001; Chikita *et al.* 2005). Ces derniers mettent alors plus de temps à arriver à l'exutoire. Une autre explication possible de l'hystérésis anti-horaire provient de la différence entre la vitesse de l'onde de crue et les vitesses de l'écoulement. En effet, les particules se déplacent à la vitesse du courant, qui est inférieure à la vitesse de l'onde de crue. Cette différence de vitesse engendrerait alors un retard de l'arrivée des sédiments par rapport au pic de crue.

De la même manière, on peut décomposer la dynamique de ces événements en différentes phases (figure 1.16b) :

- phase 1 : pluie sur le bassin et début du ruissellement,
- phase 2 : transport des sédiments lié aux forts débits (faible concentration due à la dilution),
- phase 3 : arrivée des sédiments mobilisés sur le haut du bassin versant (débit plus faible, d'où une concentration plus élevée).

B.2.2 Phénomène de dépôt/reprise anthropique

La cause principale de dépôt anthropique dans le réseau hydrographique est sans nul doute la sédimentation au sein des retenues hydrauliques. Leur construction s'est considérablement accélérée au cours des 50 dernières années. Aujourd'hui, on compte plus de 45 000 grands barrages dont la hauteur dépasse 15 m, alors que l'on n'en comptait que 5 000 en 1950. Ce phénomène de piégeage des sédiments par les retenues peut être considéré comme universel, avec des taux de piégeages variant de 0 à 100% selon la localisation (figure 1.17 et tableau 1.3).

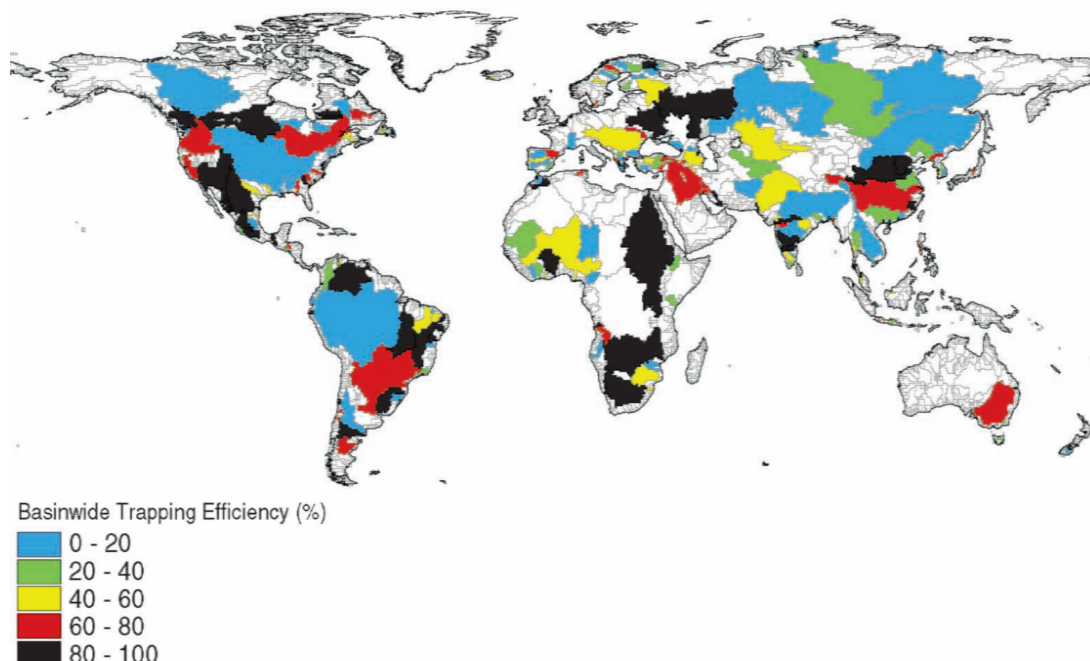


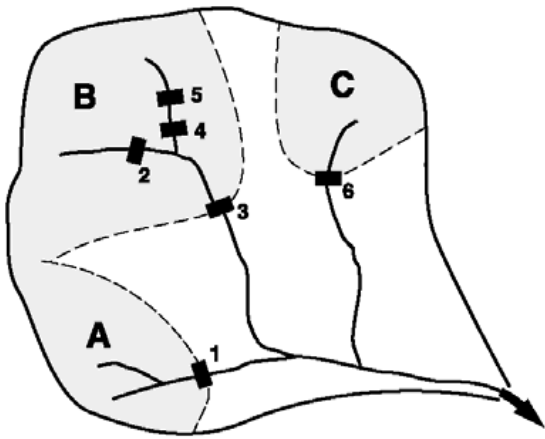
FIGURE 1.17 – Répartition géographique globale des taux de piégeage des sédiments retenus dans les grands barrages (d'après Vörösmarty *et al.* 2003).

Par exemple, le piégeage des sédiments opéré par les deux grands barrages de Bhumipol et de Sirikit, construits en 1965 et 1972, ont entraîné une diminution importante des flux de sédiments

des deux affluents du fleuve Chao Phraya, en Thaïlande. La charge sédimentaire de ce fleuve a ainsi été réduite à 20% de celle des années 1960 (Walling 2006). En Roumanie, Radoane et Radoane (2005) ont estimé qu'environ 27% du flux de sédiments est arrêté par les barrages.

A une échelle plus globale, Vörösmarty *et al.* (2003) ont recensé et étudié 633 grands barrages et 44 000 petits barrages. Cette étude a permis d'estimer à plus de 50% le taux de piégeage des sédiments sur les bassins régulés par des retenues (dont 30% dans les grandes et 23% dans les petites retenues à l'échelle globale) en déterminant les taux de piégeage des différents barrages (figure 1.18).

Lorsque l'on rapporte ces chiffres à l'ensemble des flux sédimentaires des continents vers les océans, on observe une retenue nette de 4 à 5 Gt an⁻¹ sur un total estimé entre 15 et 20 Gt an⁻¹ (Vörösmarty *et al.* 2003). On assisterait donc à un piégeage d'environ 30% du flux sédimentaire en suspension à l'échelle mondiale.



$$(1) \Delta\tau_{reg,j} = \frac{\sum_{i=1}^{n_j} V_i}{Q_j} \quad (e.g. \frac{V_2+V_3+V_4+V_5}{Q_B})$$

$$(2) TE_{reg,j} = 1 - \frac{0.05}{\sqrt{\Delta\tau_{reg,j}}}$$

$$(3) TE_{bas} = \frac{\sum_{j=1}^m TE_{reg,j} Q_j}{Q_m}$$

$\Delta\tau_{reg,j}$: Temps de résidence approximatif de la portion régulée j

$TE_{reg,j}$: Taux de piégeage approximatif de la portion régulée j du bassin

TE_{bas} : Taux de piégeage pondéré par les débits du bassin entier

V_j : capacité opérationnelle du réservoir j

Q_j : débit à l'exutoire de chaque sous-bassin j (e.g. $Q_a = Q_1$)

Q_m : débit à l'exutoire du bassin

n_j : nombre de réservoirs dans chaque sous-bassin j

m : nombre de sous-bassins régulés

FIGURE 1.18 – Méthode de prédiction des taux de piégeage des flux de sédiments sur des bassins versants anthropisés (d'après Vörösmarty *et al.* 2003).

En utilisant la même méthodologie que Vörösmarty *et al.* (2003), Maneux *et al.* (2001) ont réalisé une étude sur l'impact des retenues sur les flux de sédiments à l'échelle régionale du bassin aquitain, regroupant les bassins de la Garonne, de la Dordogne et de l'Adour. Les taux de piégeage obtenus par la méthode décrite précédemment (figure 1.18) ont pu être validés à l'aide de mesures de flux de sédiments sur 37 bassins versants. A l'échelle du bassin aquitain, les taux de piégeage varient de 0 à 90% sur les bassins anthropisés. Les bons résultats obtenus permettent également d'envisager de reconstruire les flux de sédiments naturels sur des bassins régulés par des retenues hydrauliques.

TABLEAU 1.3 – Pourcentage de sédiments piégés par les grands réservoirs pour quelques grands bassins versants (d'après Vörösmarty *et al.* 2003).

Rivière	Pays	Surface ($\times 10^6$ km ²)	Débit à l'amont de la retenue (km ³ year ⁻¹)	Débit à l'aval de la retenue (km ³ year ⁻¹)	Taux de piégeage observé (%)
Nil	Egypte	2.87	83.2	30.0	100
Orange	South Africa	1.02		11.4	81
Volta	Ghana	0.398		36.8	92
Indus	Pakistan	0.920	90	57.0	76
Kizil Irmak	Turkey	0.076		5.8	98
Krishna	India	0.252		30.0	75
Narmada	India	0.121	40.7	39.0	75
Sakarya	Turkey	0.055		5.9	30
Yesil	Turkey	0.036		5.7	98
Danube	Romania	0.810		207	29
Don	Russia	0.420	28.1	20.7	64
Ebro	Spain	0.087	49.0	13.5	92
Colorado	USA	0.715	18.5	0.1	100
Columbia	USA	0.669		236	33
Mississippi	USA	3.270	580	529	48
Rio Grande	USA/Mexico	0.670	18	0.7	96
Savannah	USA	0.027	11.6	10.6	64

C Modélisation des flux de sédiments en suspension sur le bassin versant

De la relation statistique simple liant les concentrations moyennes journalières en sédiment aux débits, au modèle physique distribué à pas de temps plus fin, un grand nombre d'auteurs ont développé des modèles physiques, statistiques ou de simples relations empiriques pour déterminer les flux de sédiments, à l'échelle de la parcelle ou du bassin versant.

C.1 Modèles statistiques simples

C.1.1 A partir de la relation débit-flux ou pluie-flux

Souvent, on peut tenter d'établir une relation simple de la forme $Cs = a \cdot Q^b$ de manière à exprimer les concentrations en sédiment en fonction des débits (Serrat 1999; Asselman 2000; Horowitz 2003; Richards et Moore 2003). Ce type de relation peut être défini selon le pas de temps souhaité (horaire à mensuel). Leurs performances s'avèrent extrêmement variables : si pour certains bassins la variabilité des débits semble bien expliquer la variabilité des concentrations (figure 1.19a, Serrat *et al.* 2001; Serrat 1999; Horowitz 2003), pour d'autres bassins, la dispersion est très forte et les corrélations faibles (figure 1.19b, Lenzi *et al.* 2003; Richards et Moore 2003). Dans certains cas, le calage d'une relation pour chaque saison permet d'améliorer considérablement les relations.

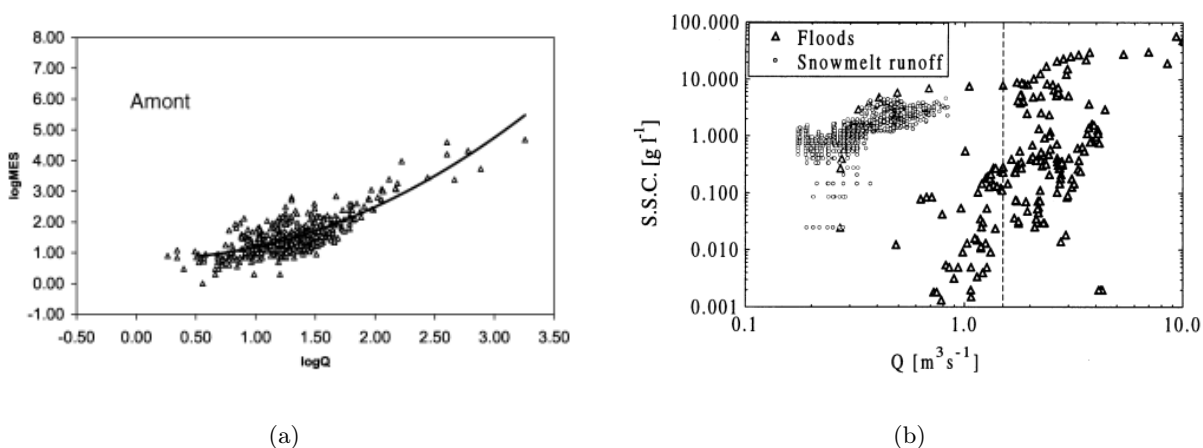


FIGURE 1.19 – Exemples de relation entre les débits et les concentrations en MES, pour le bassin de la Tet à l'amont du barrage de Vinça (France), d'après Serrat *et al.* 2001 (a) et sur le Rio Cordon (Dolomites, Italie), d'après Lenzi et Marchi 2000 (b).

Dans la pratique, on fera attention à bien distinguer les relations non linéaires de type $Cs = a \cdot Q^b$ et $\log(Cs) = \alpha \log(Q) + \beta$. Si dans les deux cas, la relation est de la forme puissance, les coefficients diffèrent lors du calage des paramètres a et b ou α et β (Jansson 1996; Asselman 2000).

Bien qu'étant un modèle purement statistique, quelques explications physiques sur les paramètres a et b existent. Le coefficient a pourrait traduire la sensibilité à l'érosion du bassin versant (Asselman 2000) et b pourrait être lié la capacité d'érosion de la rivière, ainsi qu'à l'augmentation de la disponibilité en sédiment en fonction du débit.

Une partie de la variabilité de la relation peut être expliquée par les boucles d'hystérésis que l'on peut observer au cours d'un événement de fort transport solide, mais également par les phénomènes de dépôt/reprise existants à l'échelle du bassin versant. Entre deux événements semblables d'un point de vue hydro-climatique, le flux de MES à l'exutoire peut se révéler très variable en fonction du stock de sédiments facilement mobilisables.

Ainsi, toujours en se basant sur la relation $Cs = a \cdot Q^b$, une modélisation plus déterministe peut également être envisagée (Vansickle et Beschta 1983; Asselman 1999). Il s'agit de mettre en équation le stock de sédiments $S(t)$, exprimé en kg, disponible sur le bassin versant et de l'incorporer à la relation :

$$Cs(t) = a \cdot Q(t)^b \cdot g[S(t)] \quad (1.17)$$

avec

$$g[S(t)] = p \cdot e^{r \cdot \frac{S(t)}{S_0}} \quad (1.18)$$

où S_0 est le stock initial au début de la saison hydrologique (en kg),

r et p sont des paramètres de calage du modèle.

L'évolution du stock s'exprime par :

$$\frac{dS(t)}{dt} = -Q(t) \cdot Cs(t) \quad (1.19)$$

On remarque dans l'équation 1.19 que la quantité de sédiments dans le stock est toujours décroissante. Or, durant certaines périodes, des phénomènes de dépôt sont susceptibles de l'aug-

menter. Il est donc nécessaire d'incrémenter le stock d'une quantité $I(t)$ avant chaque nouvel évènement hydrologique.

Parfois, au lieu d'essayer de relier la concentration au débit, on cherche à établir une relation avec la pluie. De plus, plutôt que d'essayer de décrire les concentrations, on peut tenter de corrélérer le flux de sédiments défini comme le produit du débit par la concentration, au débit ou à la pluie. On utilise toujours des relations statistiques simples du type $Flux = a \cdot Q^b$ ou $Flux = a \cdot P^b$ (Jansson 1996), mais la qualité de la relation peut être sensiblement améliorée.

C.1.2 Corrélation multiple

Plutôt que de se restreindre à l'utilisation de l'une ou l'autre des données pluie ou débit, on peut utiliser les deux au sein d'une relation de type corrélation multiple. A ces deux grandeurs, on pourra également ajouter d'autres variables explicatives V_i , telles que la variabilité du débit au cours de la journée, le débit maximum du jour, la différence des précipitations entre le jour j et la veille, une intensité des précipitations lorsque celle-ci est disponible ...

Ces relations prennent la forme : $Flux = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i V_i$ ou avec des variables transformées : $\log(Flux) = \log(\alpha_0) + \sum_{i=1}^n \alpha_i \log(V_i)$, *i.e.* $Flux = \alpha_0 \prod_{i=1}^n V_i^{\alpha_i}$. Les paramètres a_i et α_i sont des paramètres à caler et les V_i sont les variables explicatives sélectionnées.

Là encore, ces relations liant l'hydro-climatologie et les flux de MES ne tiennent pas du tout compte des phénomènes de dépôt/reprise sur le bassin versant. Cette limitation peut rendre difficile la modélisation du transport solide en suspension sur de nombreux bassins versants.

Néanmoins, l'influence des évènements passés peut être prise en compte de différentes manières dans ces modèles statistiques simples. On pourra par exemple introduire les concentrations mesurées à des instants antérieurs dans les modèles de corrélation multiple. Une autre approche consiste à introduire de nouveaux paramètres relatifs aux écoulements passés dans la relation entre concentration et débit (Hiromu *et al.* 2002). Par exemple, différentes durées peuvent être introduites dans la corrélation multiple telles que :

- D_1 = durée entre la crue précédente et la crue considérée,
- D_2 = durée depuis la dernière crue dont le débit maximum était supérieur au débit maximum de la crue considérée,
- D_3 = durée depuis la dernière crue dont le volume d'eau transité était supérieur au volume d'eau transité lors de la crue considérée.

Parmi ces paramètres, celui qui permet une explication de variance maximale dans la corrélation multiple est le temps D_2 . Le coefficient de corrélation R^2 est en effet meilleur en utilisant une relation de la forme $Cs = a \cdot Q^b \cdot D_2^c$ qu'en utilisant la simple relation $Cs = a \cdot Q^b$ (Hiromu *et al.* 2002).

C.1.3 Autres modèles statistiques

Depuis peu, quelques auteurs ont commencé à utiliser les réseaux de neurones pour tenter d'estimer les flux de sédiments à l'exutoire d'un bassin versant (Cigizoglu 2004; Alp et Cigizoglu 2006). Ces méthodes ont déjà fait leurs preuves pour la représentation d'autres paramètres comme la température ou le pH par exemple (Moatar 1997; Moatar *et al.* 1999). En utilisant des données hydro-météorologiques (essentiellement pluie et débit), Alp et Cigizoglu (2006) sont parvenus à des résultats tout à fait encourageants, en reconstituant avec une bonne précision les flux sédimentaires journaliers.

Un réseau de neurones se compose d'une succession de couches de neurones. Au niveau de chaque couche j , chacun des neurones i effectue la somme pondérée par des poids w_{ij} de ses entrées (figure 1.20). Puis il applique à cette somme une fonction non-linéaire (fonction d'activation), permettant de définir l'état d'activation du neurone (figure 1.20). La couche de neurones j fournit des valeurs de sortie, qui sont reprises en entrée de la couche $j + 1$. La couche de sortie donne finalement la réponse du réseau.

On désigne par « apprentissage » le calage des poids w_{ij} . L'apprentissage par rétropropagation consiste à faire remonter l'erreur commise par le réseau de neurone (par rapport à la sortie

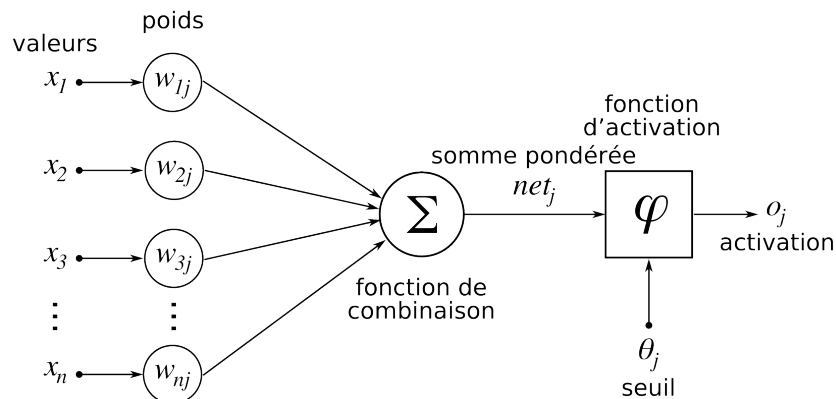


FIGURE 1.20 – Structure d'un neurone artificiel et calculs effectués au sein de ce neurone.

attendue) dans les neurones des couches précédentes. Par une méthode de rétropropagation du gradient de l'erreur, les poids qui contribuent le plus à générer cette erreur sont déterminés, puis corrigés afin d'améliorer la prédiction.

C.2 Autres modèles

C.2.1 Formules empiriques

Ces formules permettent généralement d'estimer les flux annuels pour un bassin versant ou une parcelle, en se basant sur de larges bases de données.

C.2.1.1 L'Universal Soil Loss Equation (USLE)

Développée par le *Soil Conservation Service* aux États Unis à partir des années 1950, l'équation universelle des pertes de sol ou USLE fut établie par Wischmeier et Smith en 1978. La perte en sol est exprimée à partir de différents paramètres climatiques, topographiques, de couverture au sol ou de pratiques culturales :

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (1.20)$$

Dans cette formulation :

- A est la perte en sol, en $\text{t ha}^{-1} \text{an}^{-1}$.
- R est l'érosivité des pluies, définie à partir de l'énergie cinétique E_c et de l'intensité maximale de la pluie observée dans un intervalle de trente minutes (I_{30}) : $R = E_c \cdot I_{30}$.
- K est la sensibilité à l'érosion du sol . Ce paramètre a été établi au travers d'études d'un nombre important de parcelles contrastées et peut être déterminé à partir de tables en fonction des caractéristiques du versant étudié.
- S est un paramètre fonction de la pente du versant p , $S = 0.065 + 0.0456 p + 0.006541 p^2$.
- $L = \frac{(\text{longueur de la pente})^N}{\text{longueur de la parcelle}}$, où N est un paramètre défini en fonction de la pente p .
- C est un facteur de couverture végétale, défini comme le rapport de la perte de sol sur le sol étudié possédant une certaine couverture végétale, avec la perte de sol observée sur le même sol sans couverture végétale.
- P est un facteur lié aux aménagements anti-érosifs, établi selon les pratiques culturales menées contre l'érosion.

Cette formulation s'appuie sur plus de 10 000 mesures d'érosion à l'échelle de la parcelle aux États Unis et elle repose sur des équations de régression du ruissellement. La grande diversité des parcelles étudiées a permis de déterminer des tables à partir desquelles on peut calculer les paramètres à utiliser dans l'équation en fonction des caractéristiques de la parcelle étudiée.

A l'origine, cette formule a été établie pour déterminer les pertes en sol de parcelles agricoles. Elle est aujourd'hui parfois utilisée pour estimer des flux spécifiques de sédiments à l'échelle du bassin versant, en adaptant les paramètres du modèle. Cette équation fournit une valeur moyenne de l'érosion au cours de l'année, mais ne renseigne pas sur la saisonnalité du processus et ne prend pas du tout en compte la relation pluie-ruissellement. Des améliorations ont été apportées au modèle USLE pour palier à ces limitations : l'équation RUSLE, (Renard *et al.* 1997) introduit la saisonnalité des phénomènes, tandis que Kinnell et Risse (1998) introduisent les processus de ruissellement dans l'expression de R , au sein de l'équation USLE-M.

C.2.1.2 La formule de Ludwig et Probst

En 1998, Ludwig et Probst ont proposé une formulation permettant d'exprimer le flux spécifique d'un bassin versant en fonction de paramètres pertinents :

$$F = 0.02 \cdot Q \cdot \text{pente} \cdot FOUR \quad (1.21)$$

où F est le flux spécifique du bassin versant ($\text{t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$),

Q est le ruissellement moyen (mm),

pente est la pente moyenne du bassin (exprimé en radians)

$FOUR = \frac{\sum_{m=1}^{12} (\text{Pluie mensuelle moyenne})^2}{\text{Pluie annuelle moyenne}}$ permet de traduire la variabilité des précipitations à l'échelle de la saison.

Pour établir cette relation, Ludwig et Probst (1998) ont utilisé des données de 58 bassins versants variés. L'équation est issue de la corrélation des flux avec plusieurs variables explicatives (hydro-climatiques, lithologiques, pédologiques, morphologiques et biologiques). Pour éviter la multiplication des paramètres, ils n'ont retenu que les paramètres les plus significatifs pour expliquer le flux spécifique de MES. Le coefficient de corrélation obtenu pour l'équation 1.21 s'élève à 0.91, traduisant de la bonne relation entre le flux prédit et les variables explicatives sélectionnées.

A cette équation, on peut ajouter un paramètre caractérisant la dureté des sols de manière à encore améliorer la relation. Lorsque celui-ci est introduit, les auteurs ont montré que le coefficient de régression varie selon les zones climatiques considérées.

C.2.1.3 La formule de Meyer et Wischmeier

Selon Meyer et Wischmeier (1969), cités par Gafrej (1993), l'érosion est essentiellement liée à deux processus : le splash et le ruissellement. L'érosion totale est la somme de deux termes DR et DF , respectivement le détachement lié à la pluie et celui lié au ruissellement :

$$DR = B_1 \cdot C \cdot E \cdot I^2 \cdot D_x \quad (1.22a)$$

$$DF = B_2 \cdot C \cdot E \cdot P^{2/3} \cdot Q^{2/3} \cdot D_x \quad (1.22b)$$

où DR et DF sont des taux de détachement par unité de largeur sur un tronçon ($\text{kg min}^{-1} \text{m}^{-1}$),

B_1 et B_2 sont des paramètres à caler,

C est un coefficient relatif à l'occupation du sol,

E est un index d'érosion (t ha^{-1}),

I est l'intensité de la pluie (mm h^{-1}),

P est la pente du versant,

Q est le débit du ruissellement sur un tronçon linéaire ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$),

D_x est la longueur du pas d'espace (m).

Contrairement aux formules précédentes, celle-ci permet d'exprimer des taux d'érosion à l'échelle de l'évènement.

Les relations présentées dans les paragraphes C.2.1.1, C.2.1.2 et C.2.1.3 ont été déterminées à partir de larges bases de données de bassins versants variés. Il en résulte des équations au nombre de variables limitées, que l'on peut tenter d'appliquer à d'autres bassins versants.

Une autre méthode, lorsque l'on dispose de chroniques de données suffisamment longues (plusieurs années), est d'établir une relation inter-annuelle pour un bassin donné (Verstraeten et Poesen 2001; Jain *et al.* 2003; Restrepo *et al.* 2006; De Vente *et al.* 2006). Un grand nombre de paramètres peuvent alors être utilisés pour établir une équation de corrélation multiple per-

mettant de calculer des flux spécifiques (tableau 1.4). Ces paramètres peuvent en général être regroupés en 3 grandes catégories : hydro-climatiques, morphologiques et lithologiques.

TABLEAU 1.4 – Exemples de facteurs pouvant influencer les flux spécifiques pour un bassin versant (Verstraeten et Poesen 2001; Jain *et al.* 2003; Restrepo *et al.* 2006; De Vente *et al.* 2006).

Type de facteurs		
hydro-climatiques	morphologiques	lithologiques
type de climat	surface du bassin	géologie
débit moyen (max) annuel	pente moyenne (max) du versant	couverture des sols
précipitations annuelles	pente moyenne (max) du cours d'eau	densité des rigoles/ravines
précipitations mensuelles (journalières) max	altitude max (min) du bassin	utilisation des sols
température moyenne	longueur du bassin	granulométrie des sols
plage de variation de la température	longueur linéaire de rivière	% de matière organique

C.2.2 Modèles conceptuels à l'échelle du bassin versant

Ces modèles s'appuient sur des mécanismes physiques, mais ne décrivent en général pas la physique à petite échelle des processus. La majorité des modèles présentés ici reprennent les processus définis précédemment. Néanmoins, ils peuvent différer dans la manière de les prendre en compte à l'échelle du bassin versant. En général, les paramètres utilisés n'ont pas de signification physique et ne sont donc pas mesurables. Il conviendra donc de les caler, de manière à décrire au mieux le milieu étudié.

C.2.2.1 Le modèle de Negev

Negev fut certainement l'un des premiers en 1967 à introduire la notion de « stock » dans le cadre d'un modèle conceptuel de transfert de particules à l'échelle d'un bassin versant. Depuis, des améliorations ont été apportées pour arriver à sa version actuelle (utilisée dans le modèle HSPF), décrite par Bicknell *et al.* (1997). Ce modèle comporte deux réservoirs (figure 1.21) :

- un réservoir sol.
- un réservoir représentant le stock de sédiments disponibles, détachés par la pluie.

Le réservoir de stockage est alimenté par le sol, via l'action de la pluie (figure 1.21) :

$$D = k_1 (1 - C) P R^{JR} \quad (1.23)$$

où D est la masse de sédiments détachés (t ha^{-1}),

k_1 et JR sont des paramètres dépendants des caractéristiques du sol,

C est la fraction de sol protégée par la végétation,

P est le paramètre dépendant des pratiques culturales conservatrices de l'USLE (*cf.* paragraphe C.2.1.1),

R est la lame d'eau précipitée (mm).

L'érosion dans le stock E (t ha^{-1}) est simulée par :

$$E = S_D \left(\frac{q_R}{S_{RS} + q_R} \right) \text{ limitée par la capacité de transport } T_C = K_2 (S_{RS} + q_R)^{JS} \quad (1.24)$$

où S_D est le stock de sédiments dans le réservoir de stockage (t ha^{-1}),

q_R et S_{RS} sont respectivement le débit d'écoulement rapide et le stock d'eau du réservoir superficiel, donnés par le modèle hydrologique,

k_2 et JS sont des paramètres à caler.

Cette partie de la production en sédiment correspond à l'action de la pluie et du ruissellement de surface. A ce terme s'ajoute la production de particules due à l'érosion par le ruissellement liée à la concentration de l'écoulement au sein de ravines. Cette érosion E_R (t ha^{-1}) se produit directement dans le réservoir sol (figure 1.21) et prend la forme :

$$E_R = K_3 (S_{RS} + q_R)^{JG} \left(\frac{q_R}{S_{RS} + q_R} \right) \quad (1.25)$$

où K_3 et JG sont des paramètres à caler.

Ce module d'érosion/transport de sédiments est utilisé dans le modèle HSPF (*Hydrological Simulation Program Fortran*), développé à l'USEPA Environmental Research Laboratory à Athens aux États Unis (Mishra *et al.* 2007). Le modèle HSPF propose en effet de représenter à la fois les processus hydrologiques sur le bassin versant, mais également les transferts de MES et de solutés. Pour une description plus complète du modèle, on pourra se reporter à la notice détaillée (Bicknell *et al.* 1997).

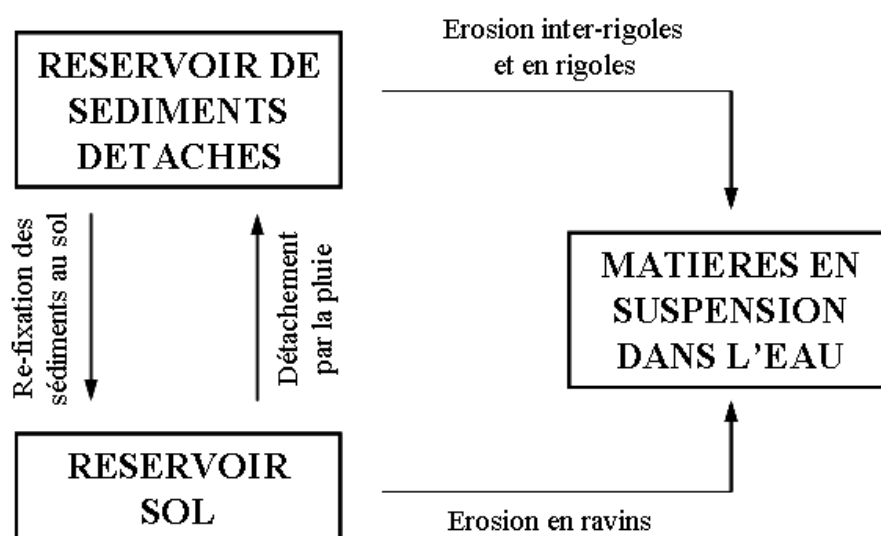


FIGURE 1.21 – Représentation des processus dans le modèle de Negev (1967).

C.2.2.2 Le modèle de Moore et Clarck

Dans le modèle proposé par Moore et Clarck en 1983, le détachement des sédiments est contraint par une distribution théorique de leur disponibilité sur le bassin versant. Ce modèle permet donc d'obtenir un flux « statistiquement » plausible, fonction du stock de sédiments et de la capacité de transport.

Ce modèle repose sur la résolution de trois fonctions :

1. une fonction de disponibilité des sédiments
2. une fonction de détachement des sédiments
3. une fonction de transfert des sédiments

La fonction de disponibilité des sédiments est une fonction croissante dans le temps, qui prend la forme :

$$L(t) = \frac{R_0}{K} (1 - e^{-K(t-t_0)}) \quad (1.26)$$

où R_0 est le taux de sédiments disponibles à l'instant t_0 et K un coefficient de disponibilité des sédiments.

Le taux de détachement est donné par :

$$\frac{dL}{dt}(t) = -k L(t) q(t)^\beta \quad (1.27)$$

où k et β sont des paramètres et $q(t)$ le ruissellement direct.

Finalement, le transfert des sédiments à l'exutoire est assuré à l'aide d'une densité de probabilité de type inverse. Pour une description plus précise, on se reportera à Moore (1984).

C.2.2.3 Le modèle à réservoirs de Lee et Singh

Ce modèle de flux sédimentaires s'appuie sur un modèle hydrologique à réservoirs (figure 1.22). Les trois réservoirs représentent trois niveaux de ruissellement : le réservoir de surface se remplit avec une partie de la pluie et avec une partie ruissellement. La fraction restante constitue le débit de ce premier réservoir. Le réservoir intermédiaire génère un ruissellement de sub-surface. Quant au réservoir profond, il produit un ruissellement de nappe.

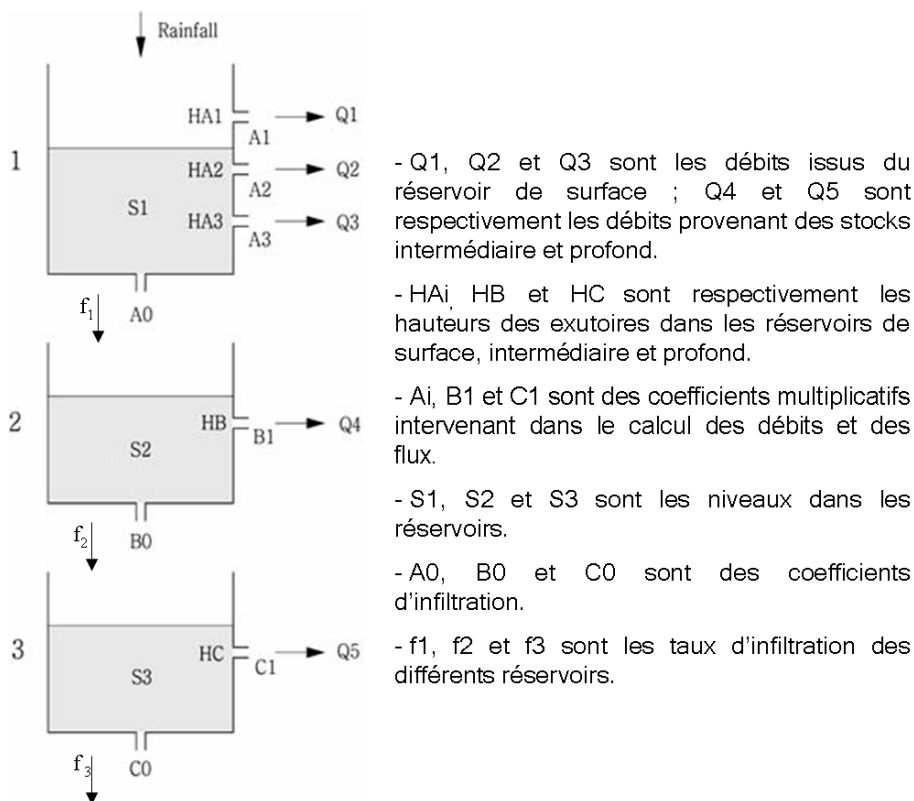


FIGURE 1.22 – Réservoirs dans le modèle de Lee et Singh (2005).

A tous les flux d'eau entre réservoirs, on associe un flux de sédiments : $Y = A \cdot Q \cdot Cs$, où Q est le débit sortant d'un réservoir vers un autre réservoir ou vers l'exutoire, Cs la concentration en sédiment dans le réservoir et a un coefficient d'échange. Les concentrations sont déterminées dans chaque réservoir en se basant sur la production en sédiment de l'hydrogramme unitaire. Pour le calcul détaillé des concentrations Cs dans chaque réservoir, on se reportera à Lee et Singh (2005).

C.2.2.4 Le modèle de Gafrej

Ce modèle a été développé au cours de la thèse de Gafrej (1993) dans le cadre du projet PIREN-Seine. Il s'appuie sur la résolution de l'évolution d'un stock, alimenté par deux termes : un premier lié à la production de sédiments par la pluie et un second lié au ruissellement :

$$\frac{dS_t}{dt} = V - W S_t^2 \quad (1.28)$$

où S est le stock de sédiments dans le réservoir,

$V = 2 [x_1 Q(t) + x_2 P(t)]$ où $Q(t)$ et $P(t)$ sont respectivement le débit et la pluie au pas de temps t ,

x_1 et x_2 sont des paramètres du modèle à caler,

$W = x_3 Q(t)^2$,

x_3 étant le troisième paramètre du modèle à caler.

Cette équation s'intègre pour chaque pas de temps t en :

$$S_t = \sqrt{\frac{v_t}{w_t}} \tanh \left[\sqrt{v_t w_t} \Delta t + \operatorname{arc} \tanh \left(S_{t-1} \sqrt{\frac{v_t}{w_t}} \right) \right] \quad (1.29)$$

où S_t et S_{t-1} sont les valeurs du stock de sédiments aux temps t et $t - 1$,

v_t et w_t sont les valeurs de V et W au pas de temps t ,

Δt est le pas de temps de fonctionnement du modèle.

Le flux s'écrit alors comme la somme de la variation du stock et des apports liés à la pluie et au ruissellement :

$$F_t = S_t - S_{t-1} + (x_1 Q + x_2 P) \Delta t \quad (1.30)$$

Ce modèle a un grand avantage : il s'avère assez robuste en cas de changement d'échelle spatiale. Bien qu'il soit nécessaire de caler les paramètres x_i , le modèle est bien adapté à des bassins versants de tailles variées : Leudon (5 km²), Mélarchez (7 km²), Orgeval (104 km²), Grand Morin (780 km²) et Marne (12 800 km²). De plus, ce modèle s'adapte bien aux changements de pas de temps, de la semaine à l'heure en vue d'une modélisation événementielle.

C.2.3 Modèles déterministes

Les modèles physiques déterministes sont basés sur la description physique des processus à une échelle fine d'observation. Les processus de mobilisation puis de transport des sédiments sont décrits en utilisant les équations de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie. La notion de stock présente dans les modèles conceptuels disparaît ici. Les phénomènes de dépôt/reprise sont en effet pris en compte explicitement dans les équations de transport et de ruissellement. Ces modèles reposent sur une discrétisation fine du bassin versant, ce qui impose une distribution spatiale des processus et permet de s'affranchir des problèmes de changement d'échelle. Ils sont cependant bien plus exigeants en terme de données d'entrée et en temps de calcul.

A priori, les paramètres ont un sens physique et peuvent être déterminés en fonction des caractéristiques du bassin versant. Néanmoins, il arrive de trouver des formules empiriques dans ces modèles, lorsque les échelles d'espace des processus physiques à modéliser deviennent trop fines.

C.2.3.1 Le modèle WEPP

Le modèle *Water Erosion Prediction Project*, développé au sein de l'USDA (*United States Department of Agriculture*) est un modèle distribué permettant de modéliser les écoulements, l'érosion diffuse et l'érosion concentrée sur un bassin versant (Foser *et al.* 1995). Il utilise l'équation de conservation de la masse des sédiments :

$$\frac{dG}{dx} = D_i + D_r \quad (1.31)$$

où G est le flux de sédiments (en kg s⁻¹ m⁻¹),

D_i est le détachement inter-rigoles et D_r le détachement dans les rigoles (en kg s⁻¹ m⁻²).

Le taux de détachement dans les rigoles s'écrit de la manière suivante :

$$D_r = D_c \left(1 - \frac{G}{T_C}\right) \quad (1.32a)$$

$$D_c = K_r (\tau_f - \tau_c) \quad (1.32b)$$

où D_c est la capacité de détachement de l'écoulement dans les rigoles,

T_C est la capacité de transport de l'écoulement dans les rigoles,

K_r est un paramètre d'érodabilité dans les rigoles,

τ_f et τ_c sont respectivement la contrainte de cisaillement de l'écoulement et la contrainte limite de détachement des particules du sol.

Le taux de détachement inter-rigoles s'écrit :

$$D_i = K_{iadj} I_e \sigma_{ir} SDR_{RR} F_{nozzle} \frac{R_s}{w} \quad (1.33)$$

où K_{iadj} est un coefficient d'érodabilité,

I_e est l'intensité de la pluie effective,

σ_{ir} est le ruissellement diffus,

SDR_{RR} est le *Sediment Delivery Ratio* (cf. paragraphe B.2.1.1),

F_{nozzle} est un paramètre d'ajustement dépendant de l'état et des caractéristiques du sol,

R_s est l'écartement des rigoles et w la largeur des rigoles.

Les variables D_r et D_i peuvent être difficiles à évaluer en pratique. Une description plus précise du modèle donne des formulations détaillées des coefficients permettant de les calculer (Foser *et al.* 1995). Néanmoins, ces équations conservent des paramètres à caler.

Dans l'optique d'une spatialisation du modèle, ces équations devront être résolues pour chaque maille d'espace. La multiplication des paramètres à caler engendrée par la spatialisation peut ici se révéler compliquée pour l'utilisateur, qui ne disposera pas forcément des données spatialisées nécessaires, comme l'intensité des pluies, les caractéristiques ou l'état du sol par exemple.

C.2.3.2 Le modèle SHESED

Ce modèle a été développé sur la base du modèle hydrologique SHE développé par l'Institut d'Hydrologie de Newcastle upon Tyne (U.K.), l'institut d'Hydraulique du Danemark et la SOGREAH (France). Celui-ci simule la majorité des processus hydrologiques observables sur le bassin versant : fonte de neige, interception de la pluie par la végétation, évapotranspiration, écoulements de surface et de sub-surface et écoulement dans les rivières.

Le modèle de transport solide a été développé au sein de l'Université de Newcastle upon Tyne (Wicks et Bathurst 1996). Il comprend une fonction de production de sédiments par la pluie et une fonction de détachement par le ruissellement sur le versant. Le module d'érosion et de transfert sur le bassin versant est couplé au transfert dans le système fluvial du modèle hydrologique et décrit implicitement les phénomènes de dépôt/reprise dans le lit des cours d'eau.

La fonction de production de sédiments par la pluie est basée sur l'énergie cinétique des gouttes :

$$D_R = k_r F_w (1 - C_g) [(1 - C_c) M_R + M_D] \quad (1.34)$$

où D_R est le taux de détachement de particules,

k_r est un coefficient d'érodabilité du sol,

F_w est un coefficient de protection par la lame d'eau,

C_g et C_c sont respectivement le pourcentage de sol nu et recouvert par la végétation ou la neige,

M_R et M_D sont respectivement les énergies cinétiques de la pluie et de l'égoutture des feuilles.

Quant au détachement par le ruissellement, il est fonction de la contrainte de cisaillement τ et de la contrainte de cisaillement critique τ_c :

$$D_f = k_f \left(\frac{\tau}{\tau_c} - 1 \right)^b \quad \text{si } \tau > \tau_c \quad (1.35a)$$

$$D_f = 0 \quad \text{si } \tau \leq \tau_c \quad (1.35b)$$

où k_f est un coefficient d'érodabilité du sol et b un paramètre à caler.

Là encore, notre présentation de ce modèle se limite aux fonctions de production des sédiments. Une description plus précise du transport des sédiments et des relations permettant de calculer certains paramètres se trouvent dans Wicks et Bathurst (1996).

C.2.3.3 Le modèle DHSVM

Le modèle DHSVM (*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*) est développé au sein de l'Université de Washington. Un grand nombre de processus hydrologiques et érosifs sont représentés (Wigmosta *et al.* 2002; Doten *et al.* 2006 et figure 1.23). Afin de modéliser au mieux les processus physiques fins, son utilisation nécessite une grande quantité d'informations : type et épaisseur de sol, couverture végétale, modèle numérique de terrain, réseau hydrographique sous forme de couche SIG et données hydro-météorologiques spatialisées (pluie, température intensité et direction du vent, humidité).

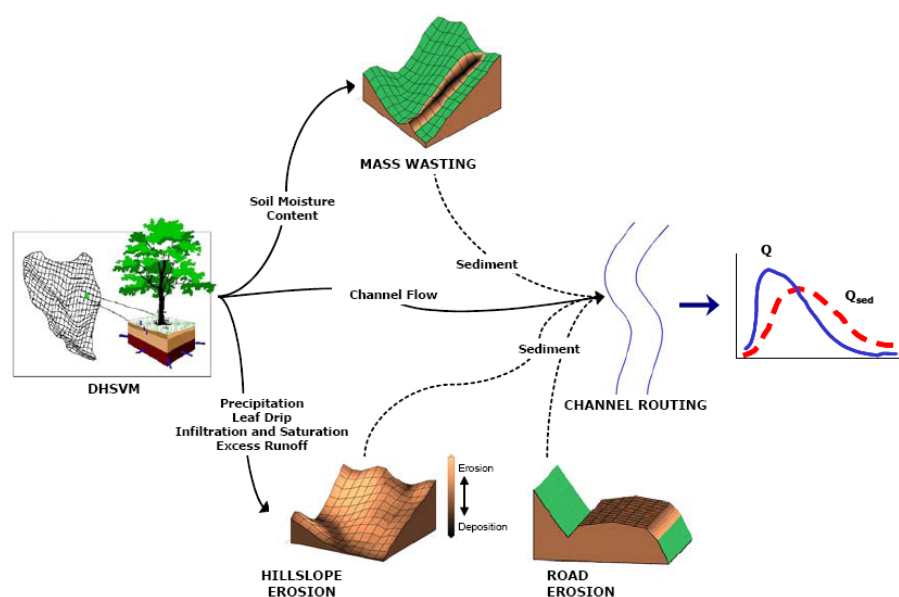


FIGURE 1.23 – Description des processus modélisés par le module érosion de DHSVM.

D Synthèse sur l'étude bibliographique du transport en suspension

Des deux processus de transport solide dans le système fluvial (charriage et suspension), le transport solide en suspension est celui qui transporte et exporte les volumes les plus importants de matériaux. C'est donc naturellement que l'étude de celui-ci a été privilégiée.

Cette approche du transport en rivière permettra d'aborder les problématiques associées, telles que l'envasement des retenues par les particules fines ou les aspects de qualité comme le transport des polluants associés au MES. En revanche l'étude du transport en suspension ne permet pas d'appréhender l'évolution du lit des cours d'eau, la morphologie de ces derniers étant principalement façonnée par le charriage.

Le transport des MES dans les cours d'eau est la conséquence de plusieurs processus observés sur le bassin versant : l'érosion (action de la pluie et du ruissellement), le transfert des particules (sur le versant ou dans les cours d'eau) et les phénomènes de dépôt/reprise associés. Compte tenu de la forte variabilité spatio-temporelle de ces phénomènes, le transport en suspension se révèle complexe à étudier. Une bonne compréhension de l'ensemble des processus générant et régissant le transport des MES semble donc prépondérante en vue de développer un modèle susceptible de représenter ces flux.

Cette complexité se traduit dans le nombre et la diversité des modèles de transport de MES existants, parmi lesquels deux approches semblent néanmoins se distinguer. Une première approche consiste à établir des relations statistiques entre les flux et des variables à définir, soit au travers de liaisons statistiques (corrélation simple ou multiple), soit à l'aide de modèle conceptuels. Ces derniers tentent d'expliquer les flux de MES en synthétisant les processus fondamentaux à l'échelle du bassin versant à l'aide de relations statistiques. Leurs variables pourront interagir les unes avec les autres, généralement au travers de réservoirs. L'autre approche de modélisation est déterministe. Elle consiste à représenter la physique des processus, en utilisant les équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement. Ces modèles sont généralement couplés à des modèles hydrologiques distribués, capables de représenter la dynamique de la lame d'eau ruissellée.

Notre démarche va de la compréhension des processus vers la modélisation. A tous les niveaux, elle s'appuie sur une estimation des flux de matières en suspension. La fiabilité et la précision de la mesure des flux de MES, qui sera l'objet du chapitre suivant, apparaissent donc comme primordiales.

2

Mesure des concentrations en sédiment
en suspension dans les rivières

A	PRÉSENTATION DES BASSINS VERSANTS D'ÉTUDE	65
A.1	Bassins versants méditerranéens : l'Asse et la Bléone	68
A.1.1	Physique des bassins versants	68
A.1.2	Géologie et couverture du sol	68
A.1.3	Hydro-climatologie	72
A.1.3.1	Régime pluvial méditerranéen	72
A.1.3.2	Les années 2001-2003	73
A.2	Bassins versants de haute montagne : le Ferrand et la Romanche	74
A.2.1	Physique des bassins versants	74
A.2.2	Géologie et couverture du sol	75
A.2.3	Hydro-climatologie	80
A.2.3.1	Régime nival-glaciaire	80
A.2.3.2	Les années 2002-2004	82
A.3	Bassin versant complexe/mixte : l'Isère à Grenoble	83
A.3.1	Physique du bassin versant	83
A.3.2	Géologie et couverture du sol	84
A.3.3	Hydro-climatologie	88
A.3.3.1	La station hydrométrique de Grenoble Campus	88
A.3.3.2	Régime pluvio-nival	89
B	LA MESURE DES CONCENTRATIONS EN MES	91
B.1	Les différentes méthodes de mesure de concentration en MES	91
B.2	La mesure par prélèvement-filtration-séchage-pesée	94
B.3	Le turbidimètre	95
B.3.1	De la mesure de la turbidité	95
B.3.2	... A la concentration	96
B.4	Installation type d'une station de mesure du transport solide en suspension	97
B.4.1	Matériel utilisé en turbidimétrie et pour les prélèvements d'eau	97
B.4.1.1	Les turbidimètres	97
B.4.1.2	Les préleveurs automatiques	97
B.4.2	Mise en place d'un turbidimètre et d'un préleveur automatique : exemple de la station de Grenoble Campus	98
B.4.2.1	Installation	98
B.4.2.2	Asservissement du préleveur au turbidimètre	99

B.4.3	Relations concentration-turbidité sur les bassins versants d'étude	101
C	LES INCERTITUDES SUR LA MESURE	103
C.1	Incertitudes sur la mesure par prélèvement	103
C.1.1	Répétitivité de la mesure	103
C.1.2	Influence du volume d'eau filtrée	103
C.2	Incertitudes de mesure liées à l'utilisation du turbidimètre	104
C.2.1	Problèmes de terrain	104
C.2.2	Dispersion de la relation concentration-turbidité	105
C.2.2.1	Erreurs observées	105
C.2.2.2	Sources de ces erreurs	105
C.2.3	Granulométrie des MES au cours des évènements sur l'Isère	107
C.2.3.1	Analyse de l'évolution de la granulométrie au cours des évènements	107
C.2.3.2	Influence sur la relation concentration-turbidité	109
C.3	Représentativité du point de mesure	110
C.3.1	Représentativité horizontale ...	111
C.3.2	... Et représentativité verticale	112
C.3.2.1	Sur le terrain	112
C.3.2.2	En théorie	113
D	SYNTHÈSE SUR LA MESURE DES CONCENTRATIONS EN MES	115

Bien que les réseaux de mesure de concentration en MES dans les rivières se soient développés au cours des dernières années (Walling et Fang 2003), ce type de mesure était réalisé dès les années 1910 : dans un compte rendu de l'Académie des Sciences daté du 12 avril 1915, Müntz et Lainé présentent leurs mesures de concentration en limons, effectuées à la demande de l'Administration des Améliorations Agricoles du Ministère de l'Agriculture. Il rapportent des concentrations en limons de plus de 5 g l^{-1} dans l'Isère à Grenoble et de plus de 2 g l^{-1} dans la Durance à Mirabeau ou dans la Garonne à Toulouse. Bien que les technologies aient évolué, l'objectif de la mesure reste le même : déterminer les concentrations en MES afin de calculer des flux dans les cours d'eau.

L'ensemble de notre étude repose sur la mesure et l'analyse de données de flux de MES dans les cours d'eau. La nécessité d'acquérir sur le long terme des chroniques fiables et précises est soulignée par Walling et Fang (2003).

L'objet de ce chapitre est de présenter les différentes méthodes de mesure de concentration en milieu naturel. Nous présenterons dans un premier temps les différents bassins versants d'étude où ces mesures ont été réalisées. Une deuxième partie permettra de présenter plus en détail les solutions techniques retenues et la méthodologie mise en place. Finalement, on discutera de la précision de ces mesures, en recensant et en analysant les différentes sources d'erreurs rencontrées, afin de les limiter.

A Présentation des bassins versants d'étude

L'étude présentée ici porte essentiellement sur 5 bassins versants. Tous sont situés dans le quart Sud-Est de la France (figure 2.1). Les plus au Sud, l'Asse et la Bléone sont des affluents de la Durance. La Romanche et le Ferrand, situés dans le massif de l'Oisans dans les Alpes sont des affluents du Drac. Ces quatre bassins versants ont une caractéristique commune : ils ne présentent pas d'aménagement hydraulique et les écoulements à l'exutoire sont entièrement naturels. Le dernier bassin d'étude, le plus au Nord, est celui de l'Isère à Grenoble, un des affluents majeurs du Rhône. Ce bassin est en revanche fortement aménagé (*cf.* paragraphe A.3.1).

Les conditions hydro-climatiques (pluie et débit) de ces bassins versants sont synthétisées dans le tableau 2.1. Le tableau 2.2 présente les paramètres physiques des bassins versants et les caractéristiques des sols.

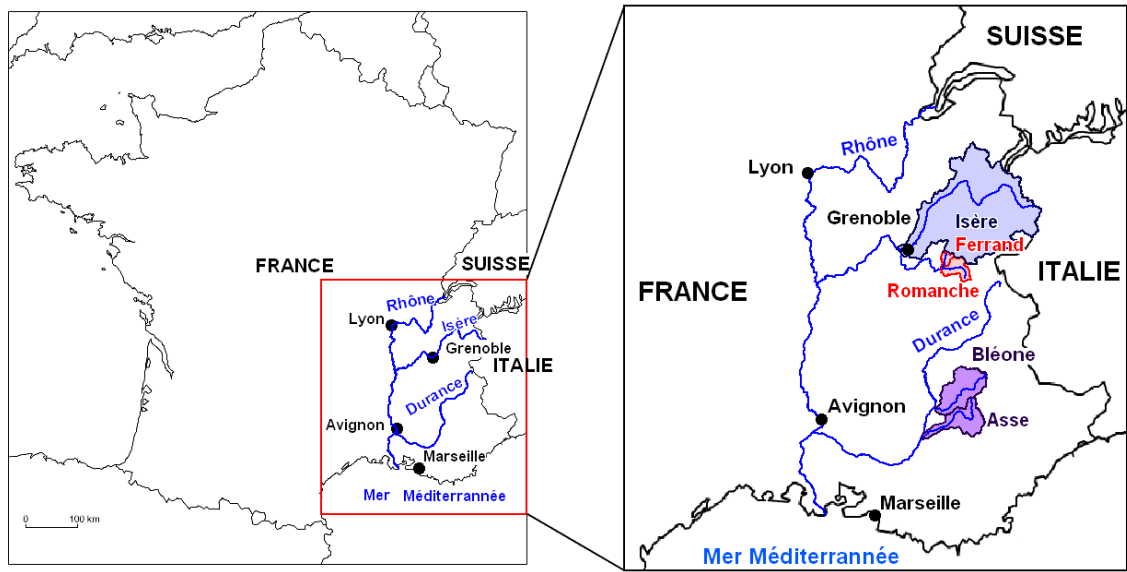


FIGURE 2.1 – Localisation des bassins versants d'étude.

TABLEAU 2.1 – Résumé des conditions hydro-climatiques durant la période d'étude sur les bassins versants. Les années détaillées sont celles sur lesquelles on dispose de données de concentrations en MES.

BV	Pluie liquide Cumul annuel (mm)				Débit Débit spécifique moyen ($1 \text{ km}^{-2} \text{ s}^{-1}$)			
	2001	2002	2003	1976-2003	2001	2002	2003	1976-2003
Asse	566	903	562	702	8	6	6	7
Bléone	733	954	697	804	12	9	10	12
Ferrand	2002	2003	2004	1961-2004	2002	2003	2004	1961-2004
	604	349	298	419	35	40	24.5	37.5
Romanche	553	302	-	437	30	33	-	32
Isère	2006	2007	2008	1962-2007	2006	2007	2008	1962-2007
	-	-	-	877	26	28	-	31

- : données non disponibles

TABLEAU 2.2 – Paramètres physiques et de sol des bassins d'étude.

BV	Régime	Taille km ²	Ordre de Strahler	Pente moyenne °	% de la surface du bassin au dessus de :		
					1000m	2000m %	3000m
Bléone	Pluvial méditerranéen	905	4	20	58	4	0
Asse	Pluvial méditerranéen	657	4	17	46	0.1	0
Ferrand	Nival-glaciaire	82	3	27	100	67	4
Romanche	Nival-glaciaire	230	4	28	100	76	12
Isère	Pluvio-nival	5720	6	22	77	39	3

BV	Couverture du sol					Géologie			
	Tissu urbain	Terres cultivées	Forêts	Végétation basse	Végétation clairsemée ou absence de végétation	Roches cohérentes tendres	Roches meubles	Roches hétérogènes	Roches résistantes
% de la surface du bassin									
Bléone	1	11.5	53	20.5	14	19	3	67.5	10.5
Asse	0.1	18.4	45	25	11.5	9.5	6	68.5	16
Ferrand	1.5	0	5	41	52.5	11	0	74	15
Romanche	0.1	1	5.5	30	63.4	23	0	39	38
Isère	3	11.5	33.5	24	28	8	12.5	65	14.5

A.1 Bassins versants méditerranéens : l'Asse et la Bléone

A.1.1 Physique des bassins versants

Ces deux bassins versants sont des affluents en rive gauche de la moyenne Durance, entre le barrage de Serre Ponçon et Cadarache. Les superficies de ces deux bassins sont respectivement de 657 et 905 km² pour l'Asse et pour la Bléone. Les surfaces drainées sont majoritairement situées en dessous de 2000 m d'altitude (figure 2.2 et tableau 2.2). Néanmoins, 4% du bassin de la Bléone s'élève à plus de 2000 m, culminant à plus de 2800 m en amont du bassin versant.

A.1.2 Géologie et couverture du sol

D'un point de vue géologique, plus de 80% de ces bassins présentent des terrains favorables à l'érosion (figure 2.3 et tableau 2.2). Près de 70% de ces deux bassins versants sont constitués de roches hétérogènes carbonatées, sensibles à l'érosion. Près de 20% de la surface du bassin de la Bléone et près de 10% de celui de l'Asse sont composés de roches tendres (marnes et molasses), très sensibles à l'érosion. Seulement 10 à 15% des terrains de ces bassins présentent des roches résistantes, sous forme de calcaire. Par la nature de leur terrain géologique, ces deux bassins d'étude semblent prédisposés à d'importants taux d'érosion.

Cependant, plus de 50% de leur surface s'avère recouverte de forêts (figure 2.4 et tableau 2.2), qui protègent ainsi une partie du bassin versant des phénomènes érosifs. Néanmoins, ces bassins comportent des zones peu ou pas du tout couvertes (figure 2.4 et tableau 2.2) : 35% de leur superficie est en effet constituée de végétation basse, clairsemée voire de roche nue.

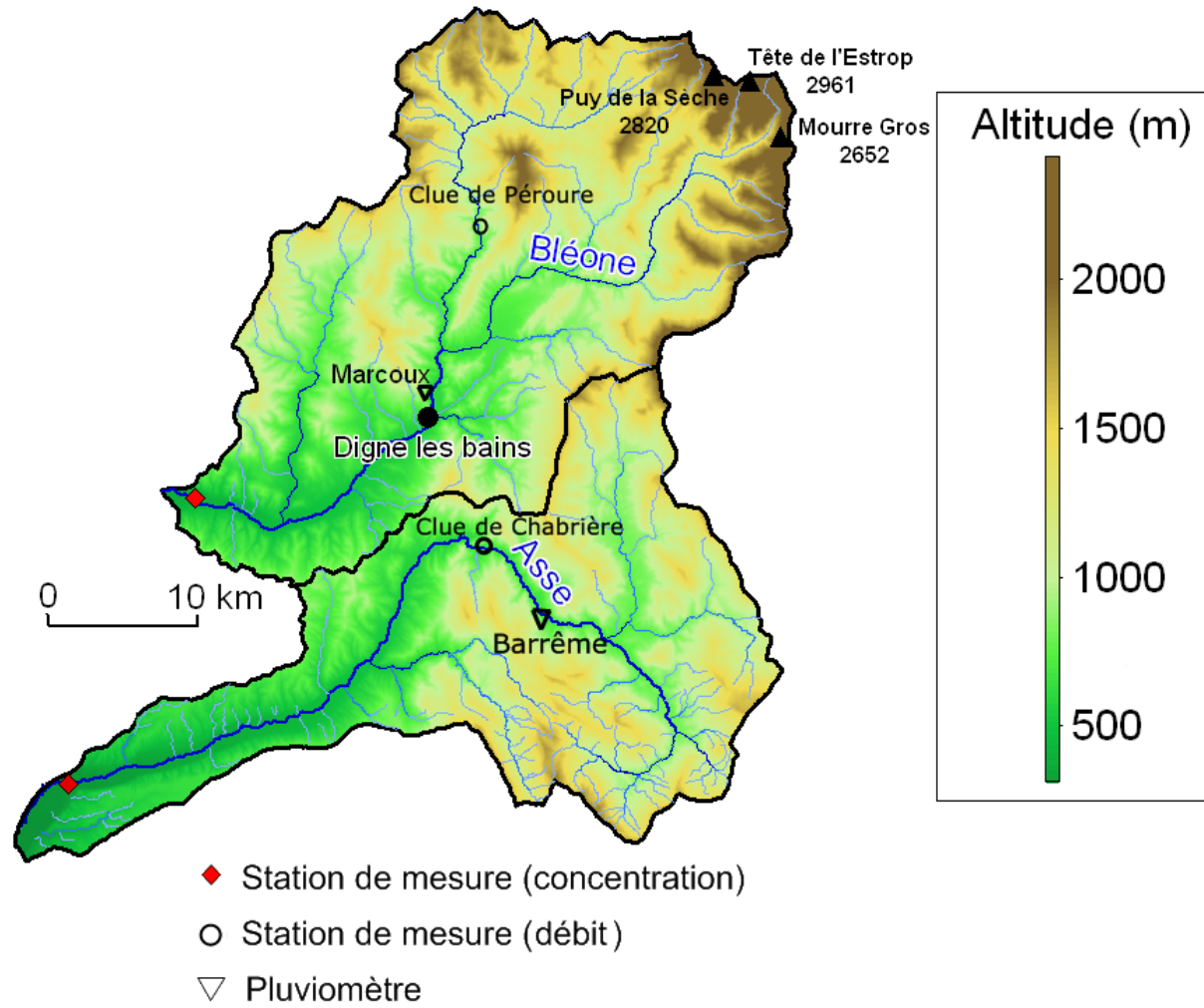


FIGURE 2.2 – Carte des altitudes des bassins versants de l'Asse et de la Bléone et localisation des stations de mesure de concentration, débit et pluie.

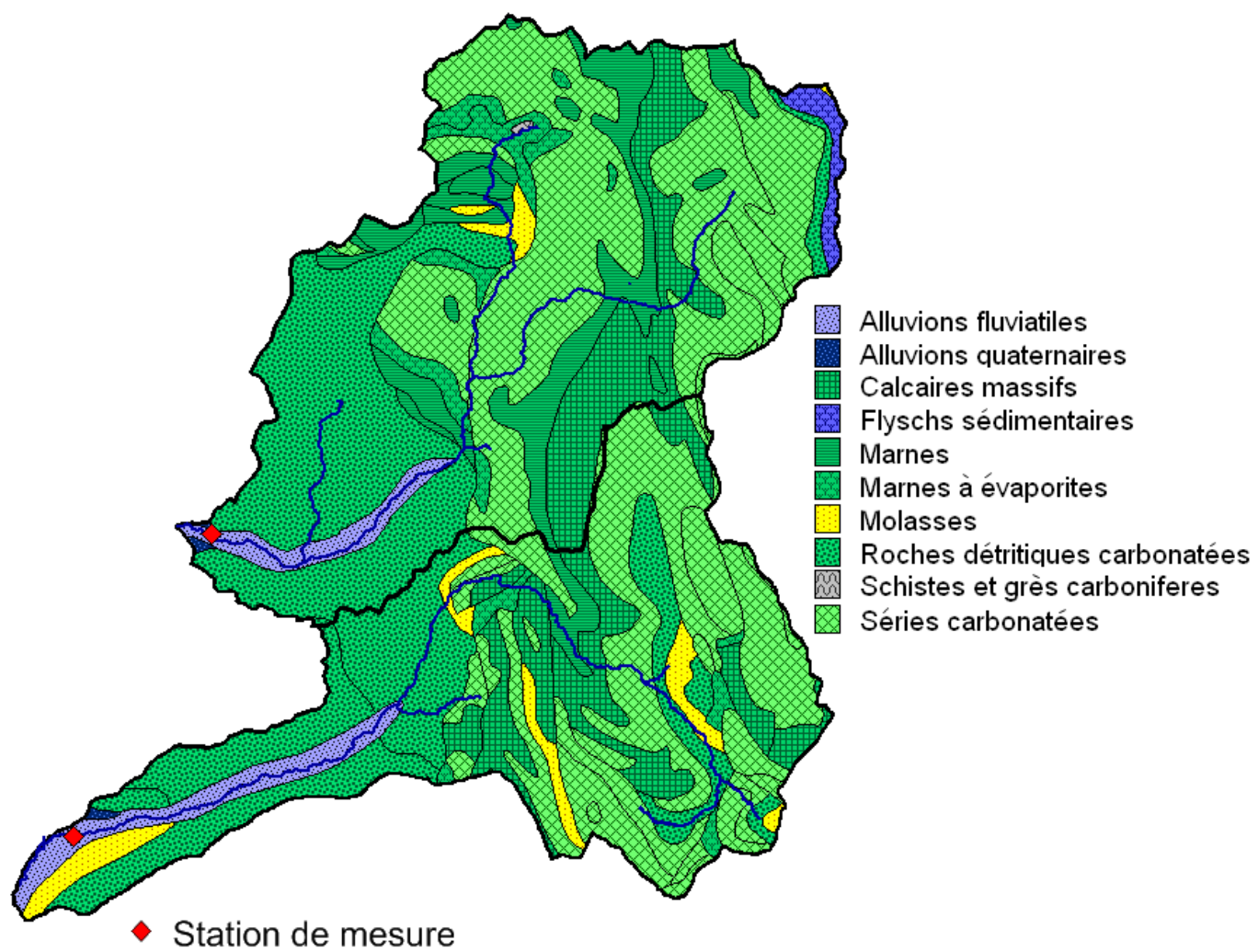


FIGURE 2.3 – Carte géologique des bassins versants de l'Asse et de la Bléone.

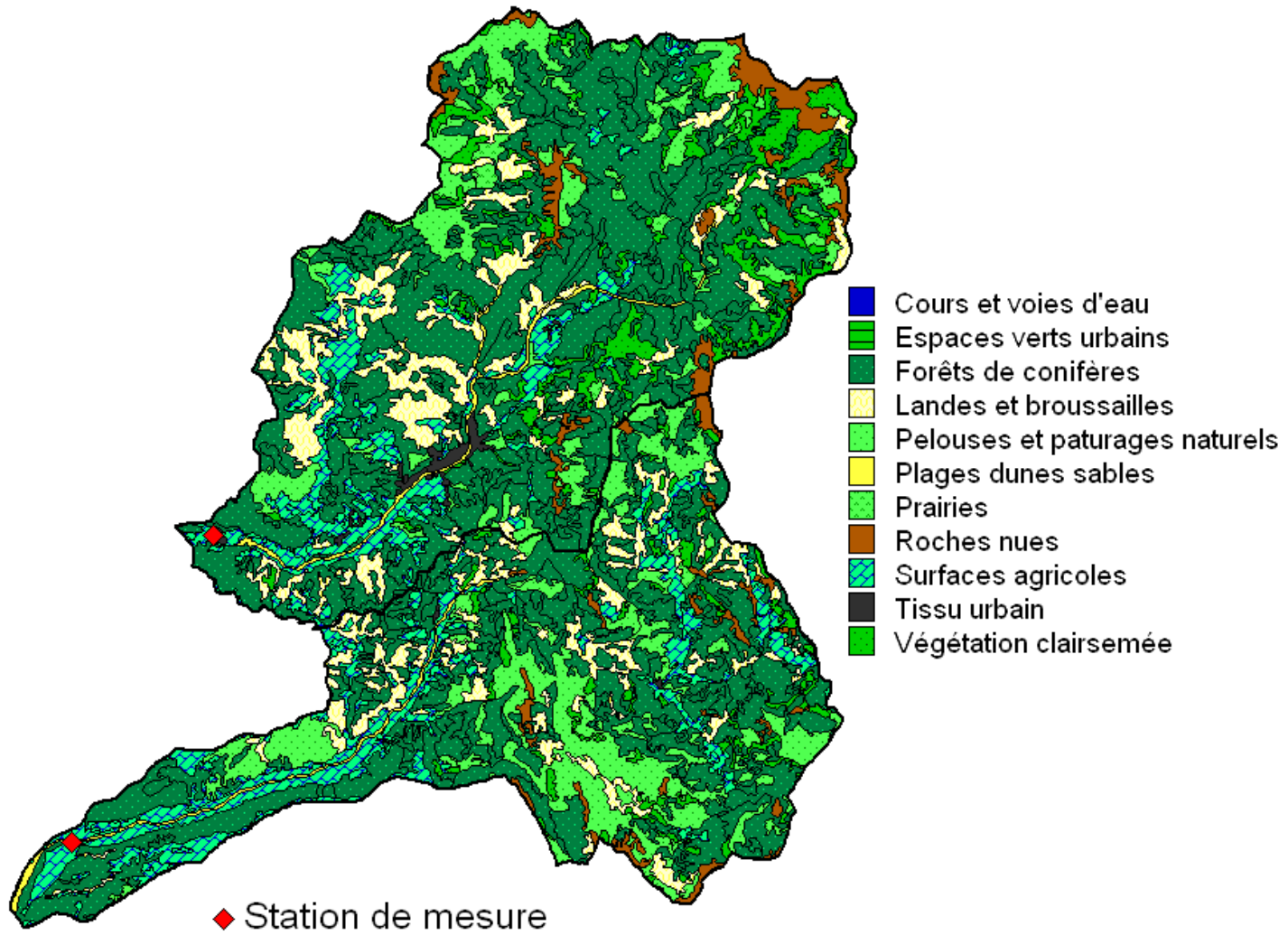


FIGURE 2.4 – Carte de la couverture du sol pour les bassins versants de l'Asse et de la Bléone.

A.1.3 Hydro-climatologie

A.1.3.1 Régime pluvial méditerranéen

Les deux bassins versants de l'Asse et de la Bléone sont les bassins d'étude les plus au Sud (figure 2.1) et sont sous influence méditerranéenne. Les pluviomètres utilisés sont situés à Marcoux sur la Bléone et à Barrême sur l'Asse (figure 2.2). Il n'existe pas de station de mesure de débit à l'exutoire de ces bassins. Les seules données disponibles se situent sur le bassin versant, mais en amont : à Clue de Chabière sur l'Asse (surface drainée de 357 km²) et à Clue de Péroure sur le Bès, un affluent de la Bléone (surface drainée de 165 km²).

On va caler une relation empirique en appliquant un transfert d'échelle et un déphasage entre les débits mesurés ponctuellement à l'exutoire et les débits de la station amont. Le débit pris en compte sera $Q_{Asse} = Q_{amont} \cdot 1.53$, décalé de 4 heures pour l'Asse et $Q_{Bléone} = Q_{Bes} \cdot 4.4$, décalé de 7 heures pour la Bléone. La modélisation hydrologique permettra ensuite de contrôler et d'améliorer si nécessaire les chroniques de débits reconstituées empiriquement (modèle hydrologique MORDOR, Paquet et Garçon (2000), cf. paragraphe C.1 du chapitre 5 pour plus de détails).

Ces bassins versants présentent un régime hydrologique de type pluvio-méditerranéen. Il est caractérisé par des débits soutenus au cours des mois de mars, avril et mai (figures 2.5a et 2.6a) liés aux pluies printanières. En effet 32% en moyenne des cumuls annuels de pluie sont observés au

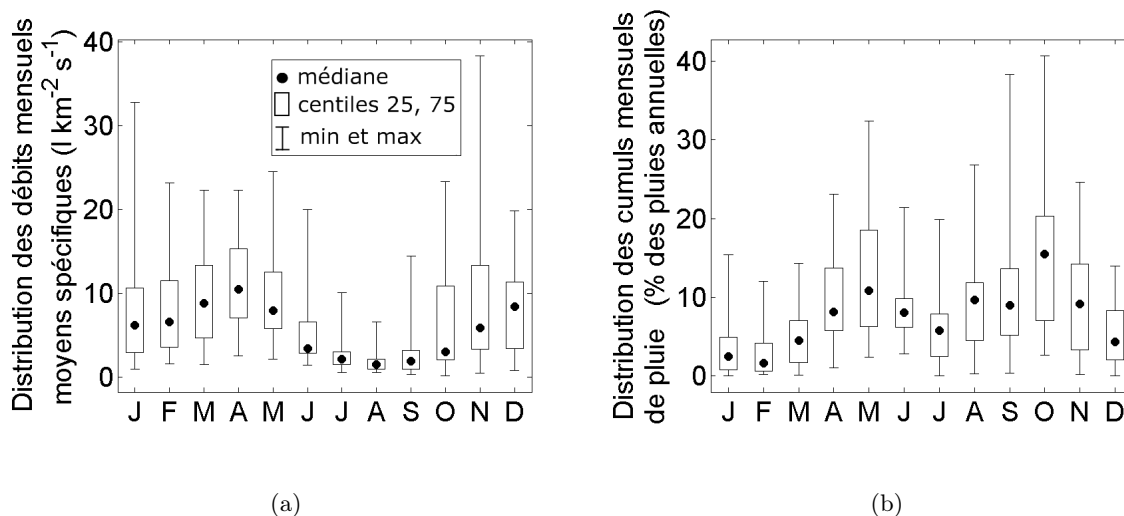


FIGURE 2.5 – Distribution des débits mensuels spécifiques (a) et des précipitations liquides mensuelles (b) sur le bassin versant de l'Asse pour la période 1976-2003.

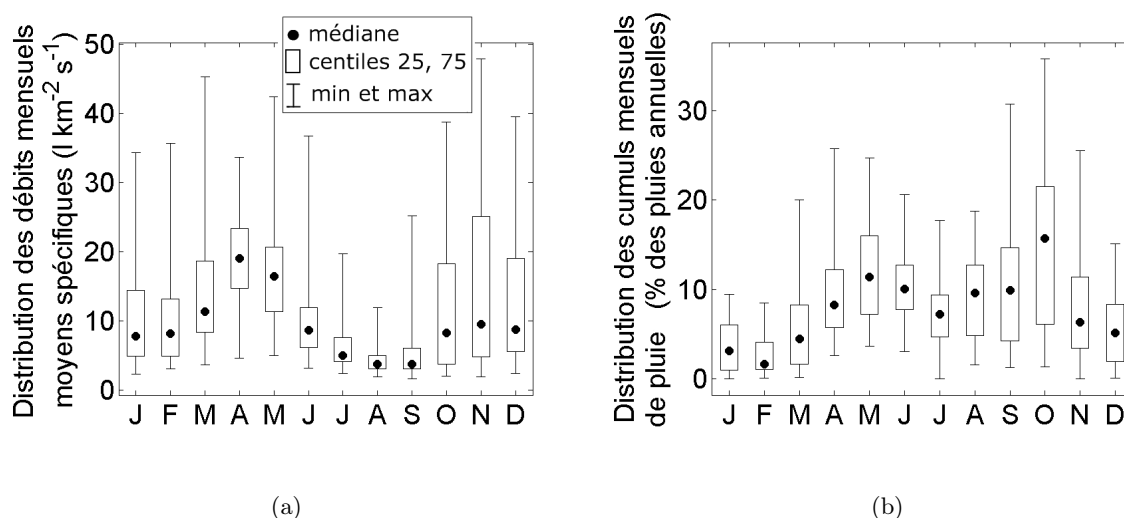


FIGURE 2.6 – Distribution des débits mensuels spécifiques (a) et des précipitations liquides mensuelles (b) sur le bassin versant de la Bléone pour la période 1976-2003.

cours de ces trois mois (figures 2.5b et 2.6b). L'été est en général caractérisé par des étiages sévères au cours des mois de juillet, août et septembre (figures 2.5a et 2.6a). Les mois de septembre, octobre et novembre présentent les cumuls de pluie les plus importants (respectivement 36% et 34% des cumuls annuels en moyenne pour l'Asse et la Bléone). Ces pluies automnales se présentent sous forme d'orages, générant des cumuls de pluie élevés et des crues violentes et soudaines. Bien qu'en légère ré-augmentation après les étiages de l'été, les débits moyens mensuels ne sont pas aussi soutenus qu'au printemps.

A.1.3.2 Les années 2001-2003

La moyenne inter annuelle des cumuls de précipitations s'élève à 800 mm pour la Bléone et 700 mm pour l'Asse (tableau 2.1). Quant aux débits spécifiques, ils sont également plus importants sur la Bléone ($12 \text{ l km}^{-2} \text{ s}^{-1}$) que sur l'Asse ($7 \text{ l km}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

Les valeurs de débit et de pluie pour les années 2001 à 2003 sont présentées dans le tableau 2.1. Afin de replacer les années qui nous intéressent dans un contexte plus global, on peut calculer un indice centré normé de la variable X pour une année i (pouvant être le débit moyen annuel spécifique ou le cumul annuel de pluie) :

$$I(X_i) = \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma_X} \quad (2.1)$$

où \bar{X} est la moyenne inter annuelle d'une variable X et σ_X l'écart type correspondant.

Les indices positifs traduiront des années plutôt humides, tandis que les années sèches seront caractérisées par des indices négatifs.

Tout d'abord, aucune des années d'étude ne se présente comme une année extrêmement sèche ou humide (figure 2.7). La variabilité inter annuelle semble plus importante sur les débits, qui peuvent varier dans un rapport proche de 4 entre une année sèche et une année humide, que sur les cumuls annuels de pluie, qui eux ne varient que dans un rapport 2 (figures 2.7a et 2.7c). Ceci se traduit également sur les indices, dont la variabilité est plus importante sur les débits que sur les pluies (figures 2.7b et 2.7d).

Si l'année 2001 présente des débits supérieurs à la moyenne, ceux des années 2002 et 2003 sont inférieurs à la moyenne. La non linéarité entre précipitations et débits se fait nettement sentir ici : à l'inverse des débits, l'année 2001 présente un déficit de précipitations tandis que 2002 était excédentaire. Seule l'année 2003 présente à la fois des débits faibles et des précipitations peu abondantes.

A.2 Bassins versants de haute montagne : le Ferrand et la Romanche

A.2.1 Physique des bassins versants

Ces deux bassins versants, d'une superficie de 82 km² pour le Ferrand et de 230 km² pour la Romanche, sont plus petits que les bassins méditerranéens. Ils constituent les deux sources principales de la retenue du Chambon (45.10⁶ m³) du point de vue des apports liquides et solides. Le bassin du Ferrand et la partie du bassin de la Romanche en rive droite sont situés dans le massif de l'Oisans. En rive gauche de la Romanche, le bassin versant draine une partie du Nord du massif des Écrins (figure 2.8).

Les bassins versants du Ferrand et de la Romanche sont des bassins de haute montagne : en intégralité au dessus de 1000 m d'altitude, respectivement 4% et 12% de leur surface se situe au dessus de 3000 m, avec respectivement 4% et 10% de couverture glaciaire pérenne. De nombreux sommets dépassent 3200 m sur ces bassins versants (le Pic Bayle et l'Etendard sur le Ferrand, les Aiguilles du Goléon, la Meije ou le Râteau sur la Romanche entre autres) et des pentes fortes sont observées (27° en moyenne, dont 25% à plus de 35°).

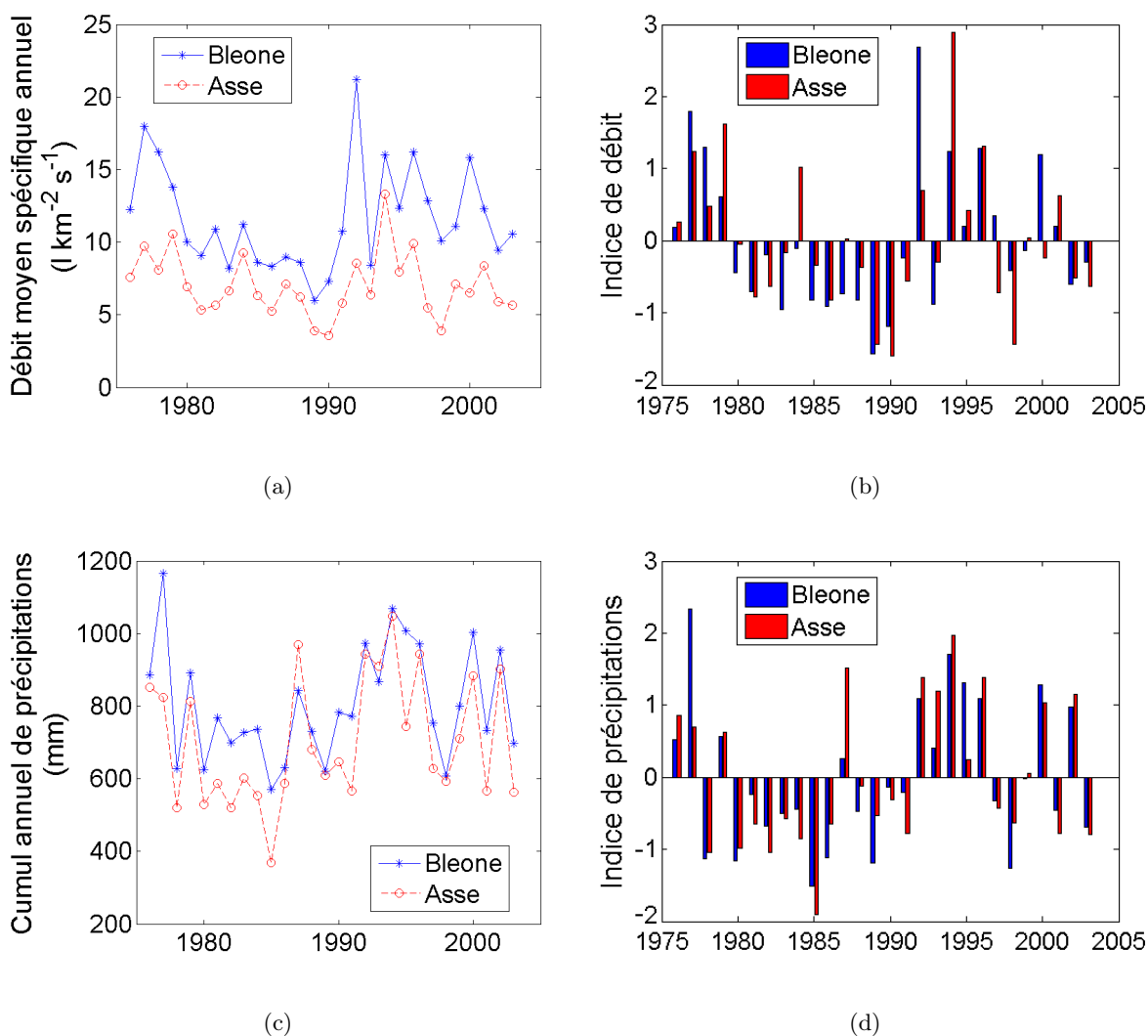


FIGURE 2.7 – Chroniques (a) et indices centrés normés (b) des débits annuels spécifiques et chroniques (c) et indices centrés normés (d) des cumuls annuels de pluie sur les bassins versants de l'Asse et de la Bléone pour la période 1976-2003.

A.2.2 Géologie et couverture du sol

Sur le Ferrand, environ 85% du bassin présente une géologie favorable à l'érosion (figure 2.9) : 10% de roches tendres (marnes) et 75% de roches hétérogènes (principalement des schistes et des roches carbonatées). Seulement 15% du bassin est constitué de roches dures (roches métamorphiques).

Sur la Romanche, il existe un fort contraste entre les roches hétérogènes et tendres de la rive droite d'une part et les roches dures en rive gauche. En rive droite, on observe essentiellement des marnes et des roches carbonatées, sensibles à l'érosion, tandis qu'en rive gauche, ce sont les roches métamorphiques et cristallines, résistantes à l'érosion, qui dominent. Au total, plus de

60% du bassin versant de la Romanche présente des terrains géologiques sensibles à l'érosion (figure 2.9 et tableau 2.2).

De plus, compte tenu de l'altitude de ces bassins versants, on observe peu de forêts (<5% de la surface totale), si bien qu'ils sont en majorité couverts d'une végétation basse et peu dense. Environ 30% de leur surface présente des sols nus et 60% de la végétation basse ou clairsemée (figure 2.10 et tableau 2.2). Néanmoins, il faut garder à l'esprit que si les sols de ces bassins versants apparaissent peu protégés par la végétation, ils le seront par la neige, qui peut couvrir une importante partie des sols du mois de novembre au mois de mai voire juin.

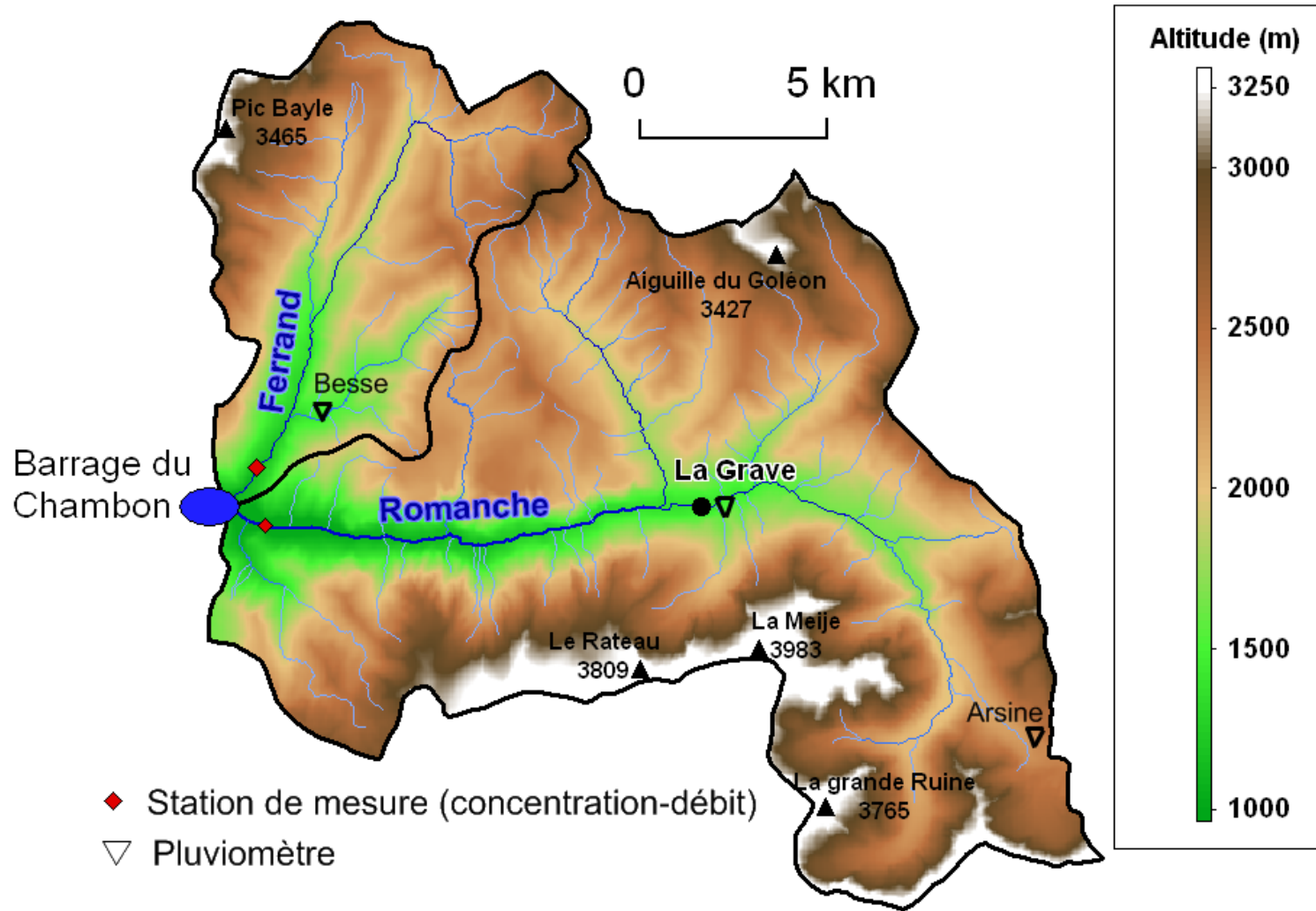


FIGURE 2.8 – Carte des altitudes des bassins versants du Ferrand et de la Romanche et localisation des stations de mesure de concentration, débit et pluie.

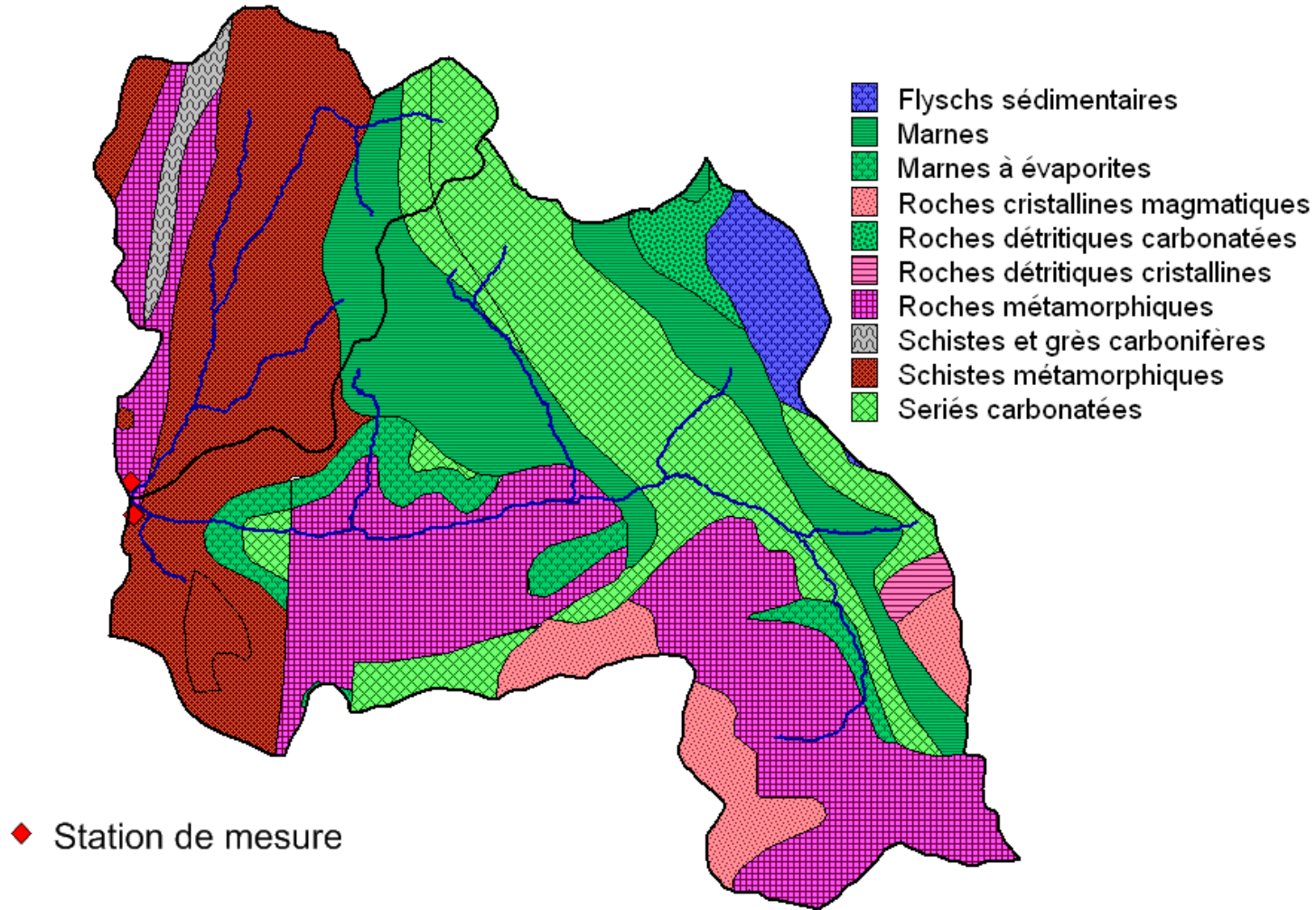


FIGURE 2.9 – Carte géologique des bassins versants du Ferrand et de la Romanche.

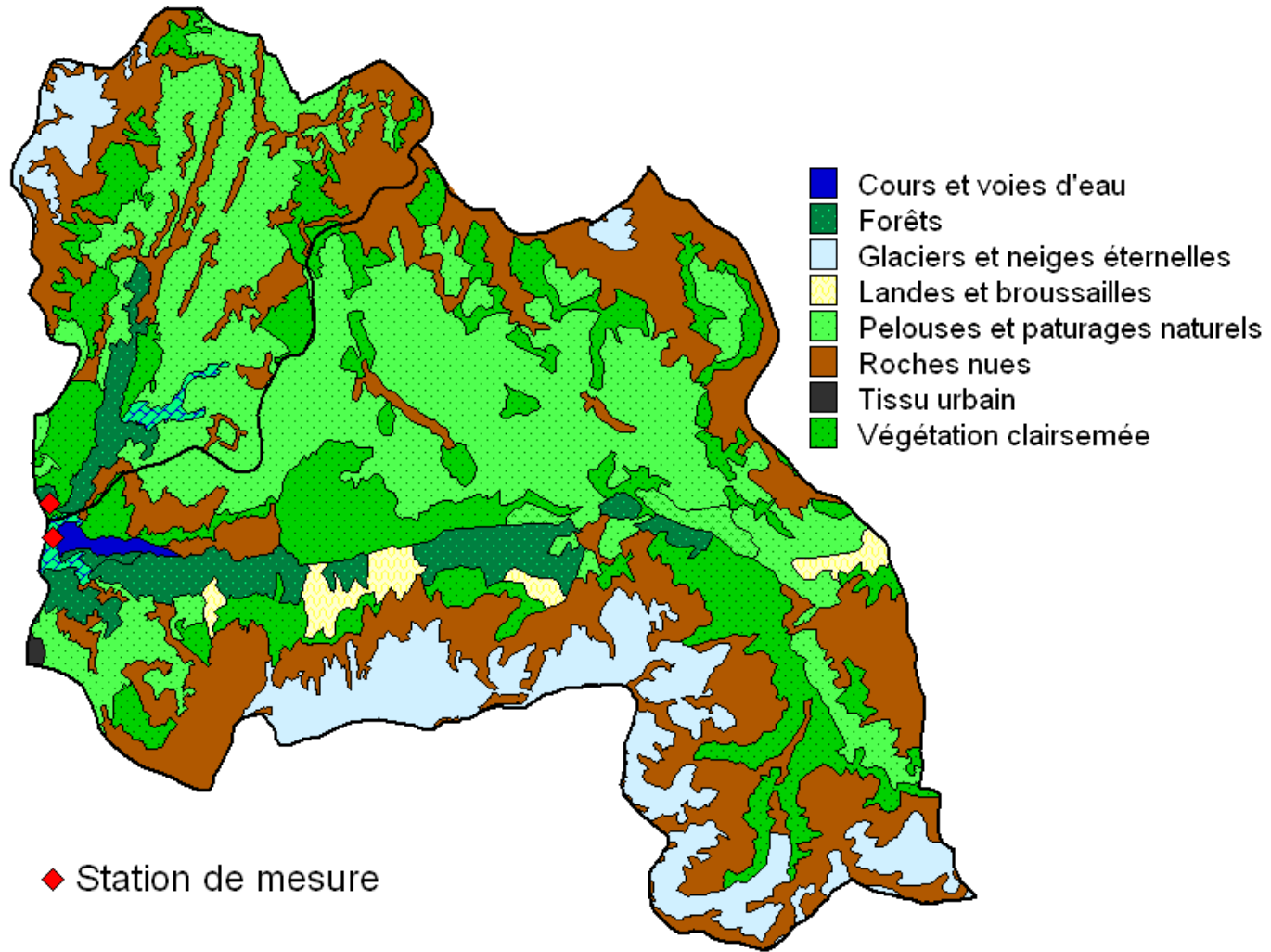


FIGURE 2.10 – Carte de la couverture du sol pour les bassins versants du Ferrand et de la Romanche.

A.2.3 Hydro-climatologie

A.2.3.1 Régime nival-glaciaire

Les données de précipitations sont fournies par les pluviomètres de Besse et de La Grave (figure 2.8). Les données de température aux stations de Besse et du Chazelet permettent de déterminer la fraction de pluie liquide au cours des jours pluvieux à l'aide de la méthode décrite en Annexe A.

Sur la Romanche, les débits sont connus avec précision au travers de la mesure des hauteurs d'eau, mise en place en 1960 et d'une courbe de tarage qui permet de déduire les débits des mesures de hauteurs d'eau. Concernant le Ferrand, un capteur de hauteur d'eau a été installé en 2002. Il permet une mesure efficace des débits sur la période d'étude, également via une courbe de tarage. En revanche, il n'existe que peu de données historiques à cause d'une succession de mises en service et d'abandons de la station de mesure et d'une évolution rapide des courbes de tarage due aux modifications de la section de la rivière. Néanmoins, des données historiques ont pu être reconstituées au pas de temps journalier, grâce au calage d'une relation statistique sur les débits classés de la Romanche et du Ferrand au cours de la période 2002-2004 [$Q_{Fer}/Q_{Rom} = 0.0022 Q_{Rom}^2 - 0.126 Q_{Rom} + 0.0298$, $R^2 = 0.93$] et de la reconstitution des chroniques par modélisation hydrologique (modèle MORDOR, Paquet et Garçon 2000, cf. paragraphe C.1 du chapitre 5 pour plus de détails).

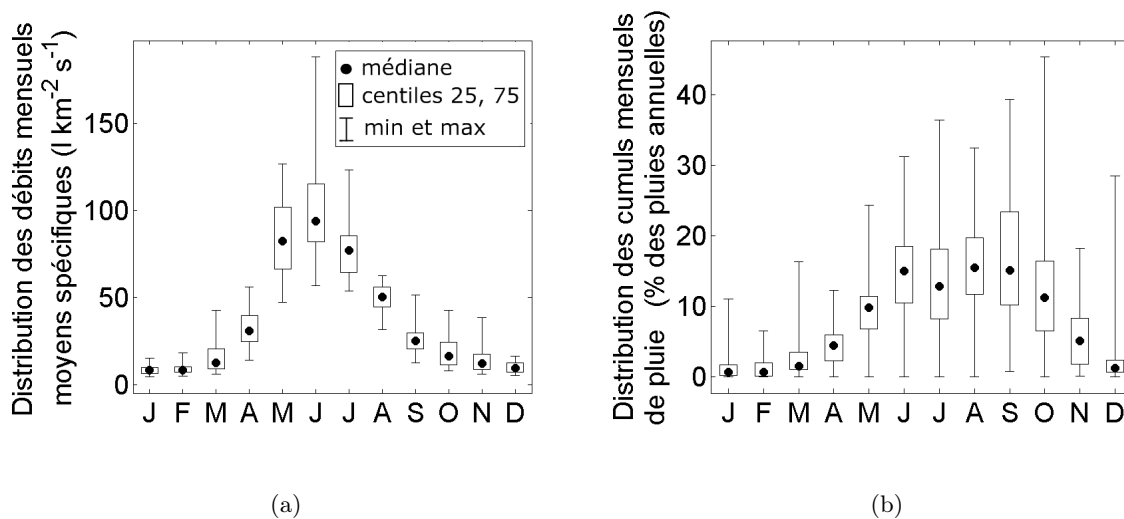


FIGURE 2.11 – Distribution des débits mensuels spécifiques (a) et des précipitations mensuelles (b) sur le bassin versant du Ferrand pour la période 1961-2004.

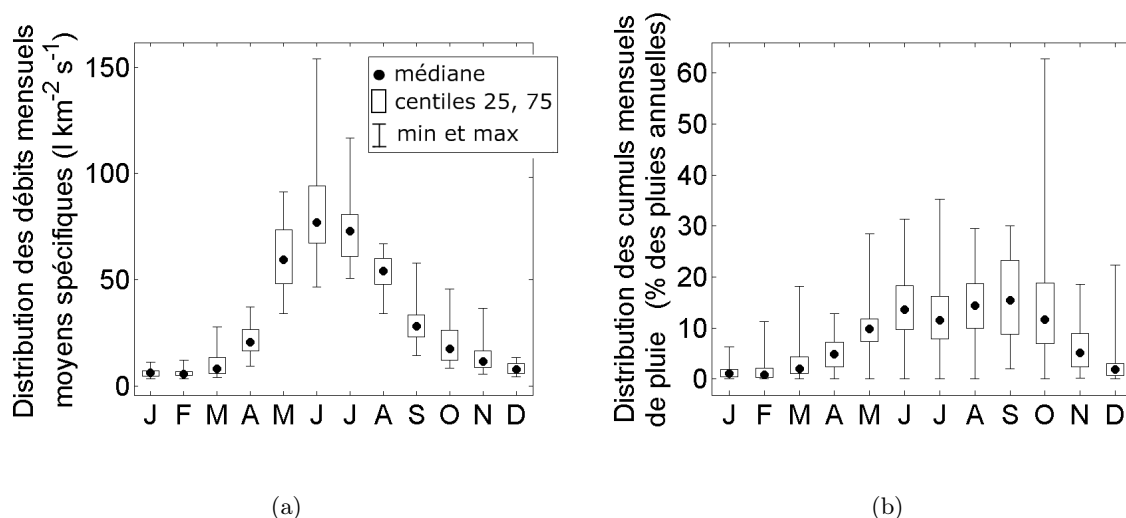


FIGURE 2.12 – Distribution des débits mensuels spécifiques (a) et des précipitations mensuelles (b) sur le bassin versant de la Romanche pour la période 1961-2003.

Dans ce contexte de haute montagne, la neige joue un rôle important dans le cycle hydrologique. Les débits sont liés non seulement aux précipitations sous forme liquide (données par les pluviomètres de Besse pour le Ferrand et de la Grave pour la Romanche), mais également à la fonte des neiges (figures 2.11 et 2.12). Les débits les plus importants sont observés au cours des mois de mai, juin et juillet, lorsque la neige accumulée au cours de l'hiver fond. De plus, 3% et 36% des cumuls annuels de précipitations sous forme liquide sont observés au cours de cette période, respectivement sur le Ferrand et la Romanche. Les débits mensuels moyens vont ensuite diminuer au cours des mois d'août, septembre et octobre, malgré la fusion glaciaire et les orages d'été (43% à 44% des précipitations liquides annuelles se situent sur cette période) qui pourront générer quelques crues importantes. Les étiages sont observés de novembre à mars, lorsque les températures diminuent et que les précipitations commencent à tomber sous forme de neige. Celle-ci ne fondra pas avant les mois d'avril et de mai suivants.

Sur le bassin de la Romanche, la fusion glaciaire, provenant des nombreux glaciers existants sur la partie amont du bassin va soutenir les débits au cours des mois d'août et de septembre. La fusion glaciaire est également présente sur le bassin du Ferrand, mais elle est limitée. Le seul véritable glacier sur ce bassin est celui des Quirliès (au pied du pic Bayle), dont l'exutoire se jette directement dans le lac des Quirliès, au pied du glacier. L'influence de la composante de fusion glaciaire sera donc fortement amortie par la présence de ce lac.

A.2.3.2 Les années 2002-2004

Pour ces deux bassins versants, la variabilité inter annuelle est de nouveau assez importante avec des débits et des cumuls annuels pouvant varier dans un rapport 2 d'une année à l'autre (figures 2.13a et 2.13c). Concernant les années d'étude, malgré des précipitations sous forme liquide bien moindres que sur les bassins méditerranéens, (environ 420 mm par an en moyenne), les débits spécifiques sont eux bien supérieurs (respectivement 37.5 et 32 l km⁻² s⁻¹ en moyenne).

L'année 2002, malgré des précipitations assez nettement supérieures à la moyenne présente des débits moyens annuels très légèrement inférieurs à la moyenne (figure 2.13). Ceci peut être le fait d'un hiver pauvre en précipitations neigeuses ayant entraîné une fusion nivale limitée et donc des

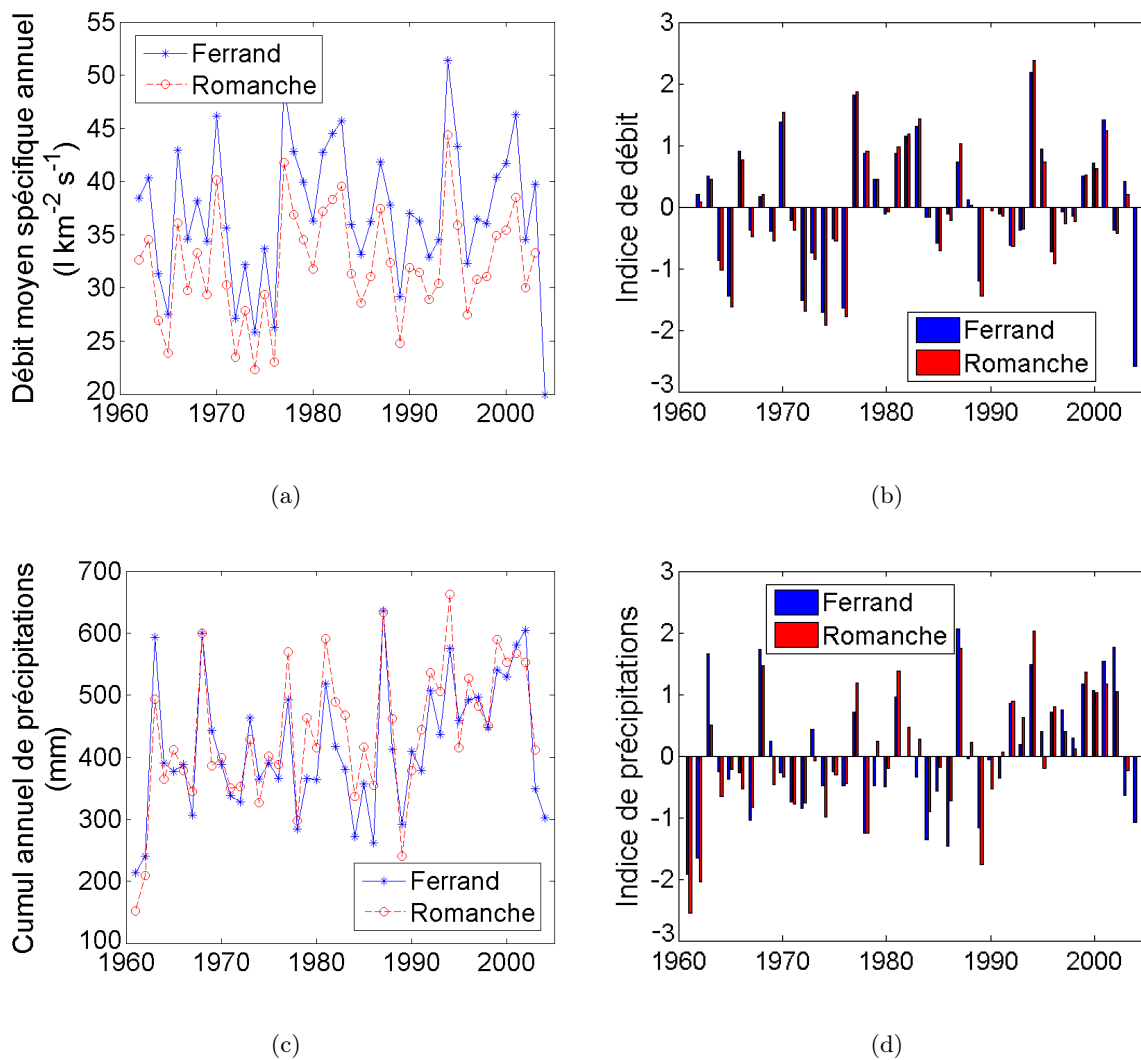


FIGURE 2.13 – Chroniques (a) et indices centrés normés (b) des débits annuels spécifiques et chroniques (c) et indices centrés normés (d) des cumuls annuels de pluie sur les bassins versants du Ferrand et de la Romanche pour la période 1961-2004.

débits faibles, malgré des pluies relativement abondantes. L'année 2003, que ce soit en terme de débit ou de cumul de précipitations semble être située autour de la moyenne. En revanche, l'année 2004 présente des débits particulièrement faibles, accompagnés de précipitations en dessous de la moyenne.

A.3 Bassin versant complexe/mixte : l'Isère à Grenoble

A.3.1 Physique du bassin versant

L'Isère est un affluent important du Rhône d'un point de vue des apports liquides puisqu'il représente 11% en moyenne de l'écoulement annuel du Rhône. De plus, elle joue un rôle important du point de vue des apports sédimentaires et constitue un exemple privilégié du fonctionnement hydro-sédimentaire d'un grand bassin versant alpin (Dumas 2007). Dans le cadre de cette étude, nous nous intéresserons uniquement au bassin versant de l'Isère à Grenoble (5720 km²), juste avant la confluence avec le Drac. Les trois affluents principaux de l'Isère à Grenoble sont l'Arly, au Nord, l'Isère amont provenant de la vallée de la Tarentaise et l'Arc issu de la vallée de la Maurienne (figure 2.14).

Avec environ 25% de plaines en dessous de 1000 m, 30% de moyenne montagne entre 1000 et 2000 m et 40% au dessus de 2000 m, l'Isère à Grenoble est un bassin complexe, mêlant plaines et haute montagne. Plusieurs sommets culminent en effet à plus de 3500 m, avec notamment le mont Pourri dans le massif du Beaufortin, la Grande Casse dans le massif de la Vanoise ou l'Alabaron en Haute Maurienne. Bien que n'étant pas situés sur le bassin versant de l'Isère (figure 2.1), les bassins du Ferrand et de la Romanche sont des exemples représentatifs de sous-bassins versants de haute montagne que l'on peut observer au sein du bassin de l'Isère.

Contrairement aux quatre autres bassins versants d'étude, l'Isère est un bassin fortement aménagé : on y rencontre de nombreuses retenues, parfois importantes, comme le barrage de Tignes (225 millions de m³) ou la retenue de Roseland (187 millions de m³). Deux aménagements importants modifient les écoulements naturels : une première dérivation restitue une partie des débits de l'Arc à St Jean de Maurienne directement dans l'Isère, à l'amont de Grenoble ; une deuxième dérive une partie des débits de l'Isère à Moutiers dans l'Arc, juste avant sa confluence avec l'Isère.

A.3.2 Géologie et couverture du sol

Plus de la moitié du bassin repose sur des formations composées de schistes sédimentaires hétérogènes sur les sous-bassins de l'Isère amont et de l'Arc (figure 2.15). Cette série est coupée selon un axe Sud Est/Nord Ouest par une première série de roches cristallines et métamorphiques, puis, plus à l'Ouest par des flyschs sédimentaires qui couvrent 4% de la superficie totale. 12% du bassin versant est constitué de roches tendres (marnes), essentiellement localisées à l'Est et au Nord du bassin versant, organisées selon un axe Sud Est/Nord Ouest. Ainsi, 65% du bassin repose sur des roches hétérogènes (schistes, flyschs et roches carbonatées), 12% sur des roches tendres (marnes), tandis que seulement 15% du bassin est composé de roches résistantes (métamorphiques et cristallines). Les 8% restant sont des alluvions fluviales déposés ou des dépôts glaciaires (figure 2.15 et tableau 2.2).

Du point de vue de la couverture des sols, ce bassin apparaît là encore comme assez complexe. Bien que la majorité de la surface soit faiblement anthropisée, les villes représentent 3% de la superficie du bassin versant et environ 11% des sols sont cultivés (figure 2.16 et tableau 2.2). Une végétation de type forêts est largement présente sur 33% du bassin versant, mais respectivement 24% et 28% de la couverture du bassin sont constitués soit de végétation basse, soit d'une végétation clairsemée ou de roches nues.

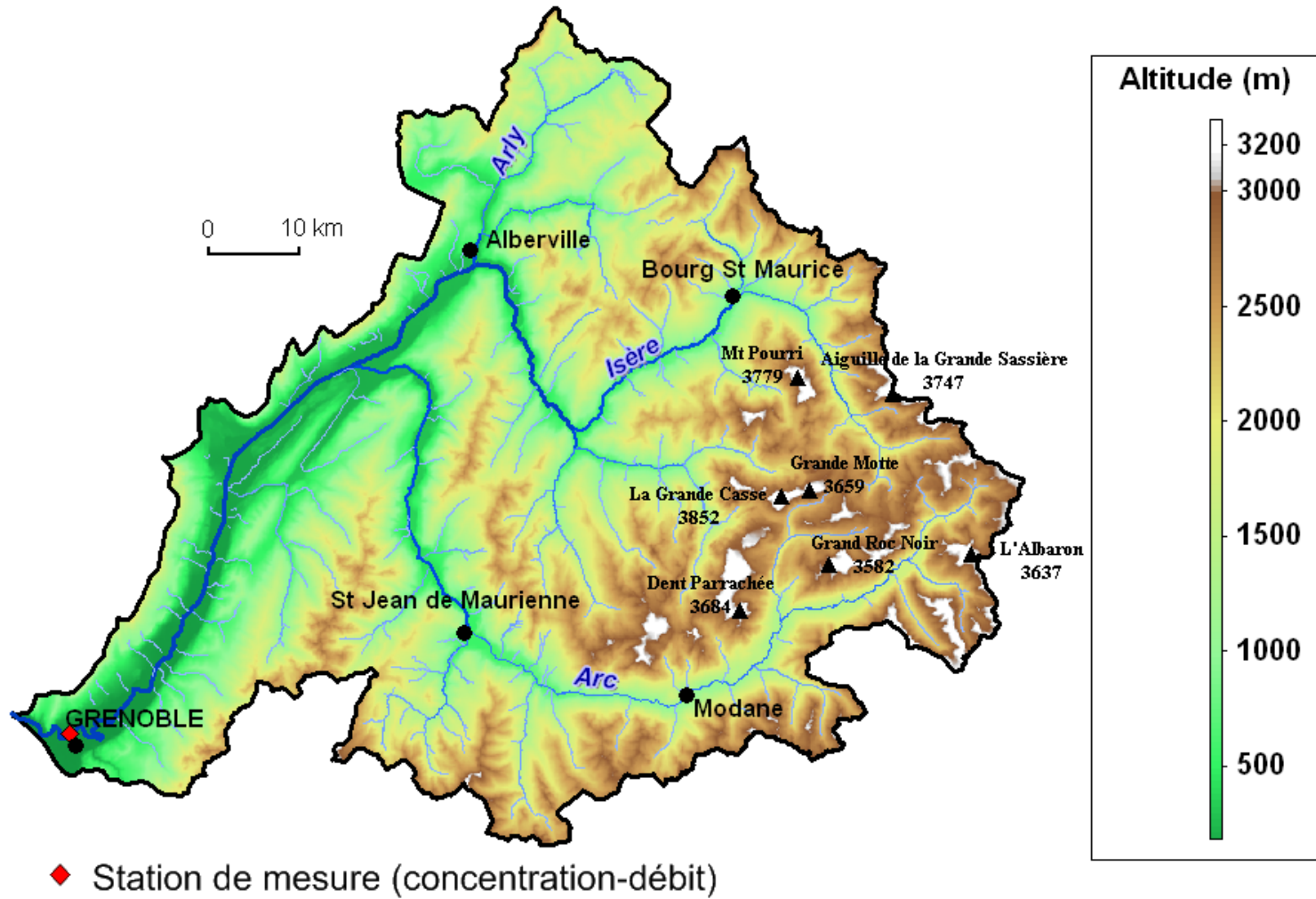


FIGURE 2.14 – Carte des altitudes du bassin versant de l'Isère et localisation de la station de mesure.

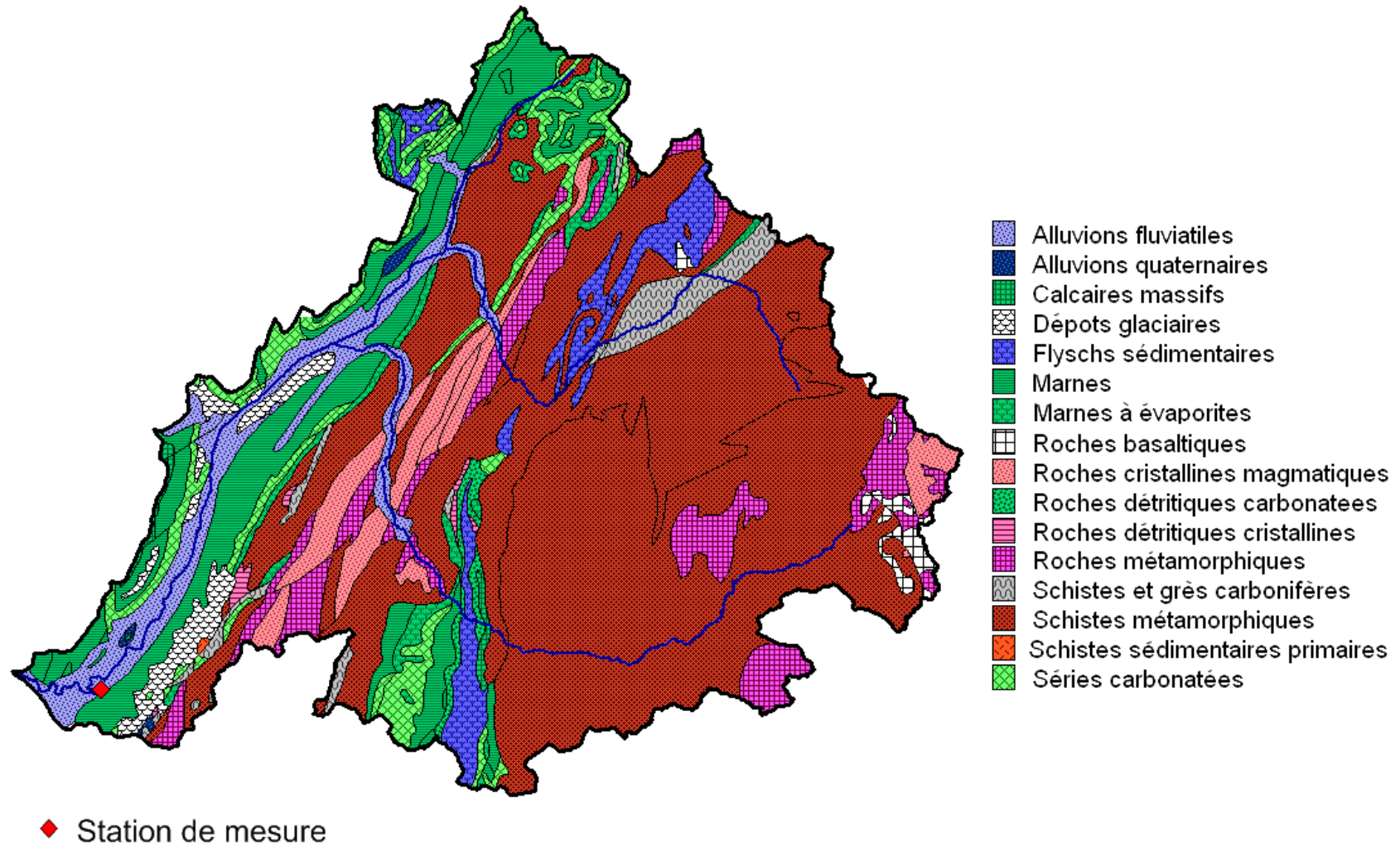


FIGURE 2.15 – Carte géologique du bassin versant de l'Isère.

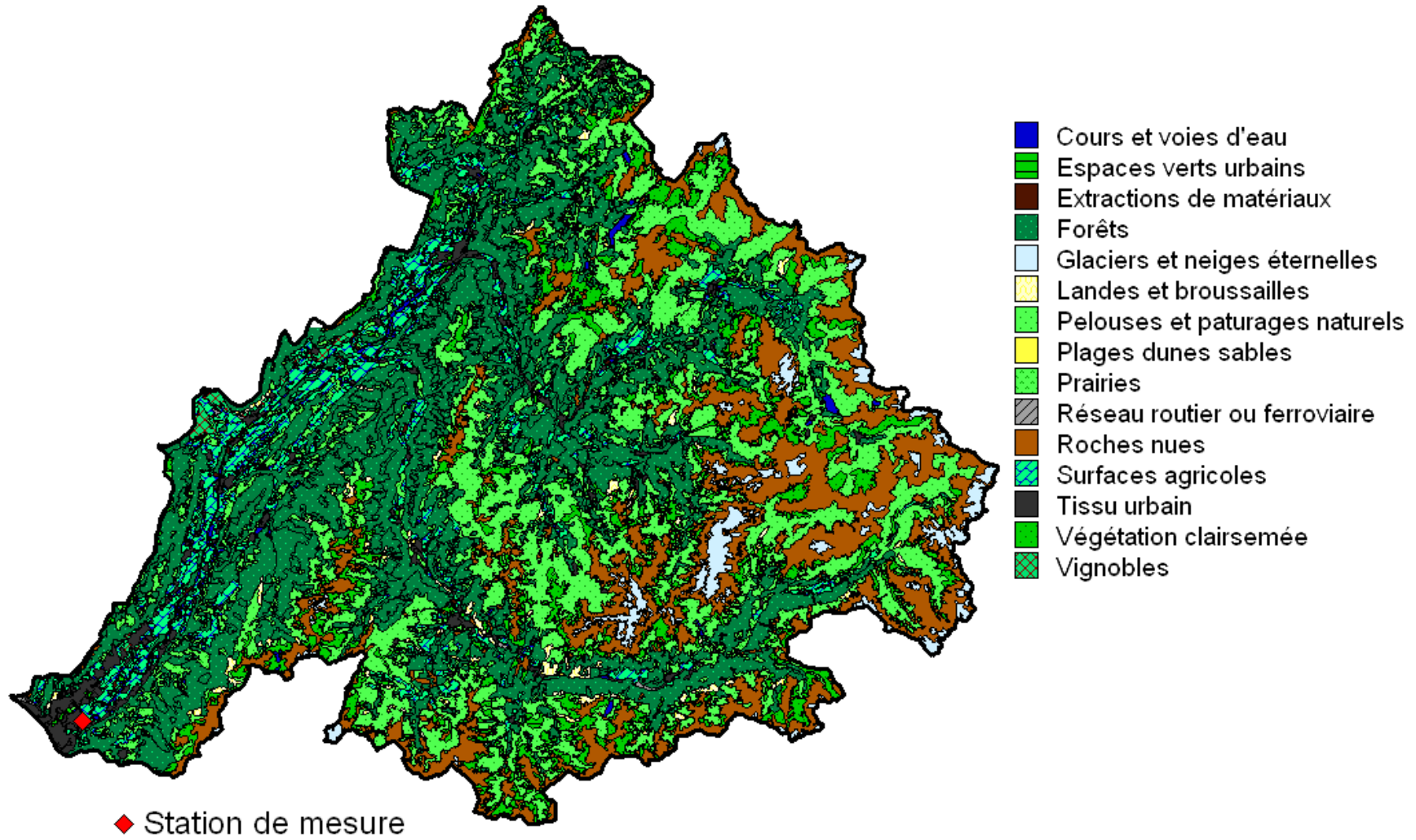


FIGURE 2.16 – Carte de la couverture du sol pour le bassin versant de l'Isère.

A.3.3 Hydro-climatologie

A.3.3.1 La station hydrométrique de Grenoble Campus

Mise en service en 1993, la station hydrométrique de Grenoble Campus a été conçue par l'École Nationale Supérieure de Mécanique et d'Hydraulique de Grenoble (ENSHMG), en collaboration avec EDF et le Ministère de l'Environnement. Située à l'entrée de l'agglomération grenobloise, cette station constitue à la fois une plate-forme de surveillance des débits, de formation à l'hydrométrie et de développement de différents matériels de mesure en rivière. Elle est en outre équipée d'une traille munie d'un saumon et d'un moulinet hydrométrique qui permet de réaliser des jaugeages par exploration du champs des vitesses.

Les hauteurs d'eau sont mesurées en continu à l'aide d'un capteur de pression bulle à bulle. Ces hauteurs sont ensuite converties en débits à l'aide de la courbe de tarage (figure 2.17). Celle-ci a été établie par des mesures simultanées de débit par exploration du champs des vitesses et de hauteur d'eau. Cette courbe de tarage est déterminée et critiquée en permanence au travers des nombreux jaugeages au moulinet effectués à la station. La mesure des débits est donc réalisée avec une bonne précision (erreur <5%). Ces mesures sont effectuées au sein du LTHE depuis 1993, mais on dispose également de données historiques depuis 1960.

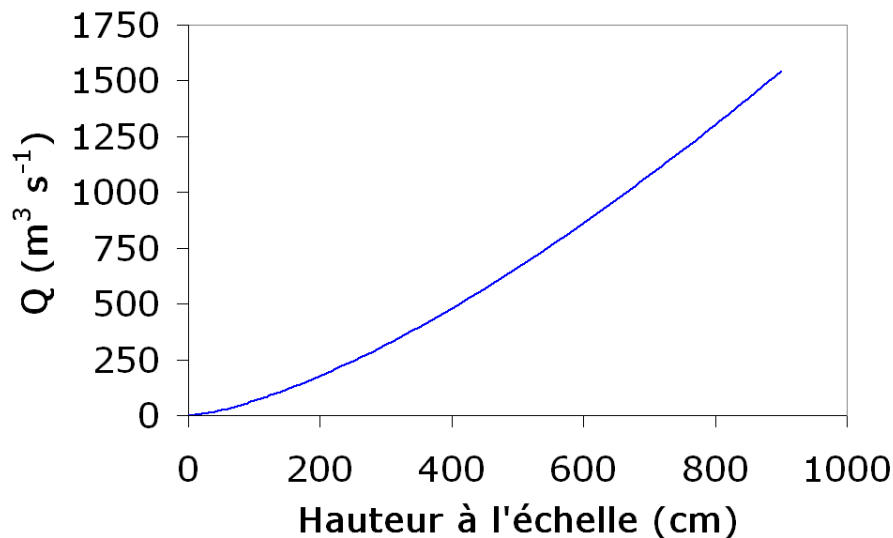


FIGURE 2.17 – Courbe de tarage de l'Isère à la station de Grenoble Campus. La hauteur limnimétrique est mesurée par un capteur bulle à bulle.

Les données de pluie utilisées sur ce bassin sont issues du travail de thèse de Frédéric Gottardi (EDF DTG Grenoble, 2005-2008). Une partie de son travail a en effet consisté à générer des

champs de pluie journaliers spatialisés en zone montagneuse (Pyrénées, Massif Central et Alpes) avec une résolution de $1\text{km}\times 1\text{km}$. Ce travail s'appuie sur une large base de données de cumuls de pluie mesurés (réseaux EDF, Météo France et organismes espagnol, suisse et italien). Ces champs spatialisés sont disponibles sur la période 1960-2005.

Sur la période 2006-2008, nous ne disposons que des données issues du réseau de pluviomètres au cours de quelques évènements hydro-météorologiques remarquables.

A.3.3.2 Régime pluvio-nival

Comme sur les bassins du Ferrand et de la Romanche, on observe une composante nivale marquée dans le cycle hydrologique de l'Isère (figure 2.18a). Les débits les plus soutenus sont en effet observés au cours des mois de mai, juin et juillet, au cours de la période de fusion nivale. La période d'étiage s'étend d'octobre à février. La variabilité des débits entre la saison de fusion nivale et les périodes d'étiages est cependant moins marquée que sur les bassins de haute montagne (figures 2.11, 2.12 et 2.18).

Sur les bassins du Ferrand et de la Romanche, les précipitations observées au cours des mois de novembre à mars se présentent essentiellement sous forme neigeuse. Sur le bassin de l'Isère, dont 70% de la surface est située en dessous de 2000 m d'altitude, on observe des précipitations liquides tout au long de l'année (figure 2.18b). Ces apports liquides vont ainsi rendre les étiages moins sévères que sur les bassins de haute montagne. Le bassin versant de l'Isère présente donc

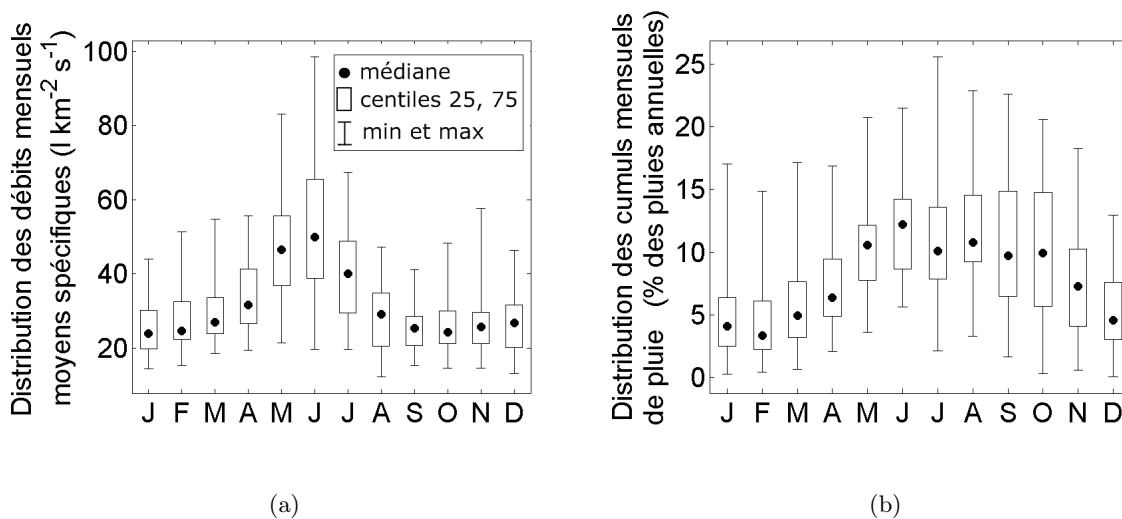


FIGURE 2.18 – Distribution des débits spécifiques (a) et des cumuls de pluie (b) mensuels sur le bassin versant de l'Isère pour la période 1960-2005.

un régime hydrologique de type pluvio-nival. Celui-ci se caractérise par une période de fusion nivale marquée de mai à juillet et des débits moyens mensuels assez homogènes de septembre à mars, alimentés par les précipitations liquides survenant sur le bassin versant aux altitudes modérées au cours de cette période.

B La mesure des concentrations en MES

B.1 Les différentes méthodes de mesure de concentration en MES

Il existe bon nombre de solutions technologiques différentes qui permettent de mesurer des concentrations en MES dans un cours d'eau (Wren *et al.* 2000) :

- * **Mesure par prélèvement-pesée** : c'est la méthode la plus simple et la plus directe. On prélève un échantillon d'eau, manuellement ou à l'aide d'un préleveur automatique, puis on mesure la concentration en MES en laboratoire par filtration et pesée (le protocole détaillé est présenté dans le paragraphe suivant).
- * **Mesure de turbidité** (Gippel 1995; Eads et Lewis 2002; Sadar 2002; Downing 2005; Downing 2006) : un turbidimètre est un appareil commercial qui utilise le principe suivant. La lumière émise par une source est diffusée par les sédiments présents dans l'écoulement. La quantité de lumière diffusée à 90° (néphélométrie), à 180° , ou la lumière transmise sont ensuite interprétées en terme de concentration, ce qui nécessite une calibration de la sonde. En général, les volumes de mesure sont de l'ordre du cm^3 et on mesure des concentrations comprises entre 0 et 150 g l^{-1} (Mathys 2002).
- * **Mesure acoustique** (Thorne *et al.* 1991) : cette méthode a été testée en laboratoire pour des concentrations comprises entre 0.01 et 1 g l^{-1} . Un train d'ondes acoustiques court ($\approx 10 \text{ ms}$) et de fréquence élevée (entre 1 et 5 MHz) est envoyé dans un volume d'eau chargé en MES. Le signal va être absorbé, transmis ou réfléchi. La composante réfléchie est mesurée à l'aide d'un capteur en surface. L'intensité et le temps de retour de l'écho sont fonctions de la concentration et de la granulométrie des MES, ainsi que de la fréquence du train d'onde émis. En faisant varier la fréquence d'émission, on peut alors remonter à la distribution granulométrique ainsi qu'à la concentration en MES dans le volume d'eau sondé. De plus, on obtient un profil vertical sur environ 1 ou 2 m de profondeur, selon la profondeur de pénétration des ondes dans le milieu.
Cependant, la valeur de la concentration mesurée est une valeur relative par rapport à la concentration en surface, qu'il faut connaître indépendamment. De plus, ce système nécessite une calibration très précise dans un milieu parfaitement uniforme, souvent difficile à obtenir, même en laboratoire.

- * **Mesure ADCP** (Holdaway *et al.* 1999; Hoitink et Hoekstra 2005; Dinehart et Bureau 2005; Kostaschuk *et al.* 2005; Le Barbu 2008) : cette méthode se base sur le même principe que la mesure acoustique, mais en utilisant un profileur Doppler, dédié initialement à la mesure de débit. En effet, l'intensité du signal réémis renseigne sur la concentration en sédiment dans la colonne d'eau par le biais de l'équation du sonar. Un avantage important de cette méthode de mesure est de pouvoir réaliser un profil complet des concentrations dans la section d'une rivière rapidement. Cependant, là encore, une calibration grâce à des mesures par prélèvements est nécessaire pour inverser le signal d'intensité en concentrations. Ce type de mesure peut être envisagé en continu, à condition d'utiliser un capteur de type H-ADCP, installé de manière permanente sur une berge.
- * **Mesure laser** (Phillips et Walling 1995; Thonon *et al.* 2005) : un rayon laser est envoyé dans un échantillon dans lequel les particules en suspension vont diffuser, absorber ou réfléchir le faisceau. Un ou plusieurs capteurs permettent de mesurer la diffusion du rayon et d'en déduire la concentration de l'échantillon. Ce type de mesure ne s'applique pas à des échantillons dont la concentration excède 5 g l^{-1} et se révèle onéreuse. On peut également citer un principe de mesure consistant à faire tourner une source laser focalisée autour d'un échantillon. On mesure le temps de retour du rayon selon plusieurs angles, pour en déduire la concentration, ainsi que la granulométrie de l'échantillon. On mesure ainsi des concentrations dans une gamme comprise entre 10 et 50 g l^{-1} . Lorsque la concentration est inférieure à 10 g l^{-1} , le temps de réflexion devient trop long et la mesure est faussée. De plus, l'appareil de mesure se révèle être assez cher.
- * **Mesure nucléaire** : on mesure ici l'atténuation en rayons X ou γ d'une source de radiation, en transmission et en réflexion (McHenry *et al.* 1970; Welch et Allen 1973). Ce type de mesure s'applique dans une gamme de 0.5 g l^{-1} à 12 g l^{-1} . Le temps de réponse est de l'ordre de 3 à 5 min, ce qui limite la fréquence d'observation et la réactivité du système à des variations rapides. De plus, la calibration s'avère difficile à réaliser et doit être reconduite fréquemment. L'intrusion d'une source de radiation dans un milieu naturel nécessite une licence, ce qui complique encore la mise en œuvre de ce type de mesure.

Les méthodes suivantes peuvent également être citées, mais elles s'avèrent ne pas être complètement opérationnelles à l'heure actuelle :

- * **Mesure par densimétrie** : la densité du fluide chargé en sédiment est mesurée afin d'en déduire sa concentration. Parmi les différentes méthodes, on peut citer la mesure de densité à l'aide d'un capteur de pression (Lewis et Rasmussen 1999; Tollner *et al.* 2005) ou au moyen d'un tube vibrant placé dans l'écoulement. La fréquence de vibration du tube est directement liée à la densité de l'eau, elle-même fonction de la concentration en sédiment. Cependant, la fréquence des vibrations est également affectée par la température, ou par d'autres facteurs tels que les dépôts de débris sur le tube.
- * **Mesure optique** : cette méthode est en cours de développement. Après avoir filmé l'écoulement à l'aide de barrettes optiques CCD (Benson et French 2007), l'analyse des images permet de déduire la concentration et la granulométrie des particules dans l'écoulement. La résolution et la précision des mesures dépendent essentiellement du capteur utilisé. Testé en milieu marin pour des concentrations comprises entre 1 et 500 mg l⁻¹, elle permettrait d'acquérir en temps réel de nombreuses informations comme la concentration, la granulométrie ou la forme des particules.

TABLEAU 2.3 – Résumé des méthodes de mesure de concentration en rivière existantes et de leur domaine d'utilisation.

Méthode	Gamme de mesure	Type de mesure	Mesure en continu
Prélèvement	0 à plus de 200 g l ⁻¹ ⁽¹⁾	ponctuelle	non
Turbidimètre	0-150 g l ⁻¹	ponctuelle	oui
ADCP	⁽³⁾	sur toute la section	non (sauf H-ADCP ⁽²⁾)
Laser	0-5 g l ⁻¹	ponctuelle	oui
Nucléaire	0.5-15 g l ⁻¹	ponctuelle	non
⁽¹⁾ : si les concentrations deviennent trop élevées (>25 g l ⁻¹) pour être filtrées, on pourra laisser décanter les MES afin de déterminer la masse de sédiments M dans un volume V d'eau ⁽²⁾ : en développement. ⁽³⁾ : fonction de la fréquence d'émission de l'appareil et de la profondeur.			

Dans le cadre de cette étude, les instruments doivent permettre de mesurer des concentrations dans une gamme large, de 0 à plus de 20 g l⁻¹, avec une haute résolution temporelle (une heure).

D'après le tableau 2.3, un appareil de type H-ADCP fixé sur la berge semble le plus intéressant. Il permet de mesurer les concentrations en continu dans toute la section, dans une gamme de

valeur étendue. Hélas, ces instruments de mesure, initialement dédiés à la mesure des débits en rivière, ne sont pas encore pleinement opérationnels pour la mesure des concentrations en MES en rivière.

Les mesures par laser, bien qu'intéressantes, s'étendent sur une plage de mesure trop faible, vu les concentrations attendues sur les bassins versants d'étude ($> 10 \text{ g l}^{-1}$).

La mesure nucléaire semble difficilement envisageable : elle est difficile à mettre en place à cause des normes environnementales à respecter, elle présente une gamme de mesure limitée et est mal adaptée à la mesure en continu.

Notre choix s'est donc arrêté sur la méthode de mesure par turbidimétrie, déjà largement employée et validée en milieu naturel (Gippel 1995; Eads et Lewis 2002; Sadar 2002; Downing 2005; Downing 2006). Une sonde turbidimétrique permet de mesurer des concentrations dans une large gamme, jusqu'à plus de 100 g l^{-1} et fonctionne de manière parfaitement autonome. Ceci la rend bien adaptée à la surveillance des cours d'eau en temps réel et en continu. Un inconvénient majeur est qu'elle ne fournit qu'une mesure ponctuelle dans la section. De plus, ce type de sonde doit être calibrée. C'est pourquoi il est nécessaire de réaliser des mesures par prélèvements manuels, ou à l'aide d'un préleveur automatique, afin d'établir une relation entre les données de sortie du turbidimètre et les concentrations en MES.

B.2 La mesure par prélèvement-filtration-séchage-pesée

Un échantillon d'eau est prélevé dans la rivière à l'aide d'un seau ou d'un préleveur automatique. Idéalement, le prélèvement de l'échantillon doit se faire par pompage dans une crépine de faible diamètre, disposée dans l'axe du courant, avec une vitesse d'aspiration de l'ordre de celle du courant (Gautheron 1994). Or, il n'est pas toujours évident de mettre en place un tel dispositif sur le terrain. Il faut néanmoins éviter que l'angle entre la crépine et le vecteur vitesse de l'écoulement ne dépasse 90° , afin d'éviter de prélever à contre courant.

La concentration est ensuite mesurée par filtration-séchage-pesée (norme AFNOR T90-105, 1994). En laboratoire, on homogénéise l'échantillon et on en prélève un volume V , en général compris entre 100 et 500 ml. On filtre alors ce volume sur un filtre prépesé (poids sec M_0 en mg), de diamètre de pores $0.7 \mu\text{m}$. Le filtre est ensuite séché pendant 2 heures à 105°C . Il ne reste plus qu'à peser de nouveau le filtre sec (poids M en mg).

La concentration C_s s'exprime alors en g l^{-1} de la manière suivante :

$$C_s = \frac{M - M_0}{V} \quad (2.2)$$

Cette méthode de mesure est particulièrement simple. Mais l'analyse des échantillons en laboratoire prend du temps, notamment lorsque les concentrations sont importantes. De plus, les préleveurs automatiques comportent un nombre limité de flacons de prélèvement (24 en général). Par conséquent, la mesure des concentrations par prélèvement s'avère assez peu adaptée à un suivi des concentrations à pas de temps fin, inférieur à l'heure, ou à la mesure en temps réel.

Remarque : lorsque les concentrations deviennent trop importantes, il devient difficile de filtrer les échantillons. On préfère alors laisser décanter les MES dans une burette graduée. Afin de déterminer la concentration, on mesure le volume d'eau de l'échantillon, puis le poids de MES après séchage.

B.3 Le turbidimètre

B.3.1 De la mesure de la turbidité ...

Les premiers turbidimètres sont apparus au cours des années 60 et ils n'ont que peu évolué d'un point de vue technologique jusqu'au début des années 80. Depuis, la mesure a été rendue plus fiable, en s'affranchissant des interférences liées à la mesure de turbidité telles que la couleur des sédiments ou de la lumière ambiante. Le principe de mesure repose sur la diffusion d'une source lumineuse par les particules en suspension. La source lumineuse peut être de la lumière blanche ou du proche infra-rouge (860 à 890 nm) (Sadar 2002).

On distingue principalement trois types de turbidimètre, qui se distinguent les uns des autres par l'angle selon lequel ils mesurent la lumière diffusée (figure 2.19 et tableau 2.4). Les systèmes OBS (*Optical Backscatter Sensor*), mesurent la lumière rétro-diffusée par le volume de mesure. Les mesures par néphélométrie mesurent la lumière diffusée à 90° . Finalement, bien que moins courant pour des sondes de terrain, on trouve des appareils mesurant la lumière transmise par le volume d'eau (Downing 2005; Downing 2006).

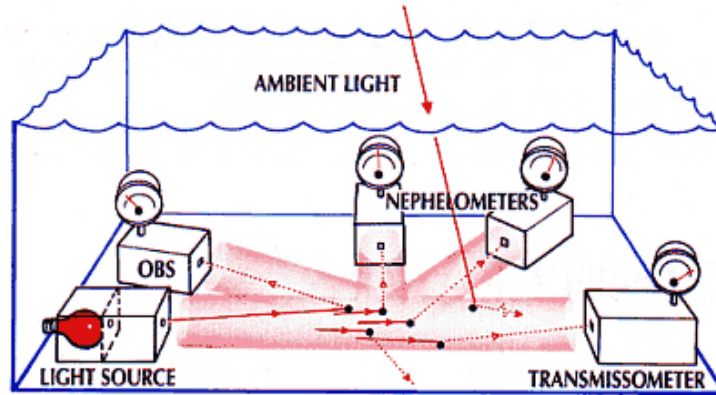


FIGURE 2.19 – Méthodes de mesure de la turbidité, d'après D&A Instrument Co.

TABLEAU 2.4 – Résumé des méthodes de mesure par turbidité.

Type de mesure	Caractéristiques et Applications	Unité de mesure
Néphélogétrie simple	Turbidimètre en lumière blanche. Mesure de la lumière diffusée à 90° - Compatible avec la norme EPA 180.1 pour les mesures de faibles turbidités -	NTU ⁽¹⁾
Néphélogétrie améliorée en lumière blanche	Idem mais avec des mesures de la lumière diffusée sous d'autres angles pour minimiser les interférences. Utilisable pour des concentrations faibles ou fortes.	NTU
Néphélogétrie proche infrarouge	Turbidimètre dans le proche infra-rouge (860-890 nm). Mesure de la lumière diffusée à 90°. Moins sensible à la couleur des particules et bien adaptée aux faibles concentrations. - Compatible avec la norme ISO 7027 -	FNU ⁽²⁾
Néphélogétrie améliorée en proche infrarouge	Idem mais avec des mesures de la lumière diffusée sous d'autres angles pour minimiser les interférences et augmenter la gamme de mesure.	FNU
OBS	Mesure de la lumière rétro-diffusée. Peut être améliorée en ajoutant une mesure néphélogétrie. Fréquemment utilisée dans les sondes de terrain et bien adaptée à la mesure des fortes concentrations.	FNU _{OBS} ou g l ⁻¹ ⁽³⁾
Atténuation	Mesure de la lumière transmise. Plus sensible aux interférences et adaptée aux turbidités moyennes.	FAU ⁽⁴⁾

(1) : NTU = Nephelometric Turbidity Unit

(2) : FNU = Formazin Nephelometric Unit

(3) : g l⁻¹ = équivalent de la turbidité en g l⁻¹; calibration constructeur

(4) : FAU = Formazin Attenuation Unit

B.3.2 ... A la concentration

De nombreuses études (Gippel 1995; Riley 1998; Lenzi et Marchi 2000; Brasington et Richards 2000; Sadar 2002; Eads et Lewis 2002; Downing 2005; Downing 2006) ont montré la capacité des turbidimètres à estimer de manière indirecte les concentrations en sédiment en suspension

dans les rivières. Cette méthode de mesure nécessite d'établir une relation entre les valeurs de turbidité mesurées et les concentrations en sédiment en suspension. Cette relation est obtenue par des mesures simultanées de concentration par prélèvement et de turbidité. Ces mesures doivent être réalisées aussi bien pour des faibles concentrations qu'au cours d'évènements présentant des concentrations élevées, afin d'obtenir une relation sur l'ensemble de la gamme des concentrations observables. La mesure en continu de la turbidité peut ensuite être convertie en chronique de concentrations à l'aide de cette relation.

B.4 Installation type d'une station de mesure du transport solide en suspension

B.4.1 Matériel utilisé en turbidimétrie et pour les prélèvements d'eau

B.4.1.1 Les turbidimètres

Initialement développées pour le suivi des concentrations en boue dans les processus de traitement des eaux, les sondes utilisées mesurent en général la quantité de lumière rétro-diffusée par les particules (sondes de type OBS), couplée à une mesure néphélométrique (tableau 2.4). Cette double mesure permet en effet d'obtenir une valeur plus fiable sur des gammes de concentrations plus importantes. De nombreux constructeurs (Hach Lange, WTW, D&A, Zullig, YSI ...) proposent ce type d'appareils, qui se révèlent performants en milieu naturel. Afin de préserver une qualité de la mesure constante dans le temps, ces sondes sont souvent munies d'un système d'auto-nettoyage pour éviter l'encrassement des capteurs, comme des balais essuie-glace ou systèmes de vibrations ultra-son.

Ces turbidimètres présentent généralement un mode de mesure directement en $g\ l^{-1}$. Il faut être très vigilant vis à vis de ce type de mesure. Ces valeurs sont en effet issues d'une calibration réalisée par le constructeur de l'appareil. Il reste indispensable de calibrer la sonde et de caler une relation concentration-turbidité selon les conditions d'utilisation de celle-ci.

B.4.1.2 Les préleveurs automatiques

Ces systèmes sont composés d'une crépine d'aspiration placée dans la colonne d'eau, d'une pompe permettant de prélever un certain volume d'eau et de flacons destinés au stockage des échantillons prélevés. Ces échantillonneurs automatiques peuvent être programmés afin de préle-

ver un volume d'eau de deux manières différentes : (i) avec un pas de temps fixe ou (ii) après le comptage de n impulsions (créneaux de 5 V de durée \geq à 20 ms) émises par une source extérieure, comme un autre capteur par exemple.

Plusieurs constructeurs proposent ce type de produits, avec des caractéristiques assez similaires (ISCO, Bamo, Endress+Hauser, ISMA).

B.4.2 Mise en place d'un turbidimètre et d'un préleveur automatique : exemple de la station de Grenoble Campus

B.4.2.1 Installation

Une installation classique consiste à placer une sonde de turbidité et la crépine d'un préleveur automatique dans la colonne d'eau (figure 2.20). Il faut cependant veiller à les installer l'une au dessus de l'autre et non l'une derrière l'autre afin de perturber le moins possible l'écoulement devant chaque instrument. Une solution technique consiste à fixer sur la berge un tube en PVC dont l'extrémité est placée dans la colonne d'eau. On glisse ensuite la sonde ou la crépine du préleveur dans ce tuyau, jusque dans la colonne d'eau.

L'utilisation simultanée des deux instruments permet en effet d'établir facilement une relation entre concentration et turbidité, ainsi que d'acquérir en continu les données de turbidité, via une

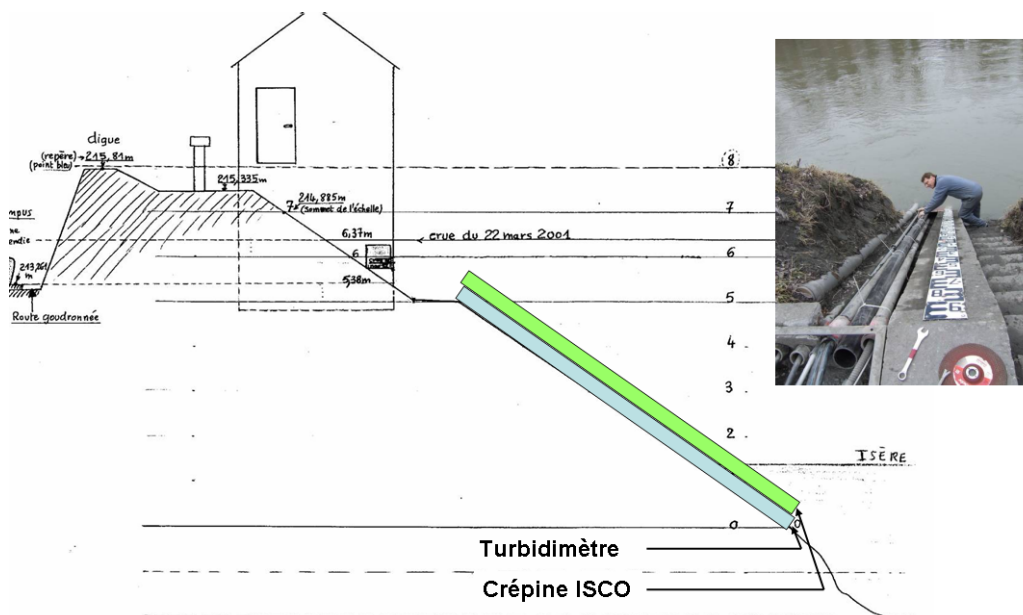


FIGURE 2.20 – Schéma d'installation du système de mesure des concentrations en MES à la station de Grenoble Campus.

centrale d'acquisition.

Au niveau de la station de Grenoble Campus, un turbidimètre Hach-Lange Solitax SC (0-50 g l⁻¹) et un préleveur ISCO 3700 ont été installés au cours du mois de mars 2006. La crépine de l'ISCO et la cellule de mesure du turbidimètre ont été fixées au niveau du zéro de l'échelle limnimétrique (figure 2.20), soit environ 1.15 m au dessus du point le plus bas de la section au droit de la station de Grenoble Campus. Les données sont enregistrées par une centrale d'acquisition Campbell CR1000 avec un pas de temps d'une demie heure.

Le même type d'installation a été réalisée par EDF sur les bassins de l'Asse et de la Bléone pendant la période 2001-2003 et sur le Ferrand et la Romanche entre 2002 et 2004. Les données sont enregistrées avec un pas de temps d'une heure sur ces bassins (Annexe A).

B.4.2.2 Asservissement du préleveur au turbidimètre

Les préleveurs automatiques peuvent être programmés afin de réaliser des prélèvements avec un pas de temps fixe. En utilisation normale, on le préleveur est programmé pour réaliser un prélèvement en routine, journalier ou hebdomadaire par exemple. Ces mesures fournissent un premier lot de mesures simultanées de concentration et de turbidité. Ce type de mesure permet également de vérifier la relation concentration-turbidité et de combler d'éventuelles lacunes de la sonde.

Néanmoins, lorsque les prévisions hydro-climatiques ou des mesures en amont permettent de prévoir un évènement de fort transport en suspension, il est souhaitable d'échantillonner cet évènement et de réaliser des prélèvements avec un pas de temps plus fin (une à trois heures) afin d'affiner la relation pour les fortes concentrations. La solution la plus simple consiste à reprogrammer directement le préleveur. Il est évident que cette méthode présente un certain nombre de limitations : en cas d'absence, le pas de temps ne pourra être changé ; si la station de mesure est éloignée ou difficile d'accès, là encore, il sera difficile d'anticiper le changement de pas de temps.

Outre la programmation du préleveur automatique à pas de temps fixe, il est possible de déclencher un prélèvement par l'ISCO en lui envoyant des impulsions électriques, sous forme de créneaux de 5 V de durée \geq à 20 ms. L'ISCO comptabilise le nombre d'impulsions reçues et lorsque celui-ci est égal à une valeur programmée par l'utilisateur, l'ISCO déclenche un prélèvement.

A la station de Grenoble Campus, le préleveur ISCO est asservi au turbidimètre, via la centrale

d'acquisition. Lorsque les concentrations sont inférieures à 3 g l^{-1} , l'ISCO réalise un prélèvement journalier à 10 heures TU. En période de fort transport en suspension ($C_s \geq 3 \text{ g l}^{-1}$), le pas de temps est fixé à 2h (figure 2.21). Toutes les 30 minutes, c'est à dire au pas de temps de mesure des concentrations par le turbidimètre, la centrale Campbell effectue un certain nombre de tests sur les variables enregistrées (figure 2.21) :

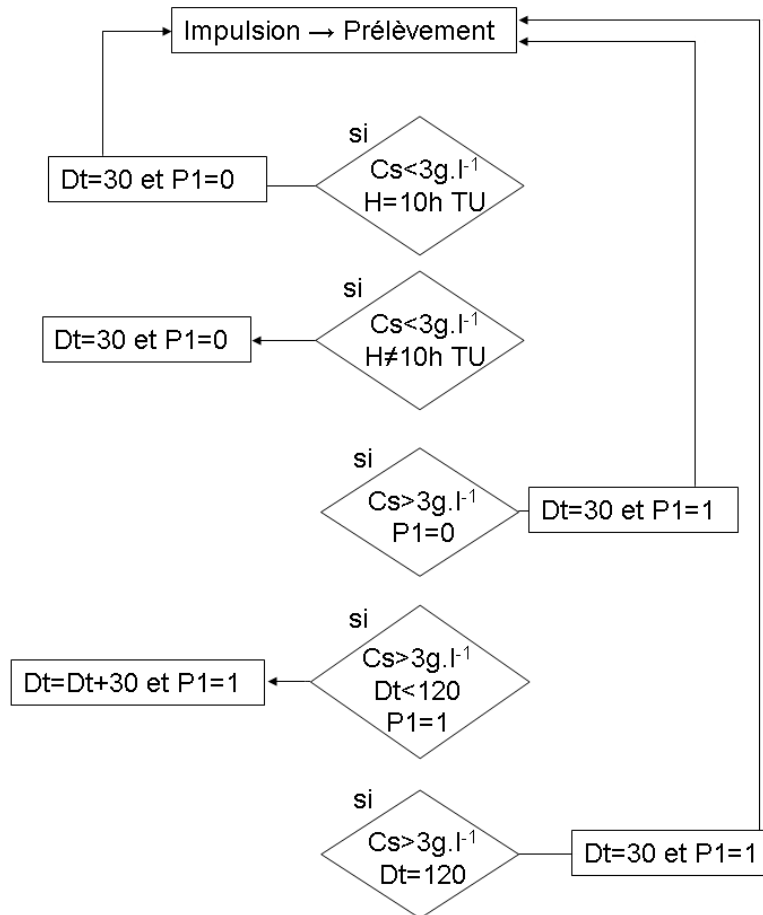


FIGURE 2.21 – Schéma du programme d'asservissement de l'ISCO au turbidimètre. La variable P1 traduit le mode de fonctionnement : normal ($P1=0$) ou en crue ($P1=1$). Le compteur Dt permet de gérer l'intervalle de temps entre les prélèvements en mode crue.

En fonctionnement normal :

- (i) si $H = 10\text{TU}$ et que $C_s < 3 \text{ g l}^{-1}$ (en réalité le test s'effectue sur la tension du turbidimètre) : la centrale envoie une impulsion à l'ISCO qui déclenche un prélèvement. On fixe une variable $P1 = 0$ (mode normal de fonctionnement) et $Dt = 30$.
- (ii) si $H \neq 10\text{TU}$ et que $C_s < 3 \text{ g l}^{-1}$: on n'effectue pas de prélèvement et on fixe les variables $P1 = 0$ et $Dt = 30$.

En mode crue :

- (iii) si $C_s \geq 3 \text{ g l}^{-1}$ et $P1 = 0$: émission d'une impulsion et on fixe $P1 = 1$ (fonctionnement en mode crue) et $Dt = 30$.
- (iv) si $C_s \geq 3 \text{ g l}^{-1}$ et $Dt = 120$ (pas de temps de mesure en mode crue) : on déclenche un prélèvement et on fixe $P1 = 1$ et $Dt = 30$.
- (v) si $C_s \geq 3 \text{ g l}^{-1}$ et $Dt < 120$ et $P1 = 1$: on n'effectue pas de prélèvement et on fixe $Dt = Dt + 30$ et $P1 = 1$.

B.4.3 Relations concentration-turbidité sur les bassins versants d'étude

Lorsque l'on dispose d'une base de données de taille suffisante de mesures simultanées de concentration de sédiments en suspension mesurées par prélèvement et de turbidité, on peut établir les relations statistiques liant ces deux grandeurs (figure 2.22). Pour l'ensemble des bassins

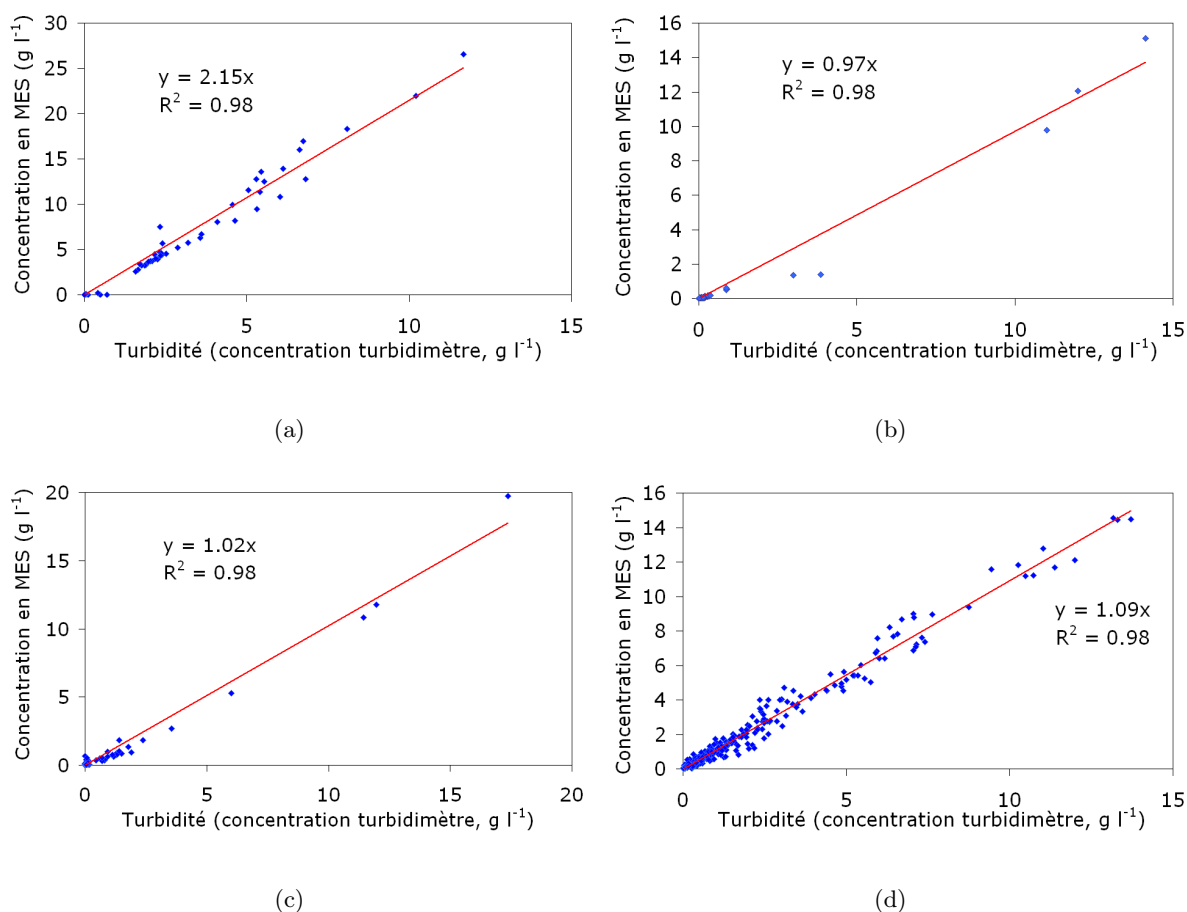


FIGURE 2.22 – Relations entre concentration en sédiment en suspension et turbidité sur les bassins versants de l'Asse (a), de la Bléone (b), du Ferrand et de la Romanche (c) et de l'Isère (d).

versants d'étude, une relation linéaire permet de la décrire avec un bon coefficient de détermination ($R^2=0.98$). Cette relation permet alors de convertir les chroniques de mesures haute fréquence de turbidité en chroniques de concentration.

La pente de ces relations dépend bien évidemment du type de capteur utilisé, mais également des caractéristiques des sédiments comme leur granulométrie, leur minéralogie, ou leur forme. Pour les bassins versants du Ferrand et de la Romanche, une seule relation a été calée. Il s'est en effet avéré que compte tenu de la proximité et des similitudes géologiques rencontrées sur ces bassins, les relations étaient similaires.

Comme l'avaient observé Müntz et Lainé en 1915, des concentrations importantes ($> 10 \text{ g l}^{-1}$) peuvent être mesurées sur l'ensemble des bassins d'étude. Les turbidimètres utilisés permettent de bien représenter l'ensemble des concentrations, y compris ces fortes valeurs. On observe néanmoins une dispersion dans les relations entre concentration et turbidité, qui va générer une incertitude dans l'estimation des concentrations à partir des mesures de turbidité.

C Les incertitudes sur la mesure

C.1 Incertitudes sur la mesure par prélèvement

C.1.1 Répétitivité de la mesure

Au cours d'une mesure par prélèvement, les différentes manipulations des échantillons entraînent une accumulation d'incertitudes de mesure. Des essais réalisés au sein d'EDF à partir d'échantillons de concentration connue (Gautheron 1994) ont montré que l'erreur commise, exprimée en %, sur l'estimation des concentrations, en mg l^{-1} , peut prendre la forme suivante :

$$\ln(\text{erreur moyenne}) = -0.333 \cdot \ln(\text{concentration}) + 3.983 \quad (2.3)$$

Cette relation a été établie en réalisant 40 filtrations de chaque échantillon de concentration connue, préparé en laboratoire. Elle prend en compte la partition de l'échantillon et les erreurs liées à la mesure en laboratoire lors des étapes de filtration, séchage et pesée, pour des concentrations comprises entre 20 et 1 000 mg l^{-1} .

Une autre série d'essais a été réalisée à partir de prélèvements effectués lors d'un épisode de fort transport sur l'Isère, pour des concentrations de l'ordre de 10 g l^{-1} . A partir d'un même échantillon, la concentration en sédiment a été mesurée 18 fois afin de contrôler la stabilité de la mesure (figure 2.23a). La concentration moyenne est de 9.17 g l^{-1} et l'erreur moyenne s'élève à 1.25% (soit environ 0.1 g l^{-1}), avec des écarts à la moyenne compris entre -3 et +3 %. Cette estimation de l'erreur est en bon accord avec la formule 2.3, qui prédit une erreur moyenne de 2.5%.

De plus, on constate que l'erreur tend à augmenter au cours des essais (figure 2.23a). Ce biais s'explique par une mauvaise homogénéisation de l'échantillon d'origine, due à la sédimentation des particules. Ceci conduit à une sous-estimation des concentrations lors des premières mesures et à une surestimation pour les derniers sous échantillons. Pour les concentrations élevées, il faut donc veiller tout particulièrement à bien homogénéiser les échantillons, voire envisager de réaliser plusieurs réplicats de la mesure.

C.1.2 Influence du volume d'eau filtrée

Le volume d'eau filtré peut également affecter la qualité de la mesure. Pour les faibles concentrations ($< 2 \text{ g l}^{-1}$), la mesure est stable pour des volumes filtrés de l'ordre de 200 à 250 ml. Le

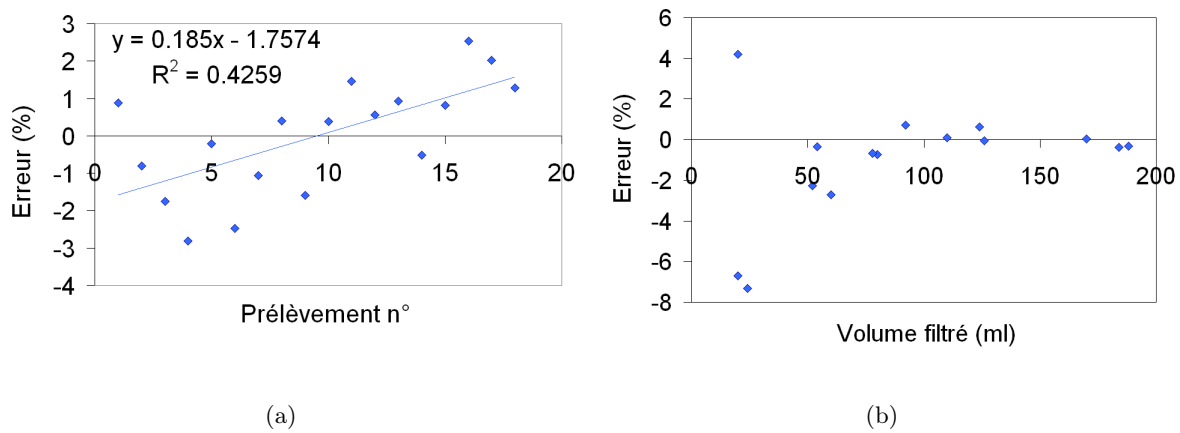


FIGURE 2.23 – Types d’erreurs lors de la mesure de concentration en MES ($\sim 9 \text{ g l}^{-1}$) par prélèvement : biais induit par la répétitivité de la mesure (a) et erreur liée au volume filtré (b).

problème se pose pour des concentrations au delà de 5 g l^{-1} . Le temps de filtration des échantillons peut en effet augmenter de manière significative. Il faut néanmoins conserver un volume filtré minimum représentatif de l’échantillon. Une série de mesures a été réalisée en filtrant des volumes d’eau compris entre 20 et 200 ml (figure 2.23b), pour des échantillons dont la concentration était de 9 g l^{-1} . Il apparaît ainsi nécessaire de filtrer un volume représentatif V d’au moins 75 ml, afin d’obtenir une mesure fiable pour ces fortes concentrations.

C.2 Incertitudes de mesure liées à l’utilisation du turbidimètre

C.2.1 Problèmes de terrain

Malgré les systèmes d’auto-nettoyage des turbidimètres, il n’est pas rare de voir les capteurs s’encrasser au niveau de la cellule de mesure, notamment à la suite d’une crue à fort transport solide en suspension. Ce problème est facilement décelable dans les chroniques de concentrations (figure 2.24). Dans certains cas, on assiste à un encrassement progressif du capteur qui se traduit par une dérive dans les chroniques de turbidité (figure 2.24a). Parfois, lorsque qu’une saleté vient se fixer sur la cellule optique du turbidimètre, les concentrations sont surestimées en permanence (figure 2.24b). Dans les deux cas, une intervention est nécessaire car les systèmes auto-nettoyants ne parviennent pas toujours à régler le problème. Dans ces situations, une mesure régulière des concentrations par prélèvement permet de recalibrer les chroniques de concentrations erronées issues du turbidimètre.

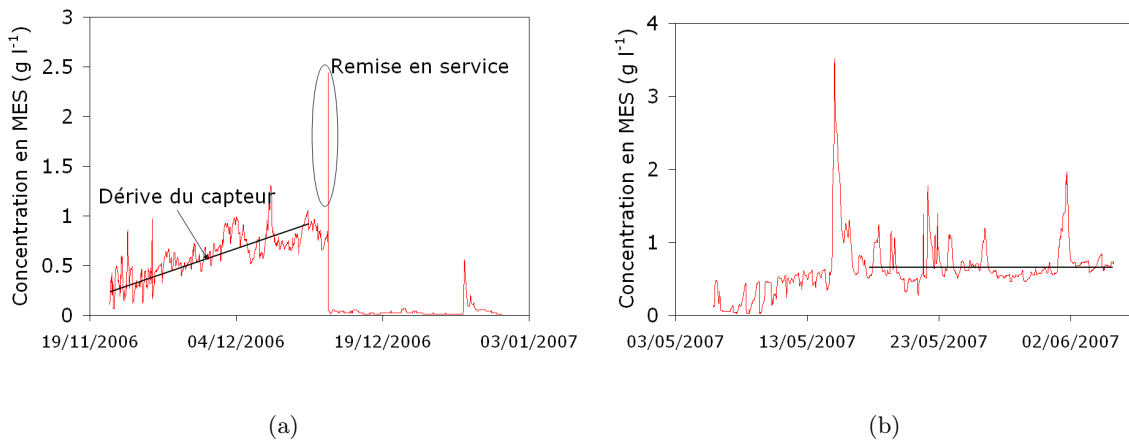


FIGURE 2.24 – Problèmes liés à l’encrassement du turbidimètre sur l’Isère : dérive de la mesure de concentration (a) et surestimation constante liée à un encrassement de la cellule de mesure (b).

C.2.2 Dispersion de la relation concentration-turbidité

C.2.2.1 Erreurs observées

Pour l’Isère à la station de Grenoble Campus, la relation concentration-turbidité a été établie avec environ 500 couples de valeurs de concentration et de turbidité issues d’échantillons prélevés quotidiennement et lors d’évènements de fort transport solide (figure 2.22). Une relation linéaire a été ajustée avec un très bon coefficient de détermination (plus de 98% de la variance est expliquée), que ce soit pour les faibles ou les fortes concentrations. Néanmoins, il existe une certaine dispersion au sein de cette relation. L’erreur entre la concentration mesurée et la concentration calculée à l’aide de la relation ($|C_{s_{mes}} - C_{s_{cal}}|$) varie en fonction de la quantité de sédiments. Pour les faibles concentrations ($< 0.2 \text{ g l}^{-1}$), l’erreur moyenne est de 0.02 g l^{-1} ($\sigma = 0.046 \text{ g l}^{-1}$). Elle s’élève à 0.18 g l^{-1} ($\sigma = 0.28 \text{ g l}^{-1}$) pour les concentrations moyennes ($0.2 \text{ g l}^{-1} < C_s < 2 \text{ g l}^{-1}$) et à 0.65 g l^{-1} ($\sigma = 0.74 \text{ g l}^{-1}$) lorsque les concentrations dépassent 2 g l^{-1} . Bien que ces écarts restent faibles, on peut observer ponctuellement des différences de concentrations allant jusqu’à 2 g l^{-1} , à valeur de turbidité équivalente.

C.2.2.2 Sources de ces erreurs

Cette variabilité dans la relation concentration-turbidité s’explique néanmoins assez bien par les erreurs commises au cours de la mesure :

- Incertitudes sur les mesures par prélèvement : pour des concentrations de l'ordre de 10 g l^{-1} , une erreur de l'ordre de 1 à 2% est admise lors de la manipulation de l'échantillon (*cf.* paragraphe C.1), soit une erreur de $\pm 0.2 \text{ g l}^{-1}$. Ce type d'erreur ne semble donc pas en mesure d'expliquer la variabilité de la relation. Néanmoins, les erreurs analysées précédemment ne tiennent compte que de la manipulation des échantillons en laboratoire. Une autre source d'erreur provient directement de la méthode de prélèvement. L'orientation de la crépine et la vitesse d'aspiration sont des paramètres qui influent sur la qualité du prélèvement (Gautheron 1994). Lorsque le rapport des vitesses d'aspiration et de l'écoulement varie entre 0.5 et 1.5, Gautheron (1994) a montré que l'erreur sur la mesure de concentration peut atteindre $\pm 10\%$. Ainsi, les erreurs cumulées liées au prélèvement et à la manipulation des échantillons en laboratoire pourraient à elles seules expliquer la variabilité observée dans la relation concentration-turbidité.
- Granulométrie des sédiments : outre l'erreur sur la mesure de concentration lors des prélèvements, la granulométrie des sédiments est sans aucun doute le facteur qui induit le plus de variabilité dans la relation concentration-turbidité (Clifford *et al.* 1995; Pfannkuche et Schmidt 2003; Riley 1998; Downing 2005; Sadar 2002; Downing 2006). A concentration égale, un échantillon dont la granulométrie présente un pourcentage élevé de particules fines produit un signal en sortie du turbidimètre plus fort qu'un échantillon contenant des éléments plus grossiers (Clifford *et al.* 1995; Downing 2005).
Le signal de sortie du turbidimètre pourra varier d'un facteur 10 entre un échantillon contenant des particules sableuses ou argileuses, à concentration égale par ailleurs (figure 2.25).
- Couleur et état de surface des MES : la couleur des sédiments peut également affecter les mesures de turbidité (Downing 2005; Sadar 2002). Des sédiments « brillants » produisent également un signal plus élevé en sortie du turbidimètre. Cependant, les nouvelles générations d'appareils parviennent à réduire le biais induit par la couleur et la brillance des sédiments en mesurant la lumière diffusée selon plusieurs angles.
- Eclairage extérieur : dans une moindre mesure, ce paramètre peut influencer la mesure de turbidité (Downing 2005; Sadar 2002). Comme pour la couleur des sédiments, les turbidimètres actuels sont désormais capables de s'affranchir de ce problème.

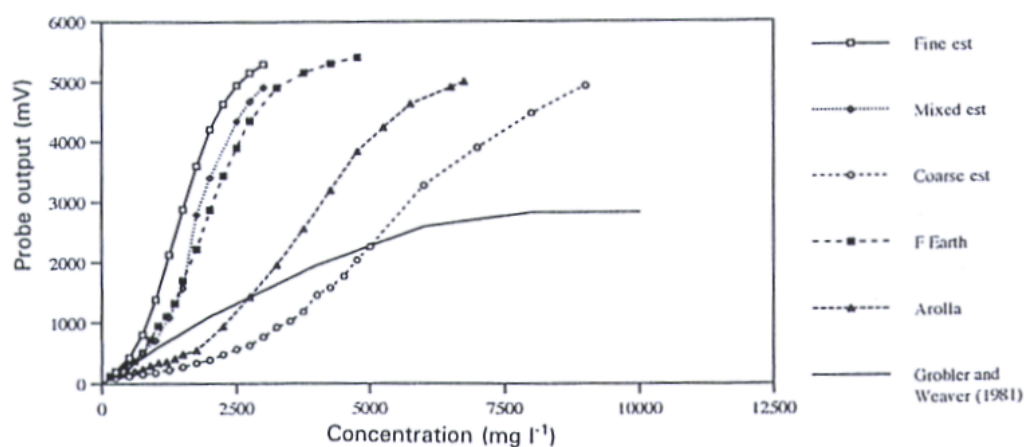


FIGURE 2.25 – Influence de la granulométrie sur la relation concentration-turbidité (d'après Clifford *et al.* 1995).

Il est donc nécessaire de définir précisément le domaine d'application d'une relation concentration - turbidité. Il faut s'assurer que la granulométrie de la charge en suspension du cours d'eau ne varie pas trop d'un évènement à l'autre, mais également au cours d'une crue solide. En effet il est possible que les sédiments ne soient pas de même nature lors de la phase de montée de la crue et lors de la décrue, ou entre deux évènements différents.

Il est donc nécessaire de contrôler la validité de la relation concentration-turbidité et si besoin, de la corriger lors d'un évènement et entre les évènements. Le couplage entre un turbidimètre et un préleveur automatique apparaît comme une solution pertinente : elle permet à la fois un contrôle régulier de la courbe de calibration au travers des prélèvements à pas de temps fixe, tout en vérifiant la validité de cette relation lors des crues solides.

C.2.3 Granulométrie des MES au cours des évènements sur l'Isère

C.2.3.1 Analyse de l'évolution de la granulométrie au cours des évènements

Afin d'estimer l'influence de la granulométrie des sédiments sur la stabilité de la relation concentration-turbidité, des échantillons prélevés durant des épisodes de fort transport en suspension sur l'Isère ont été étudiés. Ces échantillons ont été prélevés à l'aide du préleveur ISCO de la station de Grenoble Campus avec des pas de temps compris entre 1 et 3 heures, au cours de quatre épisodes aux dates suivantes : le 31/03/06, le 19/05/06, le 31/08/06 et le 16/09/06. La granulométrie a été caractérisée à l'aide du granulomètre laser du LTHE (ref. Malvern Mastersizer 2000)

TABLEAU 2.5 – Moyenne et écart type du diamètre médian d_{50} au cours de quatre évènements sur l'Isère à Grenoble.

	31/03/06	19/05/06	31/08/06	16/09/06
$\overline{d_{50}}$	27	21	25	20
$\sigma_{d_{50}}$	5.5	6.0	9.8	9.5

Mis à part pour la crue du 31/08/06, on observe pour trois des quatre évènements analysés une relative stabilité du diamètre médian d_{50} au cours des évènements (figure 2.26 et tableau 2.5). Celui-ci est généralement compris entre 20 et 30 μm durant les crues, avec une tendance à l'augmentation en fin d'évènement.

Au cours de l'évènement du 31/08/06, on observe en revanche un apport de sédiments de taille plus importante ($d_{50} \sim 50 \mu\text{m}$). Il est probablement lié à l'activation ponctuelle d'une source de sédiments sur le bassin versant. Néanmoins, ces sédiments plus grossiers ne sont pas représentatifs de la classe granulométrique des sédiments habituellement transportés par l'Isère.

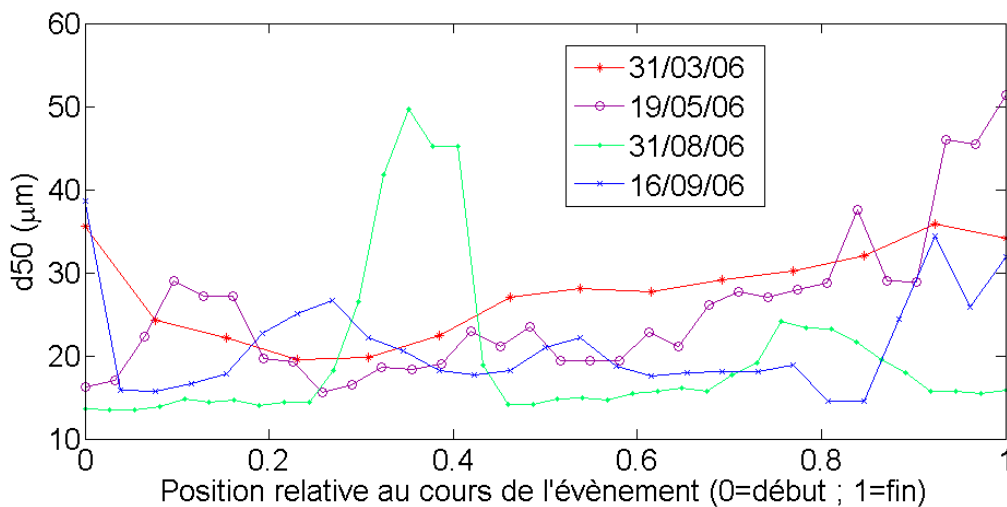


FIGURE 2.26 – Évolution du diamètre médian au cours de quatre évènements sur l'Isère.

Malgré des variations du diamètre médian, la composition de ces échantillons en terme de pourcentage d'argile, de limon et de sable (tableau 2.6) est stable (figure 2.27). On constate en effet que la composition des sédiments varie peu au cours d'un évènement ou entre les évènements. Les sédiments en suspension dans l'Isère sont en effet constitués en majorité (60 à 85%) de limon. Ils comportent une très faible proportion (< 5%) d'argile, tandis que la fraction de sable reste comprise entre 15 et 25%.

TABLEAU 2.6 – Classification des sédiments par classes granulométriques.

type	diamètre
argile	$< 2 \mu\text{m}$
limon	$2-50 \mu\text{m}$
sable	$> 50 \mu\text{m}$

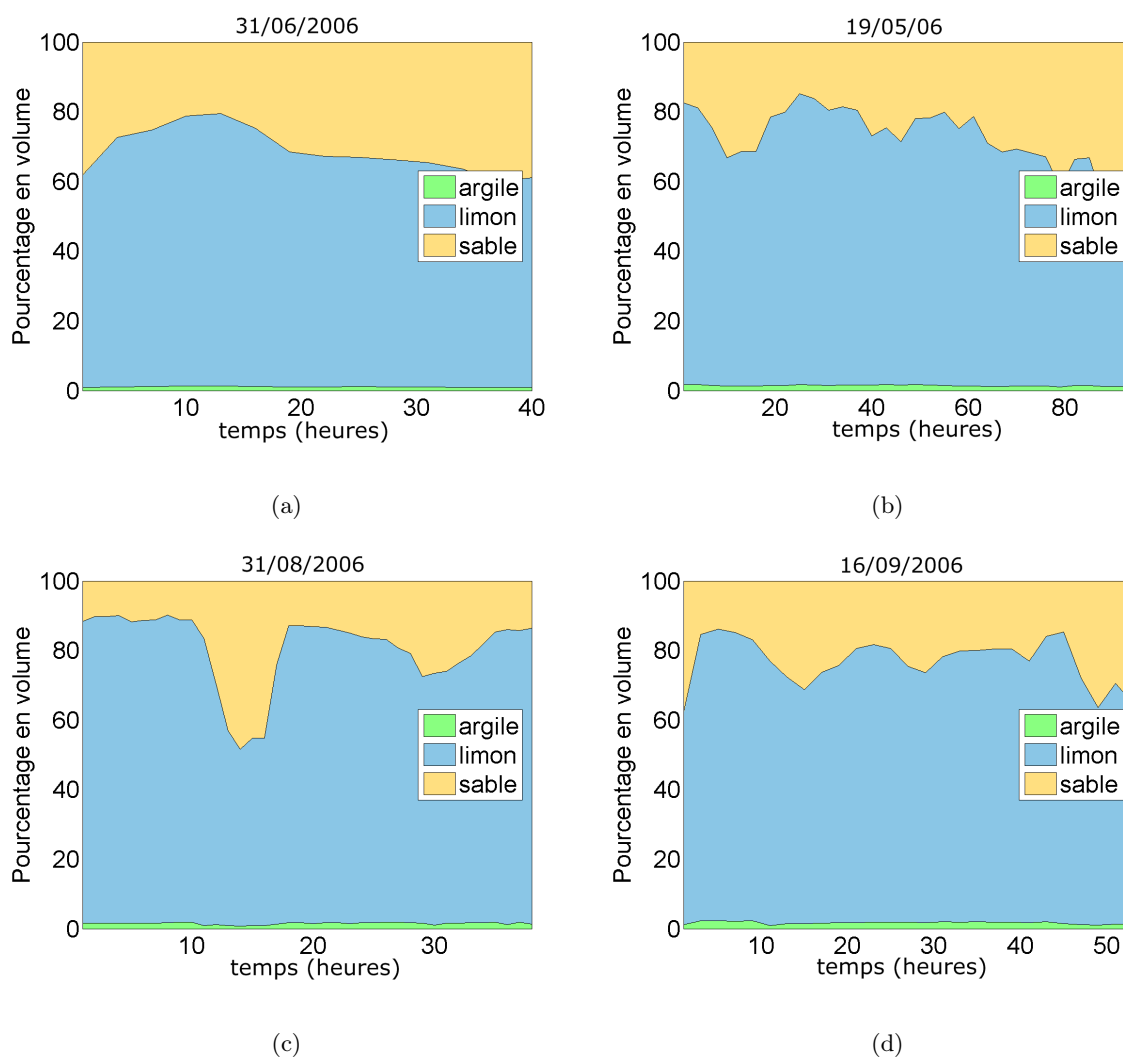


FIGURE 2.27 – Évolution du pourcentage d'argile, de limon et de sable dans la composition des sédiments en suspension dans l'Isère au cours de quatre événements.

C.2.3.2 Influence sur la relation concentration-turbidité

Sur l'Isère, la relation concentration-turbidité moyenne établie avec tous les couples de mesures, est de la forme $y = ax$, où le coefficient a est égal à 1.09 (figure 2.22). Lorsque l'on réajuste cette relation pour des événements particuliers pour lesquels on dispose de mesures simultanées de concentrations et de turbidité, le coefficient a peut varier de 1.02 à 1.13 (figure 2.28). Ainsi,

malgré les variations granulométriques intra et inter évènements observées, l'impact sur la relation concentration-turbidité est limitée : dans le cas de l'Isère à Grenoble Campus le coefficient a varie de moins de 10% entre les évènements. La stabilité de la composition en argile, limon et sable semble garantir la stabilité de la relation concentration-turbidité, que ce soit à l'échelle de l'évènement ou inter évènements. Néanmoins, cette variabilité permet d'expliquer une partie de la dispersion de la relation concentration-turbidité moyenne.

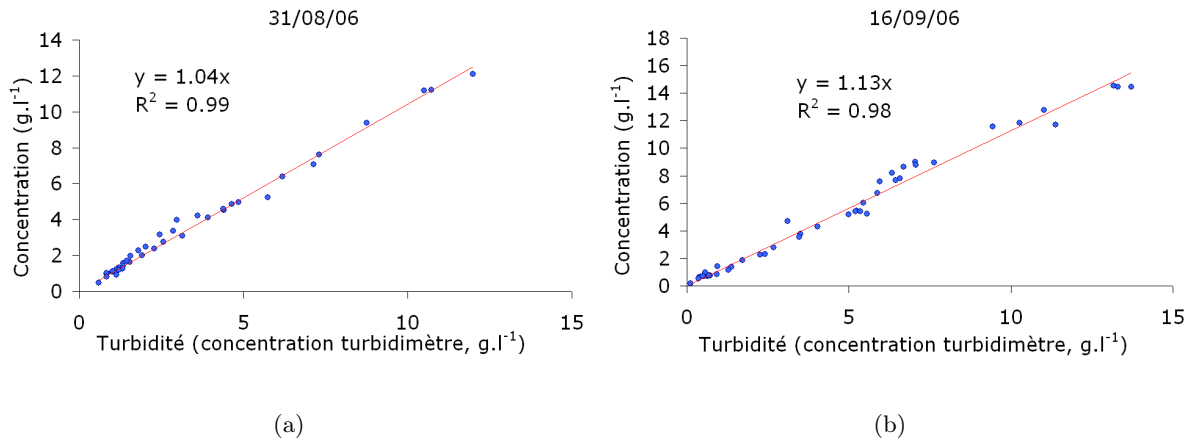


FIGURE 2.28 – Variations de la relation concentration-turbidité au cours de deux évènements sur l'Isère.

C.3 Représentativité du point de mesure

Une limitation évidente à la mesure des concentrations en rivière, que ce soit par prélèvement ou par turbidité, est l'unicité du point de mesure dans la section. Une hypothèse forte consiste en effet à considérer que cette concentration est représentative de la section lors des calculs de flux. Le choix de la zone d'installation de la station de mesure doit donc être judicieux, sur un tronçon de la rivière où l'écoulement semble à la fois bien mélangé au sens de la turbulence et le plus uniforme possible.

Des mesures de concentrations dans la section de l'Isère au niveau de la station de Grenoble Campus ont été réalisées par Dumas en 2004, en installant la crépine d'un préleveur sur le saumon hydraulique de la station. Ces « jaugeages solides » ont permis de mettre en évidence des variations de concentration dans la section, si bien que Dumas propose de réaliser la correction suivante dans le calcul de la concentration moyenne C_m (en mg l^{-1}) à partir de la mesure fixe

MES_{fixe} (en mg l^{-1}) :

$$C_m = 0,832 \cdot MES_{fixe} + 18,46 \quad (R^2 = 0,94) \quad (2.4)$$

Cette relation a cependant été obtenue dans des conditions d'écoulement modérées. Les concentrations étaient alors comprises entre 0.1 et 1 g l^{-1} selon les essais. De plus, les temps de manipulation de la traile sont longs et les mesures de concentration ne peuvent être simultanées. Elles sont donc soumises (i) aux fluctuations instantanées liées à la turbulence et (ii) aux variations de concentration au cours du jaugeage.

C.3.1 Représentativité horizontale ...

Une méthode simple permettant de vérifier l'homogénéité horizontale des concentrations est de réaliser des prélèvements simultanés au seau en surface (lors d'un évènement de crue), puis de les analyser au laboratoire. C'est ce qui a été réalisé sur l'Isère au cours du mois de juin 2006 (figure 2.29). Chaque année à cette date, EDF réalise des chasses hydrauliques dans les retenues situées sur l'Arc. Ces évènements « programmés » permettent de se préparer et de mettre en place un protocole de mesure.

Toutes les heures, des prélèvements au seau en surface ont été réalisés simultanément en rive gauche, au milieu et en rive droite de la section depuis un pont situé une cinquantaine de mètres

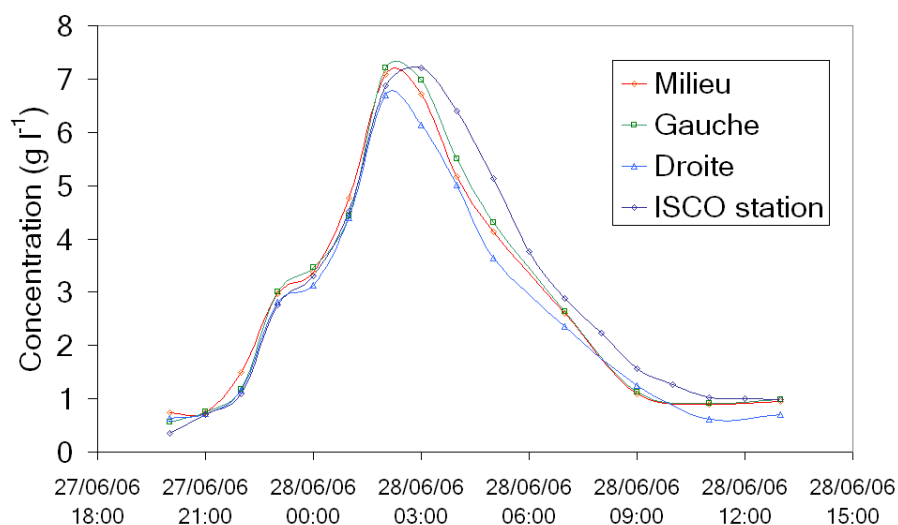


FIGURE 2.29 – Distribution horizontale des concentrations en MES en surface dans la section de l'Isère à Grenoble lors de la chasse de l'Arc du 28 juin 2006.

en amont de la station (figure 2.29). La synchronisation des prélèvements est importante car les concentrations en sédiment fluctuent de la même manière que les vitesses dans un écoulement turbulent. Lorsqu'il est bien réalisé, le prélèvement au seau permet une certaine intégration de ces fluctuations de concentration. Des triplicats ont également été réalisés par les trois opérateurs à 22h et 2h, afin de déterminer la variabilité de la mesure en un point.

Cette succession de prélèvements a permis de montrer la bonne homogénéité horizontale des concentrations de l'Isère à Grenoble. Dans la phase de montée de la crue, les concentrations en surface sont parfaitement homogènes (figure 2.29). Dans la phase de décrue, bien que les concentrations en rive droite semblent plus faibles en surface, les écarts les plus marqués avec la rive gauche ne dépassent pas 15%, avec une moyenne de 8%. Les écarts entre le milieu et la rive gauche ne dépassent pas quant à eux les 10%, avec une moyenne de 5%.

Néanmoins, même lors de prélèvements au seau simultanés et selon le même protocole, la mesure de concentration ne peut être considérée comme absolue. Les triplicats effectués à 22h et 2h ont en effet permis de montrer qu'une mesure répétée trois fois consécutivement peut être entachée d'une erreur de 0.1 à 8%. Cette valeur inclut à la fois l'erreur liée au prélèvement au seau dans la rivière, la partition de l'échantillon du seau dans le flacon et les erreurs d'analyse au laboratoire.

Malgré ces erreurs de mesure, un faible gradient horizontal semble se dessiner : les concentrations en rive gauche sont en effet en permanence plus élevées qu'au milieu, elles mêmes plus élevées qu'en rive droite.

C.3.2 ... Et représentativité verticale

C.3.2.1 Sur le terrain

L'homogénéité verticale des concentrations est en général plus difficile à vérifier : réaliser des prélèvements simultanés en profondeur dans la colonne d'eau est en effet plus compliqué à mettre en place sur le terrain.

L'utilisation de bouteilles Niskin permet en général d'effectuer ces prélèvements. Cependant, elles sont lourdes et difficiles à manipuler, en particulier lorsqu'il s'agit d'aligner horizontalement la bouteille de prélèvement avec la direction de l'écoulement. De plus, les fortes vitesses observées sur l'Isère ($> 2 \text{ m s}^{-1}$ lors des crues) emportent l'instrument et il est difficile d'amener celui-ci en profondeur dans la colonne d'eau. Les essais de prélèvement à la bouteille Niskin se sont en

effet révélés peu concluants : impossibilité de maintenir la bouteille horizontalement à cause du courant, difficulté de déclenchement du prélèvement, jusqu'à la perte de la bouteille.

Les seules données valables en profondeur sont issues du préleveur ISCO de la station de Grenoble Campus, située en rive gauche à environ 1.15 m au dessus du point le plus profond de la section de l'Isère. Les concentrations mesurées en ce point sont très proches des valeurs en surface durant la phase de montée de la crue (figure 2.29). Au cours de la décrue, les écarts de concentrations entre la rive gauche en surface (prélèvement au seau) et la rive gauche en profondeur (préleveur ISCO) restent faibles, avec une moyenne de 7% et un maximum de 15%. Les différences entre la rive droite en surface (seau) et la rive gauche en profondeur (ISCO) sont plus importantes : 30% au maximum, avec une valeur moyenne de 15%.

C.3.2.2 En théorie

On peut également envisager de calculer le profil théorique des concentrations tel que décrit dans le paragraphe A.2.3 du chapitre 1 (équation 1.12). Les valeurs des paramètres nécessaires sont, pour l'Isère à la station de Grenoble Campus, la pente $\theta = 0.05\%$, la densité des matériaux en suspension $\rho = 2650 \text{ kg m}^{-3}$ et la viscosité de l'eau $\nu = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. En ce qui concerne les hauteurs caractéristiques, le choix de $a = 1.15 \text{ m}$ permet d'écrire $C_s(a) = C_s(\text{ISCO})$ et $h = h_{\text{limni}} + a$.

Le calcul de la distribution verticale théorique des particules de diamètre $5 \mu\text{m}$, $25 \mu\text{m}$ et $50 \mu\text{m}$ indique que la répartition des concentrations dans la colonne d'eau est assez homogène pour ces classes granulométriques (figure 2.30a). Pour les classes $5 \mu\text{m}$ et $25 \mu\text{m}$ qui représentent 50% de la distribution granulométrique (tableau 2.5), la concentration peut être considérée constante sur toute la hauteur, y compris au fond et en surface. Pour les particules de $50 \mu\text{m}$ de diamètre, on constate une légère diminution du rapport des concentrations en surface, de l'ordre de 0.75 et une augmentation vers le fond, de l'ordre de 1.2 pour un rapport $z/h = 0.1$ puis 1.4 au fond. Ainsi, bien qu'un gradient vertical semble se dessiner pour cette classe granulométrique, la mesure au point de profondeur $z = a$ semble assez représentative des valeurs observées dans la colonne d'eau. En conclusion, pour l'ensemble des argiles et des limons (particules dont le diamètre est compris entre 0 et $50 \mu\text{m}$), qui constituent en général entre 70 et 90% des sédiments de l'Isère, la mesure dans la colonne d'eau peut être considérée comme représentative.

On peut également s'intéresser au flux de MES sur le profil vertical au droit du préleveur. Au cours de la crue du 18 et 19 mai 2006 sur l'Isère, un jaugeage par exploration des vitesses réalisé le 18 mai nous donne le profil des vitesses au niveau du préleveur (figure 2.30b). La distribution verticale pour le diamètre médian est calculé en prenant $C(a) = 7 \text{ g l}^{-1}$ et $h = 4.65 \text{ m}$ (figure 2.30a). Lorsque l'on calcule le profil vertical des flux de sédiments, on constate que moins de 2% du flux transite dans les 50 cm au dessus du fond (soit $z/h \sim 0.1$). L'erreur commise sur l'estimation des concentrations dans cette partie de l'écoulement semble donc peu pénalisante en vue de l'estimation des flux.

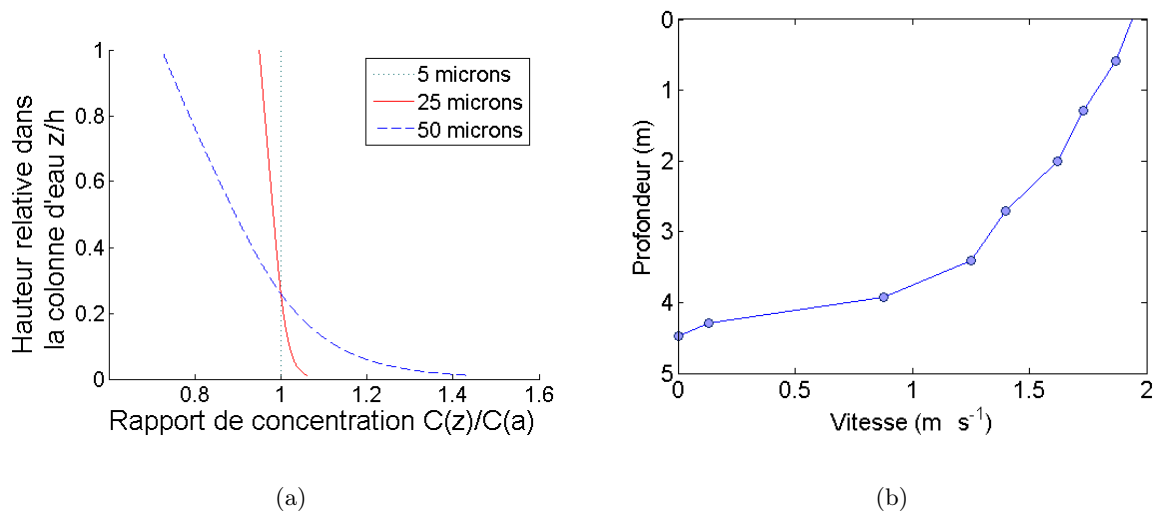


FIGURE 2.30 – Profil vertical théorique de Rouse des concentrations en MES dans la section de l'Isère lors de la crue du 19 mai 2006 (a) et profil vertical des vitesses mesuré au moulinet le 18 mai 2006 après midi (b).

D Synthèse sur la mesure des concentrations en MES

On dispose de mesures de concentration en sédiment en suspension sur plusieurs bassins versants de caractéristiques variées : (i) deux bassins méditerranéens, l'Asse (657 km²) et la Bléone (905 km²), (ii) deux bassins de haute montagne, présentant un régime hydrologique de type nival-glaciaire, le Ferrand (82 km²) et la Romanche (230 km²) et (iii) un bassin de taille plus importante, l'Isère (5720 km²), caractérisé par un régime pluvio-nival. Bien que n'étant pas situé sur le bassin de l'Isère, le Ferrand et la Romanche sont deux exemples représentatifs de sous-bassins de haute montagne existant sur le bassin versant de l'Isère.

Pour l'ensemble de ces bassins versants, les concentrations en MES sont mesurées à l'aide de turbidimètres. Cette solution est en effet parfaitement adaptée à la mesure en continu des concentrations, y compris lorsque celles-ci sont élevées ($>10 \text{ g l}^{-1}$). Il est cependant nécessaire d'établir une relation entre concentration et turbidité pour chaque bassin versant. Celle-ci est établie à l'aide de mesures simultanées de concentration par prélèvements (manuels ou automatiques) et de turbidité.

Sur l'Isère à Grenoble, un préleveur automatique a été associé et asservi à un turbidimètre. Cette installation permet de réaliser un prélèvement journalier régulier, pouvant servir à la fois à établir puis à vérifier la courbe de calibration et à recalculer les chroniques de turbidité en cas de défaillance de la sonde. Lors du dépassement d'un seuil de turbidité, des prélèvements sont effectués plus fréquemment afin d'améliorer la relation concentration-turbidité et de contrôler sa validité au cours des événements.

L'unicité du point de mesure constitue la source d'incertitudes la plus importante de cette méthode. En effet, celui-ci est supposé représentatif de toute la section. Cette hypothèse forte doit être vérifiée. Sur l'Isère, les concentrations se révèlent assez homogènes dans la section. Leurs variations mesurées en différents points de la section, de l'ordre de 10%, ne sont pas significatives en comparaison des erreurs associées au prélèvement, à la partition de l'échantillon et à son analyse en laboratoire.

La seconde source importante d'incertitudes dans la reconstruction des chroniques de concentrations provient de la dispersion de la relation concentration-turbidité. Elle est essentiellement due à (i) l'erreur inhérente à la mesure des concentrations par prélèvement et (ii) à des variations de la granulométrie des sédiments en suspension, pouvant affecter la qualité de la relation au sein même d'un événement ou entre les événements.

Nous disposons désormais de chroniques de concentrations fiables. Associées aux chroniques de débits, elles vont nous permettre de nous intéresser à la dynamique des flux de MES à l'échelle du bassin versant.

3

Processus et variabilité à différentes
échelles temporelles

A	CALCUL DES FLUX	121
A.1	Chroniques de concentration et de débit	121
A.2	Méthode de calcul des flux	124
A.3	Ordres de grandeur des variables mesurées	125
B	ANALYSE DE QUELQUES ÉVÈNEMENTS DE FORT TRANS-	
	PORT SOLIDE : MISE EN ÉVIDENCE DES PROCESSUS.	127
B.1	La pluie	127
B.1.1	La pluie généralisée	127
B.1.1.1	Précipitations sur un bassin méditerranéen	129
B.1.1.2	Précipitations sur un bassin de haute montagne	129
B.1.2	L'orage localisé	130
B.1.3	La crue torrentielle	132
B.1.3.1	Crue torrentielle sur un petit bassin de haute montagne	132
B.1.3.2	Crue torrentielle sur un grand bassin versant	134
B.2	La fusion nivale	135
B.2.1	Mise en évidence des cycles de fusion nivale dans les chroniques	135
B.2.2	Variabilité au cours des journées de fusion nivale	137
B.2.3	Variabilité des cycles de fusion nivale	138
B.3	La pluie et la fusion nivale sur le bassin de l'Isère	139
B.3.1	Mai 2006 : crue biennale	140
B.3.2	Mai 2008 : crue décennale	140
B.4	La relation débit-concentration à l'échelle de l'évènement	141
B.4.1	Localisation des sources de sédiments	142
B.4.2	Influence des phénomènes de dépôt/reprise sur les versants et dans le lit	142
C	HYDRO-CLIMATOLOGIE ET VARIABILITÉ DES FLUX SÉDI-	
	MENTAIRES	147
C.1	Variabilité journalière	147
C.2	Variabilité saisonnière	148
C.2.1	Bassins méditerranéens	148
C.2.2	Bassins de haute montagne	149
C.2.3	Bassin pluvio-nival	150

C.3	Variabilité annuelle	151
C.3.1	Sur les données mesurées	151
C.3.2	Reconstitution des flux spécifiques annuels sur le long terme .	154
C.3.2.1	Formule de Ludwig et Probst	154
C.3.2.2	Estimation de la variabilité annuelle	155
D	SYNTHÈSE SUR L'ÉTUDE DES PROCESSUS	157

L'acquisition de données de concentration et de débit à pas de temps fin (une heure) va nous permettre d'analyser les processus mis en jeu dans la production et le transport de sédiments en suspension, ainsi que la variabilité des flux à différentes échelles temporelles.

La première partie décrit les chroniques de concentrations et de débits sur les différents bassins d'étude et les méthodes de calcul des flux. Dans un deuxième temps, nous analyserons quelques évènements de fort transport solide en suspension, afin de déterminer les processus mis en jeu dans la production et le transport des particules à l'échelle du bassin versant. La troisième partie de ce chapitre concerne la variabilité des flux, analysée à différentes échelles temporelles, de la journée à l'année.

A Calcul des flux

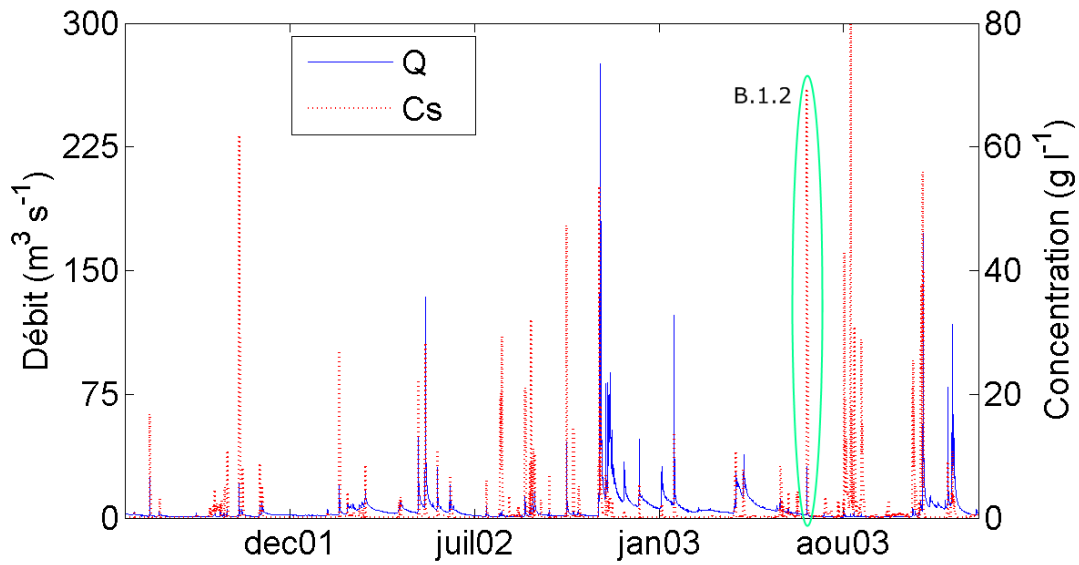
A.1 Chroniques de concentration et de débit

Le calcul des flux de sédiments en suspension au travers d'une section d'un cours d'eau nécessite la connaissance de deux grandeurs : la concentration en MES et le débit.

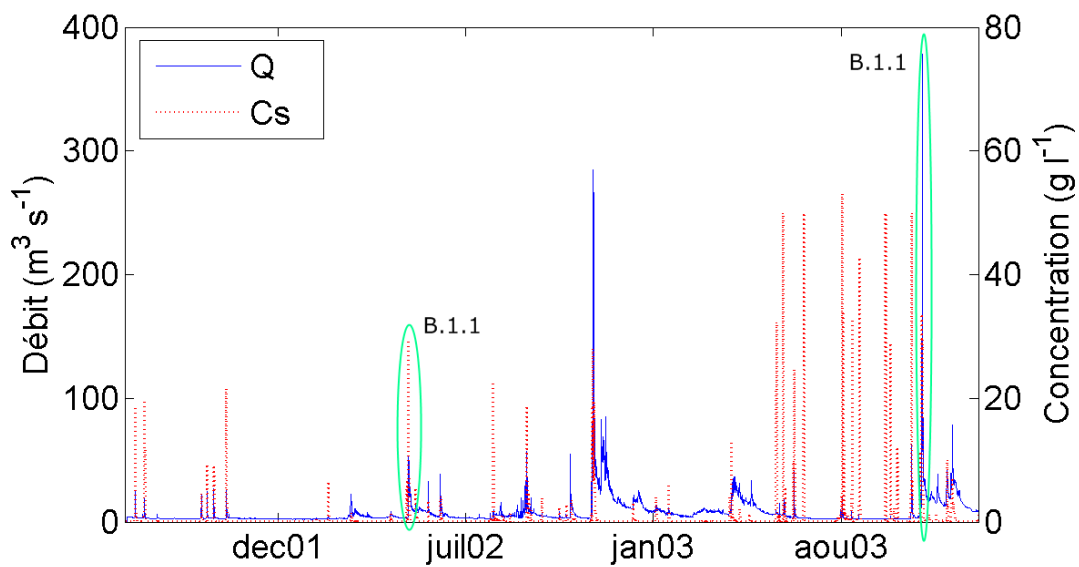
Dans le cadre de cette étude, les bases de données disponibles contiennent des mesures de concentration et de débit avec un pas de temps d'une heure (figures 3.1, 3.2 et 3.3). Les périodes concernées sont présentées dans le tableau 3.1. Pour chaque bassin versant, des mesures haute fréquence sont disponibles sur au moins deux cycles hydro-sédimentaires complets, sauf sur la Romanche, où le début de l'année 2002 est incomplet.

TABLEAU 3.1 – Disponibilité des données de concentration sur les bassins versants d'étude.

Bassin versant	Début	Fin
Bléone	5/07/2001	31/12/2003
Asse	19/06/2001	31/12/2003
Ferrand	27/04/2002	13/10/2004
Romanche	03/06/2002	17/12/2003
Isère	26/03/2006	31/06/2008

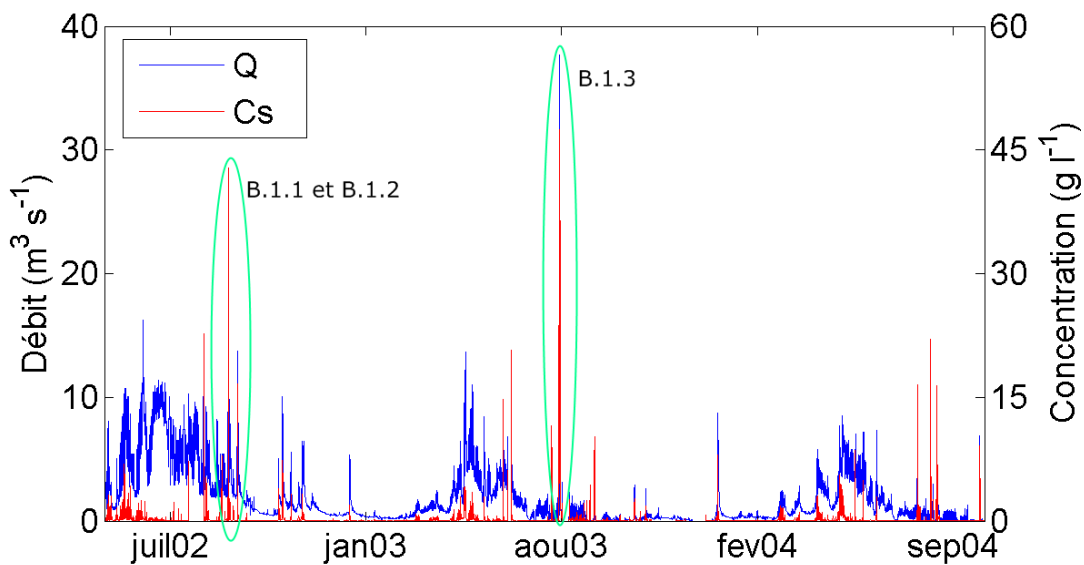


(a)

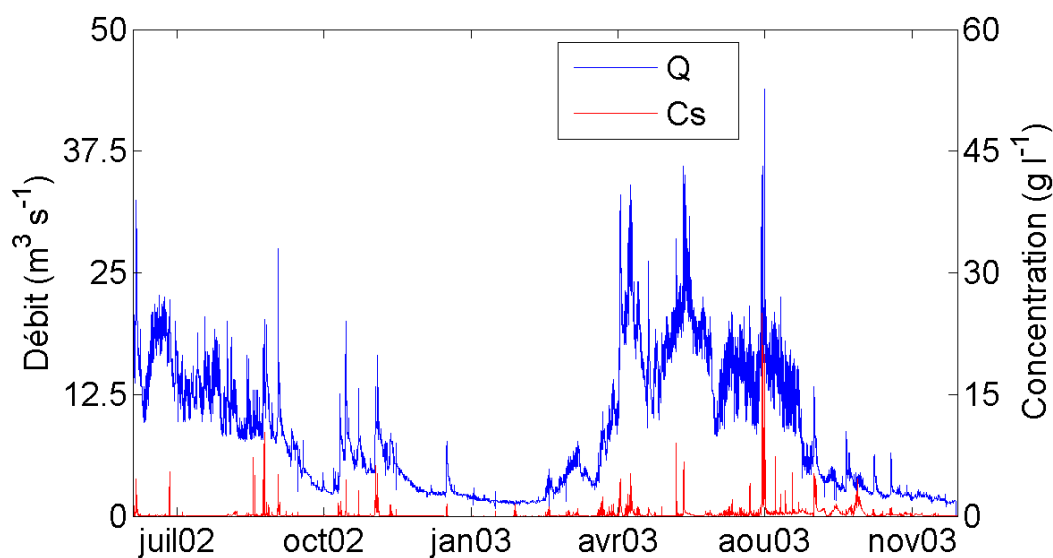


(b)

FIGURE 3.1 – Chroniques des concentrations issues des données de turbidité converties en concentration (cf. paragraphe B du chapitre 2) et des débits reconstitués (cf. paragraphe A.1.3.1 du chapitre 2) sur les bassins de l'Asse (a) et de la Bléone (b) pour la période d'étude 2001-2003. Les événements entourés sont analysés en détail dans le paragraphe B.



(a)



(b)

FIGURE 3.2 – Chroniques des concentrations issues des données de turbidité converties en concentration (cf. paragraphe B du chapitre 2) et des débits mesurés (cf. paragraphe A.2.3.1 du chapitre 2) sur les bassins du Ferrand (a) et de la Romanche (b) sur la période d'étude 2002-2004. Les évènements entourés sont analysés en détail dans le paragraphe B.

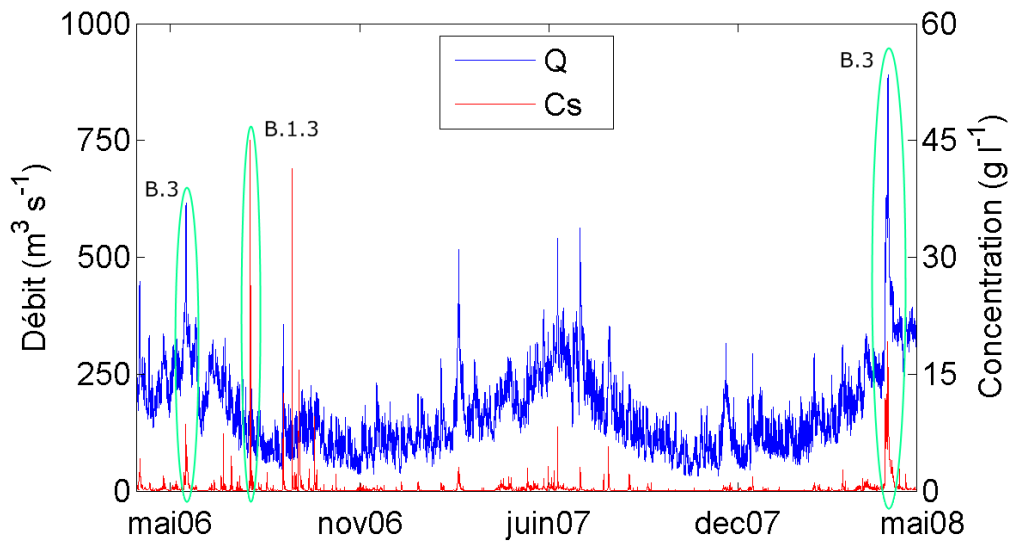


FIGURE 3.3 – Chroniques des concentrations issues des données de turbidité converties en concentration (*cf.* paragraphe B du chapitre 2) et des débits mesurés (*cf.* paragraphe A.3.3.1 du chapitre 2) sur le bassin de l'Isère pour la période d'étude 2006-2008. Les évènements entourés sont analysés en détail dans le paragraphe B.

A.2 Méthode de calcul des flux

Une fois que l'on dispose des chroniques de débit et de concentration synchronisées, le flux instantané de sédiments F_i (en kg s^{-1}) s'exprime aisément :

$$F_i = C_{s_i} \cdot Q_i \quad (3.1)$$

où C_{s_i} et Q_i sont respectivement la concentration (en g l^{-1}) et le débit (en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) instantanés.

Le flux transité sur le pas de temps de mesure d'une heure, F_h (en t h^{-1}) est calculé de la façon suivante :

$$F_h = 3.6 \cdot C_{s_h} \cdot Q_h \quad (3.2)$$

où C_{s_h} et Q_h sont respectivement la concentration (en g l^{-1}) et le débit (en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) moyens sur une heure,

3.6 est un facteur de conversion des unités.

Dans le cadre de cette étude, où les flux sont connus avec une haute résolution temporelle, le flux cumulé sur une période T , de la journée à l'année, est calculé comme la somme des flux

horaires sur cette période :

$$F(T) = \sum_T F_h \quad (3.3)$$

où $F(T)$ est le flux de sédiments cumulé sur une période T (en tonnes),

les F_h sont les flux horaires (en $t h^{-1}$) sur la période T .

A.3 Ordres de grandeur des variables mesurées

Dans un premier temps, quelques chiffres sont présentés afin de fixer les ordres de grandeur des concentrations, débits et flux observés (tableau 3.2).

Les concentrations instantanées observées varient dans une gamme très large sur la plupart des bassins : de moins de 10 mg l^{-1} à près de 50 g l^{-1} au cours d'évènements de fort transport solide (figures 3.1, 3.2, 3.3 et tableau 3.2). Bien qu'élevées par rapport aux concentrations observées dans des cours d'eau de plaines (Maneux 1998; Asselman 1999; Coynel 2005), ces valeurs se

TABLEAU 3.2 – Valeurs extrêmes rencontrées au cours de la période de mesure sur les différents bassins versants d'étude.

	Asse	Bléone	Ferrand	Romanche	Isère
Concentrations ($g l^{-1}$)					
instantanée maximum	83.4	53.1	47.5	25.0	47.8
instantanée minimum	0.005	0.002	0.001	0.002	0.010
journalière maximum	30.5	21.0	9.9	5.7	12.0
moyenne ⁽¹⁾	0.42	0.70	0.20	0.25	0.33
Débits ($m^3 s^{-1}$)					
instantané maximum	275	377	37	44	894
instantané minimum	0.46	1.1	0.001	0.81	30
journalier maximum	113	207	8	28	767
moyen ⁽¹⁾	5.1	7.8	1.7	8.5	171
Flux horaires ($t h^{-1}$)					
maximum	21 500	33 000	6 500	2 000	60 000
minimum	0.008	0.07	0.001	0.04	1
moyen ⁽¹⁾	32	52	3.8	7.5	358
Flux journaliers ($t j^{-1}$)					
maximum	108 000	340 000	11 800	9 900	788 000
minimum	0.34	1.01	0.01	0.16	38
moyen ⁽¹⁾	912	1 256	92	180	8 600
⁽¹⁾ : les moyennes sont calculées sur l'ensemble de la période de mesure.					

situent dans la gamme classiquement observée sur ce type de bassins versants alpins (Serrat *et al.* 2001; Lenzi *et al.* 2003; Lenzi et Marchi 2000; Dumas 2007).

De même, les flux horaires comme journaliers varient sur plusieurs ordres de grandeur, atteignant parfois des valeurs impressionnantes : plus de 10 000 tonnes de sédiments peuvent être transportées en une heure pour les bassins de l'Asse, la Bléone ou l'Isère, engendrant des flux journaliers supérieurs à 100 000 t j⁻¹.

Le tableau 3.3 présente les flux cumulés sur les périodes de mesures pour chaque bassin versant.

TABLEAU 3.3 – Flux annuels de sédiments exprimés en tonnes sur la période d'étude pour les différents bassins d'étude.

	2001	2002	2003
Asse	35 000 ⁽¹⁾	490 000	320 000
Bléone	38 000 ⁽¹⁾	450 000	650 000
	2002	2003	2004
Ferrand	32 000 ⁽¹⁾	37 000	14 000
Romanche	31 000 ⁽¹⁾	125 000	-
	2006	2007	2008
Isère	2 200 000	1 500 000	3 500 000
⁽¹⁾ : année incomplète.			

B Analyse de quelques événements de fort transport solide : mise en évidence des processus

Les flux de MES dans les cours d'eau sont la conséquence des processus d'érosion et de transfert sur le bassin versant (*cf.* paragraphe B du chapitre 1). L'analyse détaillée de quelques événements remarquables va permettre la mise en évidence de ces processus fondamentaux. En effet, les chroniques de débit, concentration et pluie soulignent les liens importants qui existent entre la dynamique du transport de MES et les processus hydro-météorologiques à l'échelle du bassin versant.

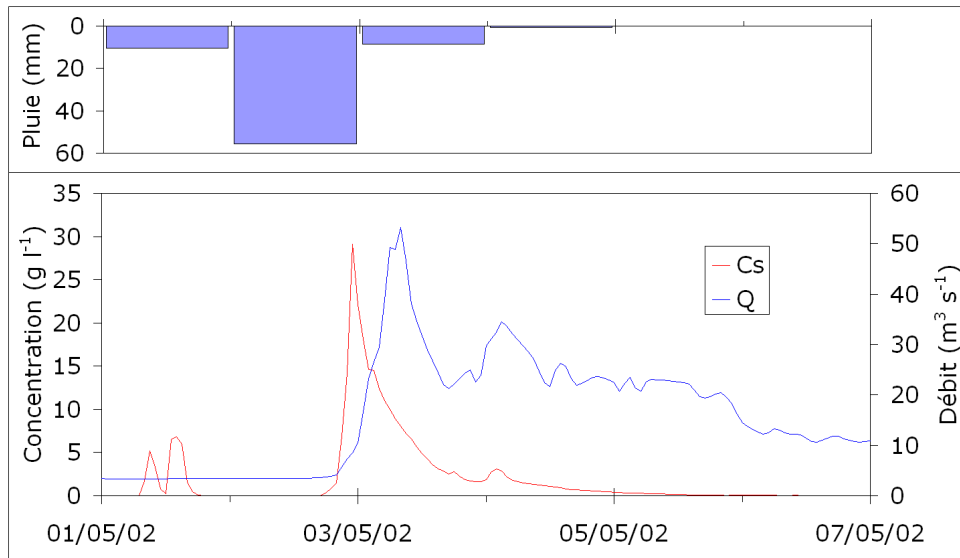
B.1 La pluie

La pluie est la cause principale des crues solides. Sous certaines conditions, elle est associée au processus de ruissellement, vecteur à la fois d'érosion et de transport des particules en suspension sur le bassin versant. Son intermittence ainsi que sa grande variabilité spatio-temporelle en font un phénomène complexe et varié, souvent difficile à mesurer. En effet, le nombre de pluviomètres présents sur les bassins versants ne permettent pas toujours de rendre compte de la distribution spatiale d'un événement pluvieux. En montagne notamment, les pluviomètres sont généralement situés dans les vallées, pour des raisons d'accès évidentes. Mais dans ces zones, le relief joue un rôle important dans la distribution spatiale des pluies, souvent plus intenses en altitude (caractère orographique).

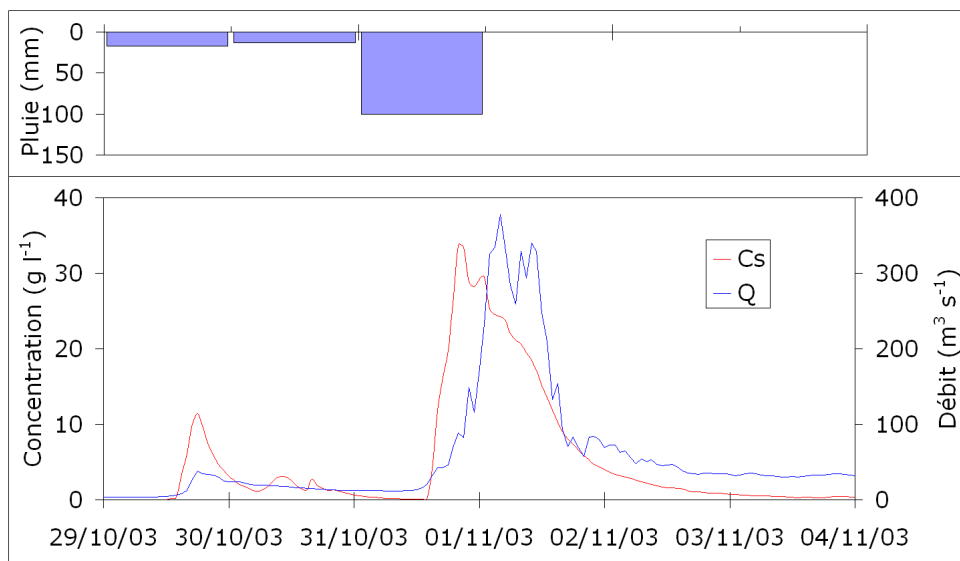
B.1.1 La pluie généralisée

Les précipitations stratiformes se caractérisent par une large étendue spatiale. Elles durent souvent plusieurs jours, mais ne présentent pas des intensités très élevées. Les cumuls totaux au cours de ces événements peuvent néanmoins être importants. Ces pluies résultent du soulèvement lent et à grande échelle de masses d'air humide qui se condensent. Ce soulèvement peut survenir lors de la rencontre de masses d'air chaud et froid au sein des dépressions ou être forcé par le relief. On parle alors de soulèvement orographique.

Ce type de situation se traduit par trois jours de pluie consécutifs au minimum, avec des cumuls souvent importants (> 50 mm et jusqu'à plus de 100 mm), y compris dans les pluviomètres



(a)



(b)

FIGURE 3.4 – Évènements de fort transport en suspension sur la Bléone liés à des évènements pluvieux généralisés le 03/05/2002 (a) et le 01/11/2003 (b).

de plaine. La réponse du bassin en terme de transport solide peut être variable selon les cumuls, la durée et l'intensité des pluies.

B.1.1.1 Précipitations sur un bassin méditerranéen

Ce type d'évènement a été observé sur le bassin versant de la Bléone, par exemple au cours du mois de mai 2002 (figure 3.4a) ou en novembre 2003 (figure 3.4b). L'amplitude de ces deux évènements est cependant très différente.

Lors de la première crue solide, du 1^{er} au 3 mai 2002, un total d'environ 30 000 tonnes de sédiments ont été transportées. Cet évènement fait suite à plusieurs jours de pluie : 10 mm d'eau sont relevés au pluviomètre de Marcoux (figure 2.2) le 1^{er} et le 3 mai, et plus de 50 mm le 2 mai (figure 3.4a). Les concentrations dépassent 30 g l^{-1} et s'accompagnent d'une crue liquide modérée avec un pic de débit à $45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Au cours de la seconde crue solide présentée, du 31 octobre et du 1^{er} novembre 2003, on observe le même type de situation : des cumuls de pluie de l'ordre de 10 mm sont enregistrés les 29 et 30 octobre, suivis d'un cumul très important de 100 mm le 31 octobre (figure 3.4b). La réponse du bassin versant est plus violente que lors de la première crue. Les débits dépassent $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et les concentrations atteignent 30 g l^{-1} . Plus de 300 000 tonnes de sédiments sont transportées au cours de ce seul évènement.

B.1.1.2 Précipitations sur un bassin de haute montagne

Un exemple de ce type d'évènement a été observé sur le bassin versant du Ferrand le 9 septembre 2002 (figure 3.5). La pluie est généralisée durant trois jours consécutifs sur tous les pluviomètres à proximité : à Besse sur ce bassin versant, à La Grave sur celui de la Romanche (figure 2.8) et à Bourg d'Oisans, situé à moins de 10 km à l'ouest, dans la vallée. Le pluviomètre de Besse enregistre des cumuls de pluie de 1 et 5 mm le 7 et le 8 septembre 2002, puis de 50 mm le lendemain (figure 3.5).

A cette époque, les débits du Ferrand sont généralement faibles en l'absence de fonte des neiges. La fusion glaciaire au niveau du glacier des Quirlies en amont du bassin est en effet peu ressentie à l'exutoire à cause de la présence du lac du même nom au pied du glacier. Lors de cet évènement, les débits atteignent $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, essentiellement en réponse à l'évènement plu-

vieux. Les concentrations dépassent 15 g l^{-1} , si bien qu'environ 5 000 tonnes de sédiments sont transportées au cours de cet évènement sur le bassin versant.

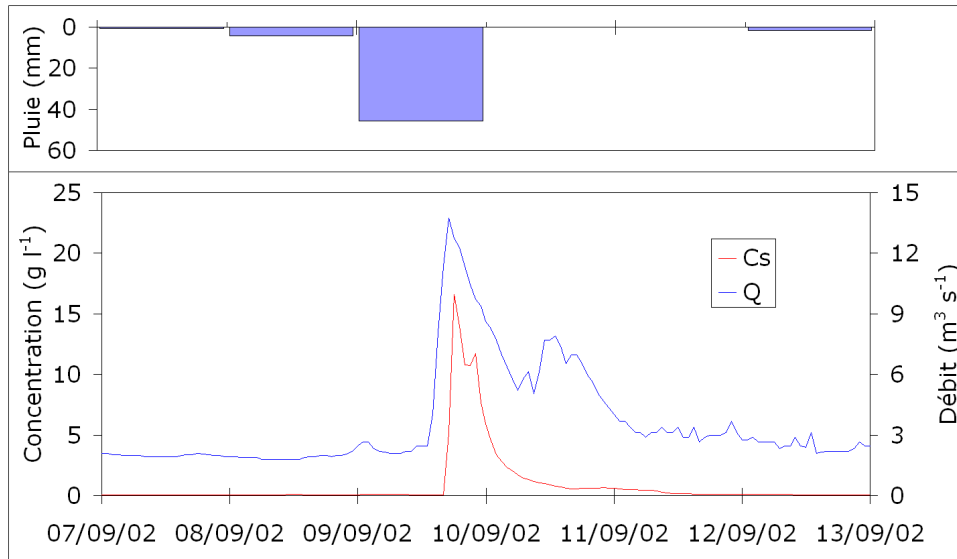


FIGURE 3.5 – Évènement de fort transport en suspension sur le Ferrand lié à un évènement pluvieux généralisé sur le bassin le 09/09/2003.

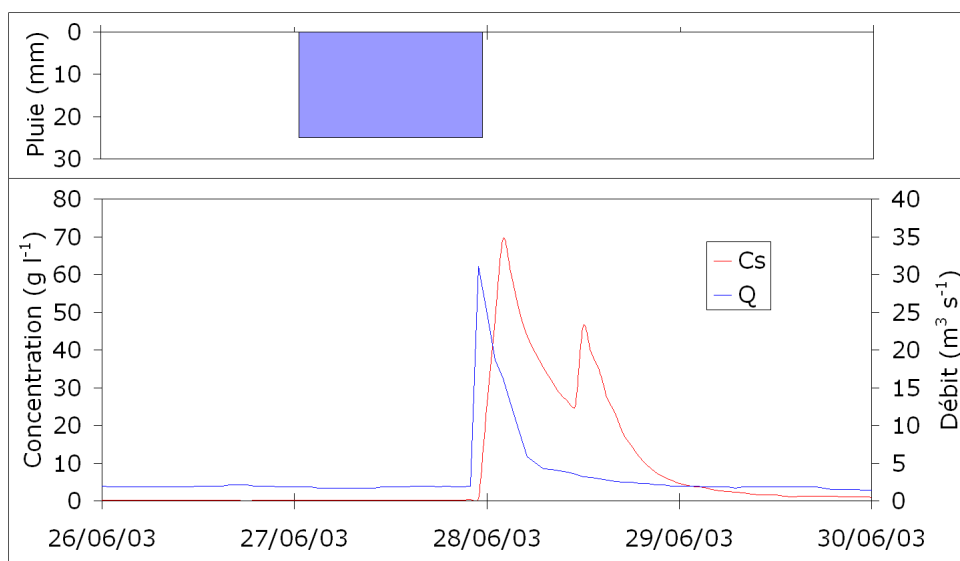
B.1.2 L'orage localisé

Les orages résultent de l'élévation brutale d'une masse d'air humide dans l'atmosphère, sous l'action de la convection. L'air chaud au sol monte rapidement en altitude et se refroidit alors brutalement. Cette convection est généralement déclenchée par l'instabilité naturelle de l'atmosphère, mais parfois, le relief joue un rôle. En effet, des masses d'air à la limite de l'instabilité au sol peuvent remonter le long du relief sous l'action du vent et alors devenir instables.

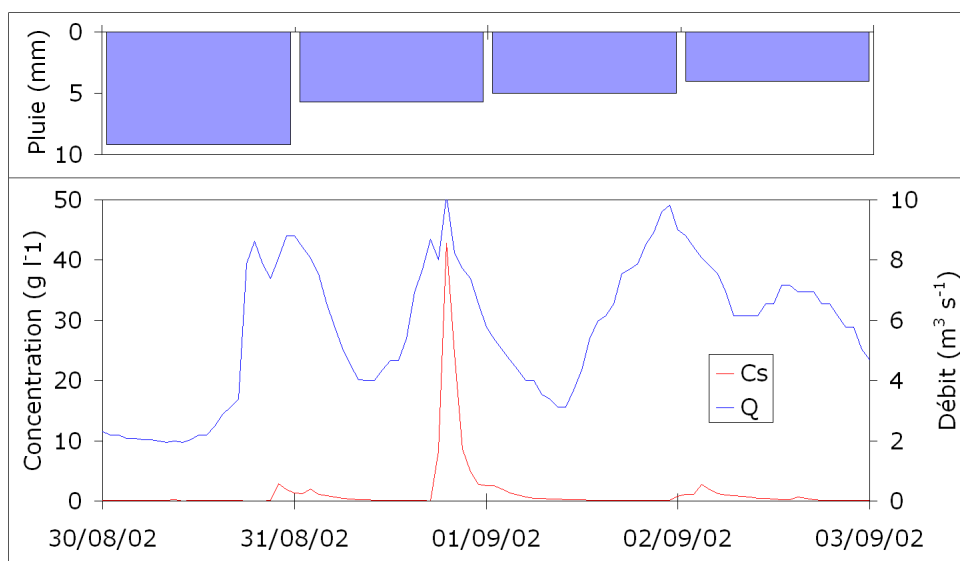
Les pluies convectives, contrairement aux précipitations stratiformes, sont courtes et peu étendues spatialement. En revanche, leur intensité peut être très forte. Des cumuls très élevés peuvent être observés localement.

Ces caractéristiques rendent difficile l'observation et la mesure de ce type d'évènement, notamment en zone de montagne. En effet, les pluviomètres situés dans les vallées ne permettent pas de rendre compte des orages qui se produisent sur le haut des bassins versants en altitude, où ils sont généralement les plus violents.

Sur l'Asse, on peut penser que ce type de phénomène s'est produit au cours du mois de juin 2003 (figure 3.6a). Le pluviomètre de Barême, situé sur ce bassin (figure 2.2), enregistre 25 mm de pluie le 27 juin. Les trois jours précédents et suivants sont secs. En revanche, les cumuls observés



(a)



(b)

FIGURE 3.6 – Évènements de fort transport en suspension liés à un orage isolé sur l’Asse le 28/06/2003 (a) et sur le Ferrand le 31/08/2002 (b).

au niveau du pluviomètre de Marcoux, situé à moins de 40 km sur le bassin voisin de la Bléone, sont inférieurs à 5 mm au cours de cette même journée, ce qui souligne le caractère localisé de cet évènement pluvieux. Au cours de cette crue, la montée des débits est limitée ($30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ au pic de crue). Les concentrations dépassent 60 g l^{-1} , d'une part en raison de la production de sédiments liée à l'orage, qui peut être localement forte, d'autre part en raison des faibles débits observés, qui limitent l'effet de dilution. Le flux de sédiments est assez conséquent, avec 20 000 tonnes cumulées au cours de l'évènement.

Sur le Ferrand, l'épisode du 31 août 2002 est typique de l'orage d'été en haute montagne (figure 3.6b). Le pluviomètre de Besse sur ce bassin versant et ceux situés à proximité enregistrent moins de 5 mm de pluie le 31 août 2002. La réponse du bassin en débit est très limitée, mais les concentrations en MES dépassent 35 g l^{-1} , générant un flux de 3 500 tonnes de sédiments. L'évènement est très bref (moins de 8 heures) et survient en début de soirée, en réponse aux orages estivaux de fin d'après midi. On se trouve donc en présence d'un orage en haute montagne, court, qui ne génère pas de crue liquide importante, mais suffisamment intense pour éroder le bassin versant et transférer les sédiments jusqu'au réseau hydrographique.

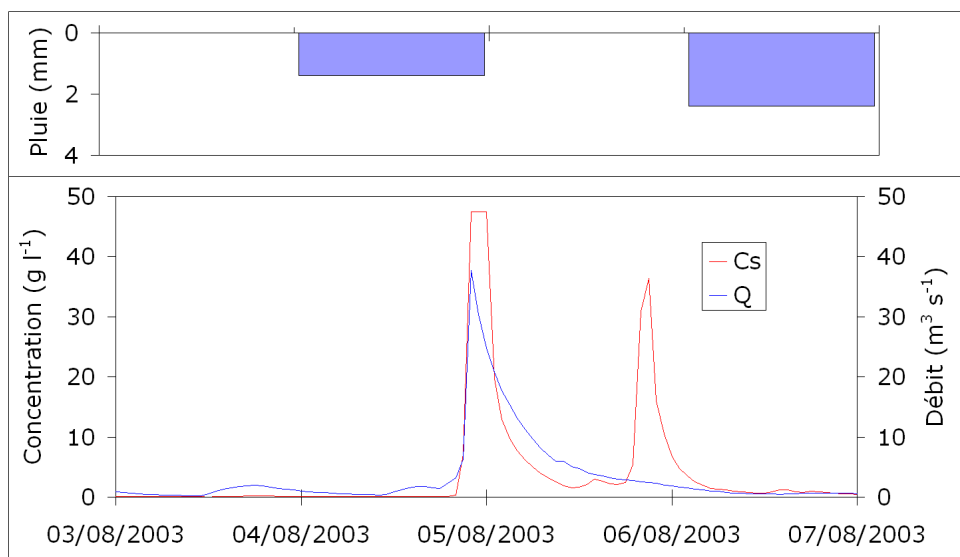
B.1.3 La crue torrentielle

Ce phénomène, décrit dans le paragraphe B.1.4.1 du chapitre 1, est caractéristique des bassins versants de montagne. En général, les crues torrentielles surviennent après des évènements pluvieux intenses et sont très localisées. Elles peuvent transporter des quantités de matériaux fins très importantes.

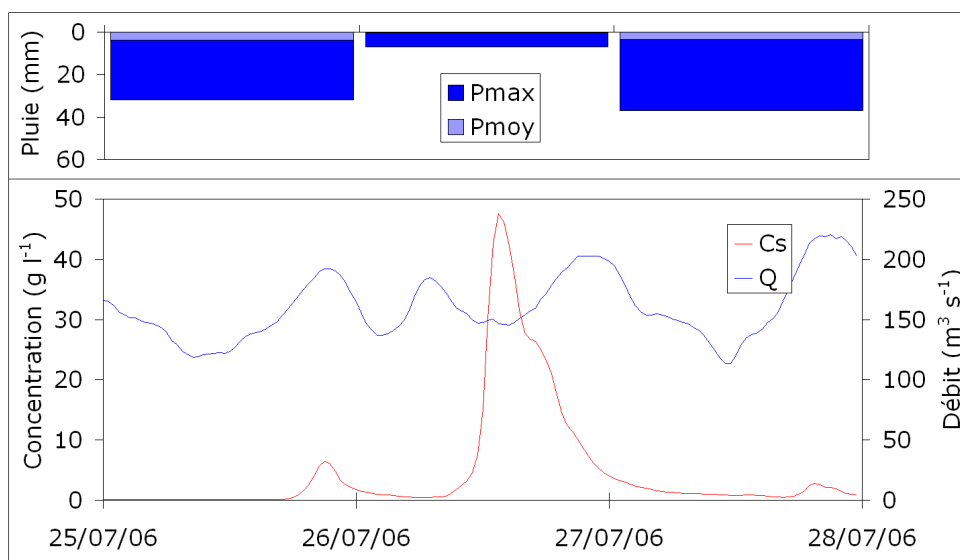
B.1.3.1 Crue torrentielle sur un petit bassin de haute montagne

A l'échelle d'un petit bassin versant comme le Ferrand (82 km^2), les conséquences d'une crue torrentielle en terme de transport solide en suspension sont très importantes. Dans la base de données étudiée, il n'existe qu'un seul évènement de ce type dans les chroniques de concentration et de débit : le 4 août 2003 (figure 3.7a). Sur la période 2002-2004, c'est au cours de cet épisode que les débits et les concentrations les plus élevés ont été mesurés.

Au pic de crue, un débit de $35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ est enregistré, accompagné de concentrations de presque 50 g l^{-1} . Il est en revanche très difficile de déterminer l'intensité de l'évènement pluvieux associé. Le pluviomètre de Besse situé sur le bassin du Ferrand relève moins de 2 mm de pluie, alors que



(a)



(b)

FIGURE 3.7 – Évènements de fort transport en suspension liés à des crues torrentielles sur le Ferrand le 04/08/2003 (a) et sur l'Isère le 26/07/2006 (b).

le pluviomètre de La Grave (sur le bassin de la Romanche, à 10 km du précédent) enregistre le plus gros cumul dans les environs pour la journée du 4 août 2003 avec seulement 8 mm de pluie. On peut néanmoins supposer qu'un orage très violent s'est produit sur le bassin versant du Ferrand, générant une crue liquide et solide très importante. Au cours de cet événement, le torrent a en effet transporté plus de 20 000 tonnes de sédiments en moins de six heures, soit la moitié du flux annuel du Ferrand pour l'année 2003 (37 000 tonnes, tableau 3.3).

Le manque d'information et d'observation de ces phénomènes rendent extrêmement difficile leur analyse. En effet, un glissement de terrain ou une lave torrentielle repris par le torrent, ou une crue torrentielle sur le bassin versant pourraient être responsables des flux considérables observés.

B.1.3.2 Crue torrentielle sur un grand bassin versant

1) Impact sur les chroniques de concentration-débit

Les crues torrentielles peuvent également avoir un impact important sur un bassin plus grand tel que l'Isère à Grenoble (5720 km²). Dans la nuit du 26 au 27 août 2006, 200 000 tonnes de sédiments ont été transportés sur le bassin versant de l'Isère. Cet événement paraît anormalement court (seulement 12 heures) par rapport à la durée moyenne des événements sur l'Isère (de l'ordre de 32 heures, cf. chapitre 4). Les concentrations ont atteint plus de 45 g l⁻¹ au niveau de la station de Grenoble Campus (figure 3.7b).

En revanche, aucune montée des débits n'est observée ce jour là. De plus, les précipitations enregistrées sur le bassin versant sont limitées pour la journée du 25/08/2006 : 3 mm en moyenne sur l'ensemble du bassin, avec de nombreux pluviomètres à 0 et quelques un présentant des cumuls journaliers supérieurs à 30 mm, qui traduisent une probable activité orageuse localisée. Cette absence de montée de débit et ces faibles pluies rendent difficile la recherche de la cause d'un tel événement.

2) Une origine très localisée

L'explication se trouve au niveau de la commune de Valloire en Savoie et du torrent de la Valloirette, un affluent de l'Arc. Malgré un cumul de pluie proche de 0 au pluviomètre situé sur la commune, la Valloirette a connu une crue torrentielle dans la nuit du 25 au 26 août, générée

par des crues sur plusieurs de ses affluents.

La description de la crue par les habitants et les dégâts occasionnés permettent de rendre ce torrent responsable de l'évènement enregistré à Grenoble. Des orages très violents ont en effet été rapportés par les services RTM (Restauration des Terrains en Montagne) dans les deux soirées du 24 et du 25 août en haute montagne sur les Aiguilles du Goléon, d'Arves et d'Argentière. Une crue de l'Arvan, un autre affluent de l'Arc qui draine une partie du massif des Aiguilles d'Arves, a également été signalée dans la nuit du 25 au 26 août.

Le lien avec les concentrations enregistrées à Grenoble est confirmée par la saturation à plus de 50 g l^{-1} d'un turbidimètre installé par EDF sur l'Arc à Longefan, à l'aval des confluences Valloirette-Arc et Arvan-Arc. Au vu des dépôts de sédiments fins en bordure du torrent de la Valloirette après cet évènement, des photos de la crue et des témoignages, les concentrations ont sans doute atteint plusieurs centaines de g l^{-1} dans le torrent. En effet, les massifs montagneux drainés par ces deux torrents présentent une géologie très favorable à l'érosion, puisqu'ils sont composés de marnes, de flyschs sédimentaires et de roches carbonatées. Ils sont de plus connus pour être sujets à des crues torrentielles violentes.

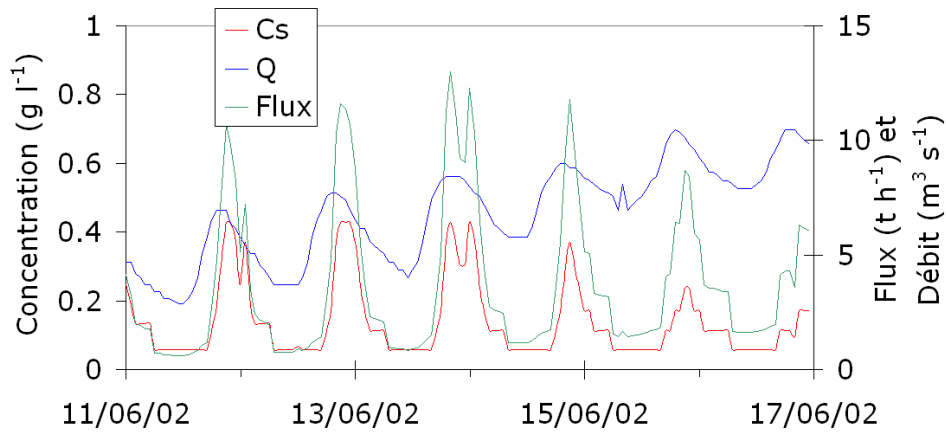
B.2 La fusion nivale

La fusion nivale constitue un processus important sur les bassins de haute montagne. Du point de vue de l'hydrologie, la fonte progressive du stock de neige accumulée au cours de l'hiver soutient les débits du mois d'avril au mois de septembre (figures 2.11a et 2.12b), alors que les cours d'eau sous influence pluviale, comme l'Asse ou la Bléone, connaissent leurs étiages durant cette période (figures 2.5a et 2.6b).

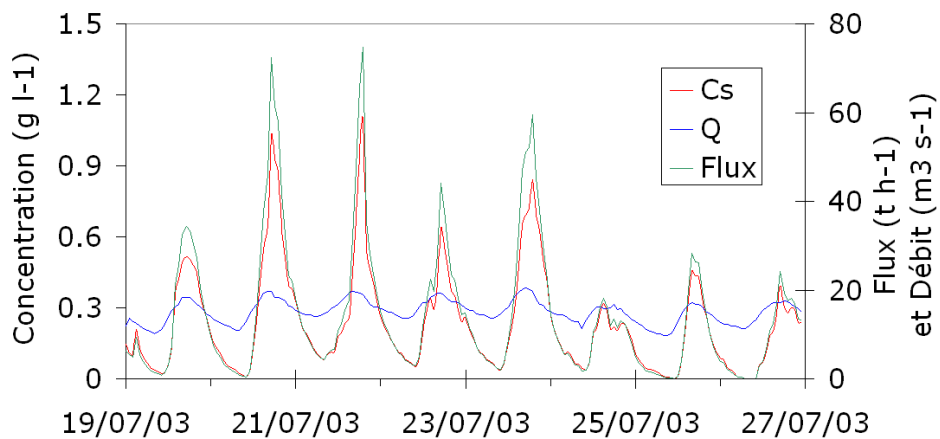
B.2.1 Mise en évidence des cycles de fusion nivale dans les chroniques

Au cours de la période de fusion nivale, soit en moyenne d'avril à septembre, on observe des cycles de période une journée dans les chroniques de concentrations, débits et flux sur les bassins du Ferrand et de la Romanche (figure 3.8). Par exemple du 11 au 16 juin 2002, aucune précipitation n'est relevée sur le bassin du Ferrand. Pourtant, les concentrations en MES varient entre 0.05 et 0.5 g l^{-1} au cours de la journée. Sur le bassin de la Romanche, on relève moins de 1 mm de pluie dans le pluviomètre de La Grave au cours de la semaine du 19 au 26 juillet 2003, où seulement 0.5 mm sont enregistrés les 21 et 22 juillet. Les débits ne varient pas plus au cours

de ces deux journées que lors des jours secs. Ceci permet d'exclure l'hypothèse d'un orage isolé, car dans ce cas, une variation plus marquée de débit ou de concentration aurait sans doute été observée. Selon les journées, les concentrations varient de moins de 0.05 g l^{-1} à plus de 1 g l^{-1} , y compris les jours où absolument aucune pluie n'est observée. Ces fluctuations journalières ne sont pas dues à un effet de dilution liée aux variations de débits : les concentrations sont en effet maximums en même temps que les débits. La fusion nivale joue donc bien un rôle érosif et dans le transport de MES au cours de la période d'avril à septembre.



(a)



(b)

FIGURE 3.8 – Cycles de fusion nivale sur les bassins versants du Ferrand, observés au cours du mois de juin 2002 (a) et de la Romanche, au cours du mois de juillet 2003 (b).

B.2.2 Variabilité au cours des journées de fusion nivale

Afin de préciser la nature de ces cycles, les évolutions sur 24 heures des concentrations en MES, débits et flux moyens sont calculées pour mettre en évidence une variabilité journalière bien organisée (figure 3.9). Ces moyennes ont été évaluées selon l'équation 3.4 sur les données du 1^{er} avril au 30 septembre, période où le phénomène de fusion nivale est observé (figures 2.11a et 2.12a), en excluant les jours où les cumuls de pluie sont supérieurs à 1 mm. En effet, en dessous de ce seuil, les processus érosifs liés à la pluie sont négligeables.

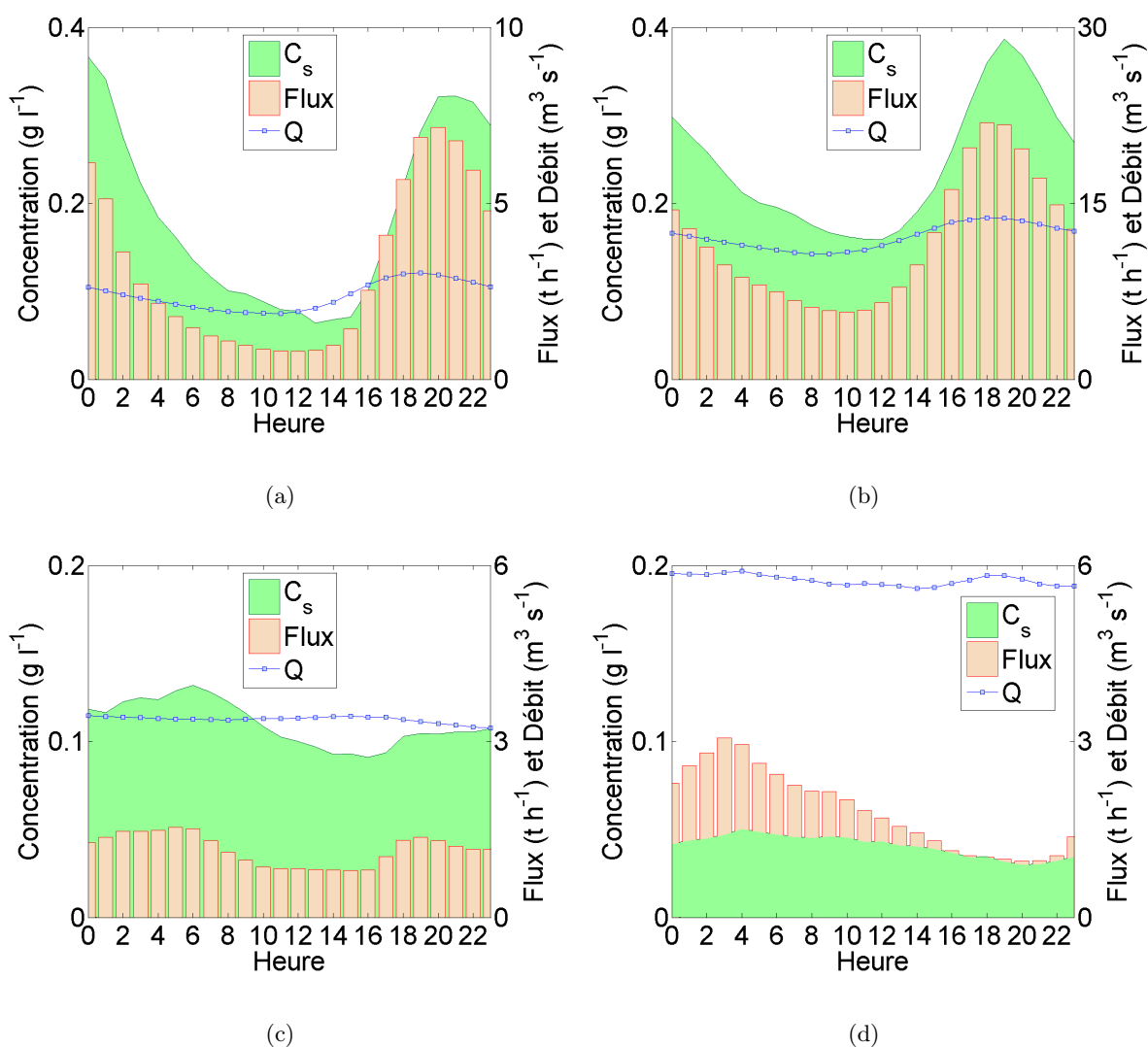


FIGURE 3.9 – Cycles moyens journaliers des concentrations, débits et flux, calculés sur la période du 1^{er} avril au 30 septembre uniquement avec les jours non pluvieux sur le Ferrand (a), la Romanche (b), l'Asse (c) et la Bléone (d).

$$\bar{X}(h) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i(h) \quad (3.4)$$

où $\bar{X}(h)$ est la valeur moyenne de la grandeur X (concentration, débit ou flux) à l'heure h de la journée ($0 \leq h \leq 23$),

n est le nombre de jours non pluvieux entre le 1^{er} avril et le 30 septembre,

$X_i(h)$ est la valeur de la grandeur X du jour i à l'heure h .

Sur le Ferrand et la Romanche (figures 3.9a et 3.9b), on observe des cycles marqués, dont la variabilité au cours de la journée s'explique parfaitement. Les concentrations, débits et flux sont minimums entre 8h et 10h du matin, après le regel nocturne. Au cours de la journée, la fonte des neiges s'amorce et entraîne du ruissellement et de l'érosion sur le bassin versant. Ces volumes d'eau et de sédiments transitent sur le bassin et commencent à atteindre l'exutoire en milieu d'après-midi. C'est entre 19h et 20h que les concentrations et les flux sont maximums, tandis que les débits maximums arrivent à l'exutoire avec une avance d'environ une ou deux heures (entre 17h et 20h) sur les deux bassins versants. Concentrations, débits et flux décroissent ensuite au cours de la nuit, redeviennent minimums le lendemain matin et entament un nouveau cycle journalier de fusion nivale.

La Bléone (figure 3.9d) présente le même type de cycle moyen avec un décalage temporel dans la journée. Les concentrations et les flux sont maximums vers 3 ou 4 heures du matin. Le bassin est en effet plus grand et présente des pentes plus faibles que des bassins comme le Ferrand ou la Romanche. Les temps de transfert jusqu'à l'exutoire sont plus importants. Néanmoins, ces cycles sont bien moins marqués que sur les bassins de haute montagne : les concentrations et les flux horaires des jours secs sont bien inférieurs aux valeurs observées sur le Ferrand ou la Romanche. Bien que la neige soit présente sur le haut du bassin versant au cours de l'hiver, la composante hydrologique liée à la fusion nivale reste limitée.

Sur l'Asse, aucune organisation infra-journalière n'apparaît au cours des jours secs (figure 3.9c). La fusion nivale est en effet complètement absente sur ce bassin versant.

B.2.3 Variabilité des cycles de fusion nivale

Il apparaît également sur la figure 3.8 que l'amplitude des cycles journaliers de fusion, définie comme le rapport du flux horaire maximum sur le flux horaire minimum au cours de la journée,

est variable d'un jour à l'autre. La moitié des jours de fusion nivale, l'amplitude des cycles journaliers est supérieure à 2.5 et 1.5, respectivement sur les bassins du Ferrand et la Romanche. Sur le bassin du Ferrand, 10% des journées de fusion nivale présentent un rapport entre les flux horaires maximum et minimum supérieur à 100. Ce rapport est plus faible sur la Romanche, où l'amplitude des cycles journaliers n'est supérieure à 50 que pour moins de 5% des jours de fusion.

Les flux de MES associés aux processus de fusion nivale sont plus élevés sur le bassin de la Romanche que sur celui du Ferrand. Le flux journalier moyen spécifique au cours de la période de fusion nivale (calculé seulement pour les jours secs) s'élève en effet à $1\,230\text{ kg km}^{-2}\text{ j}^{-1}$ sur la Romanche contre $928\text{ kg km}^{-2}\text{ j}^{-1}$ sur le Ferrand. Sur ce dernier, ce processus est clairement limité par la quantité de neige présente sur le bassin versant, décroissante au cours de la période d'avril à septembre. En effet, la principale source de fusion glaciaire sur ce bassin, le glacier des Quirlies, se jette directement dans le lac des Quirlies. En revanche, plusieurs glaciers (Meije, Agneaux, Arsine) alimentent directement la Romanche. Ils vont entretenir les cycles de fusion et soutenir les flux de MES lorsque le stock de neige aura disparu. De nombreux auteurs ont en effet montré que la fusion glaciaire produit également des sédiments en suspension dans les cours d'eau glaciaires (Hodson et Ferguson 1999; Richards et Moore 2003; Swift *et al.* 2005).

B.3 La pluie et la fusion nivale sur le bassin de l'Isère

Sur un bassin complexe comme celui de l'Isère, malgré une composante hydrologique liée à la fusion nivale (figures 2.18a et 3.3), il est difficile de discerner des cycles journaliers de fusion dans les chroniques. D'une part, les différentes retenues et aménagements hydrauliques, notamment les deux dérivations Arc/Isère et Isère/Arc (*cf.* paragraphe A.3.1 du chapitre 2) présentes sur le bassin modifient le cycle hydrologique naturel. D'autre part, de nombreux massifs montagneux se situent le long du réseau hydrographique de l'Isère : Belledonne, Vanoise, Beaufortin, Maurienne, Mont Cenis. Chacun contribue en effet au débit de l'Isère à Grenoble et les cycles de fusion nivale seront difficiles à distinguer.

L'influence de la fusion se fait néanmoins sentir dès le début du mois d'avril (figure 2.18a). C'est au cours des mois de mai et de juin que les deux plus grosses crues liquides et solides de la période d'étude ont été observées, lorsque les conditions de fusion nivale sont réunies : hausse des températures et stock de neige important. Dans les deux cas, alors que les débits sont soutenus par la fusion nivale, un épisode pluvieux survient sur le bassin versant.

B.3.1 Mai 2006 : crue biennale

Le 19 mai 2006, une crue biennale a été observée sur le bassin versant de l'Isère au niveau de la station de Grenoble Campus (figure 3.10a). Les cumuls de pluie sont limités : moins de 5 mm en moyenne dans les pluviomètres pour les journées du 16 et du 17 mai 2006 (données EDF). Malgré une légère hausse le 18 mai (11 mm en moyenne), les précipitations restent peu importantes. Cependant, ces précipitations viennent renforcer la fusion nivale sur le bassin et le 19 mai, le débit moyen journalier atteint $525 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, avec une pointe à $615 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Les concentrations observées au cours de cette même journée ne sont pas particulièrement élevées : 4.7 g l^{-1} en moyenne et un maximum à 8 g l^{-1} . Pendant deux journées complètes, le 19 et le 20 mai 2006, les concentrations et les débits restent soutenus, respectivement supérieur à 3 g l^{-1} et $400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Le flux de sédiments au cours des 6 jours du 18 au 23 mai 2006 s'élève à plus de 500 000 tonnes, représentant près de 25% des apports de 2006 (2.3 millions de tonnes au total, tableau 3.3).

B.3.2 Mai 2008 : crue décennale

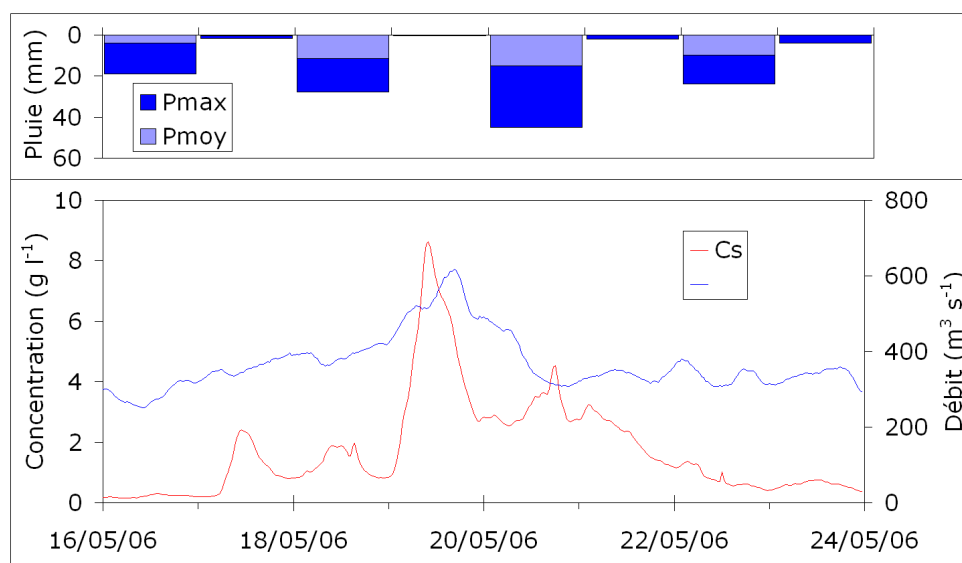
Le même type d'épisode a été observé fin mai-début juin 2008, mais l'intensité de l'évènement était cette fois bien supérieure (figure 3.10b). Les débits commencent à être soutenus à partir du 26 mai et jusqu'au 29 mai ($> 450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en moyenne, avec un premier pic à plus de $600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) : le stock de neige est important sur l'ensemble des massifs et la hausse des températures génère des flux liquides importants sur le bassin versant. Avec des concentrations moyennes journalières supérieures à 7 g l^{-1} et deux pics de concentrations à plus de 10 g l^{-1} , 900 000 tonnes de sédiments sont transportés au cours de ces trois premiers jours.

Mais la crue décennale est observée au cours des journées du 29 et du 30 mai 2008 : après 3 jours de pluies intenses (200 mm de pluies cumulées sur trois jours au pluviomètre du Mont Cenis et des cumuls supérieurs à 150 mm dans plusieurs pluviomètres de Haute Tarentaise et de Haute Maurienne), le débit atteint $890 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ au maximum dans la journée du 30 mai avec une moyenne de $768 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Les concentrations sont elles aussi très élevées, supérieures à 10 g l^{-1} en moyenne et jusqu'à 20 g l^{-1} au maximum.

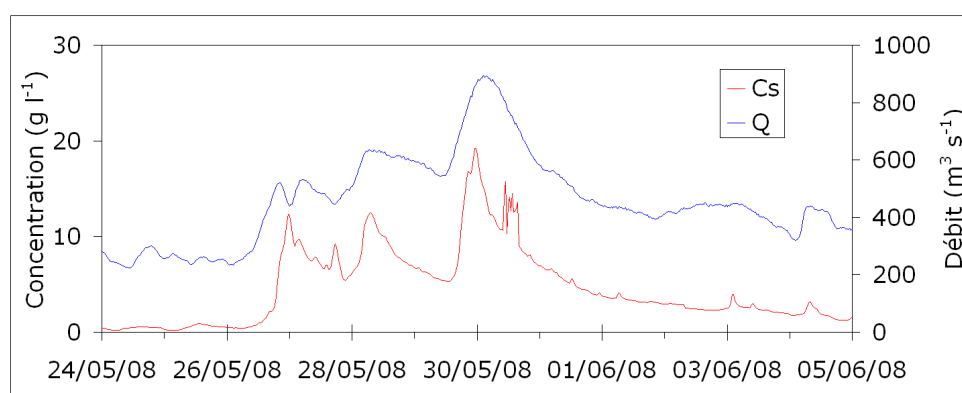
En deux jours, 1.25 millions de tonnes de sédiments supplémentaires transitent sur le bassin versant. La lente décrue ajoutera 500 000 tonnes de sédiments, si bien que le cumul pour les neuf jours du 26 mai au 3 juin s'élève à 2.5 millions de tonnes. Ce flux représente le cumul total de l'année 2006 et le double du flux total de 2007 (tableau 3.3).

B.4 La relation débit-concentration à l'échelle de l'évènement

Au cours des événements de fort transport solide en suspension, le pic de concentration n'est pas forcément observé au même instant que le pic de débit. Ce déphasage se traduit par des boucles d'hystérésis lorsque l'on s'intéresse à la relation entre les débits et les concentrations en MES au cours d'une crue. Si pour un débit donné les concentrations sont plus élevées (respectivement plus faibles) lors de la phase de montée de la crue que dans la phase de décrue, on observe une boucle d'hystérésis horaire (respectivement anti-horaire) dans le plan débit-concentration.



(a)



(b)

FIGURE 3.10 – Évènements de fort transport en suspension liés à des pluies conjuguées à de la fusion nivale sur l'Isère le 19/05/2006 (a) et le 30/05/2008 (b).

B.4.1 Localisation des sources de sédiments

La distance entre les sources de sédiments et l'exutoire est la cause principale du caractère hystérétique de la relation débit-concentration à l'échelle de l'évènement (Asselman 1999; Brasington et Richards 2000; Lenzi et Marchi 2000; Benkhaled et Remini 2003). Lorsque ces sources actives sont localisées près de l'exutoire, on assiste à une arrivée rapide des sédiments, le pic de concentration précédant ainsi le pic de débit : l'hystérésis est horaire (figures 3.12a et b, 3.13a et d). Inversement, lorsque les sources sont situées en amont du bassin, les sédiments arrivent plus tardivement à l'exutoire, produisant ainsi des boucles d'hystérésis anti-horaires (figures 3.11, 3.12c et d, 3.13b et c).

Aucune tendance claire ne s'établit sur les bassins versants de l'Asse et de la Bléone, où différentes formes d'hystérésis (horaires ou anti-horaires) peuvent être observées (figures 3.13 et 3.12). Les sources de sédiments sont en effet réparties sur l'ensemble de ces bassins versants. La localisation des évènements pluvieux définira les zones de production de sédiments.

En revanche, sur le Ferrand et la Romanche, des boucles d'hystérésis anti-horaires sont majoritairement observées lors des crues solides (figure 3.11). Les précipitations sont souvent plus intenses en altitude à cause de l'effet orographique (Rotunno et Ferretti 2003), c'est à dire en amont des bassins versants (figure 2.8). De plus, en altitude, la couverture végétale est généralement plus faible et les pentes sont fortes, si bien que l'essentiel de la production de sédiments se fait en amont du bassin versant. C'est cet éloignement entre les zones de production de sédiments et l'exutoire qui explique les boucles d'hystérésis anti-horaires observées sur les bassins de montagne (Lenzi *et al.* 2003; Lenzi et Marchi 2000).

B.4.2 Influence des phénomènes de dépôt/reprise sur les versants et dans le lit

Les phénomènes de dépôt/reprise permettent également d'expliquer une part de la variabilité de la relation débit-concentration à l'échelle de l'évènement. Sur l'Asse, les deux évènements consécutifs du 30 et du 31 octobre 2003 illustrent bien ces processus de dépôt/reprise entre les évènements (figures 3.13c et d). Le 30 octobre 2003, un premier évènement survient. Les débits sont faibles et une boucle anti-horaire est observée. D'importantes concentrations ($> 30 \text{ g l}^{-1}$) sont observées lors de la décrue, si bien que l'on peut s'attendre à un dépôt de sédiments important sur le bassin versant. Le lendemain, on assiste à un deuxième évènement pour lequel la boucle d'hystérésis est horaire. Les sédiments déposés lors de l'évènement de la veille et des

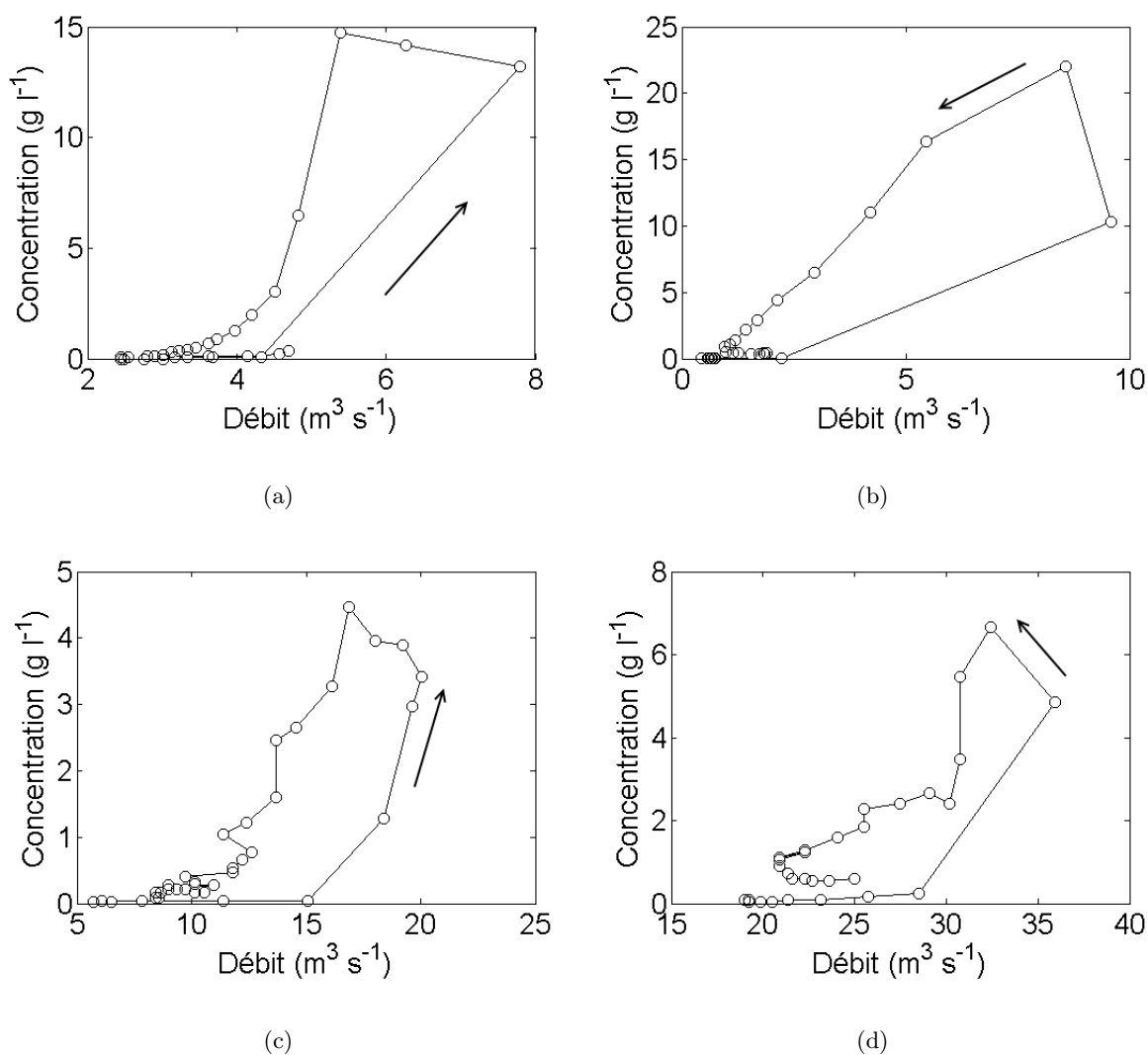


FIGURE 3.11 – Évolutions de la relation débit-concentration dans l'espace des phases au cours d'événements de fort transport en suspension sur Ferrand le 07/06/2003 (a), le 18/08/2004 (b) et sur la Romanche le 25/10/2002 (c) et le 12/06/2003 (d).

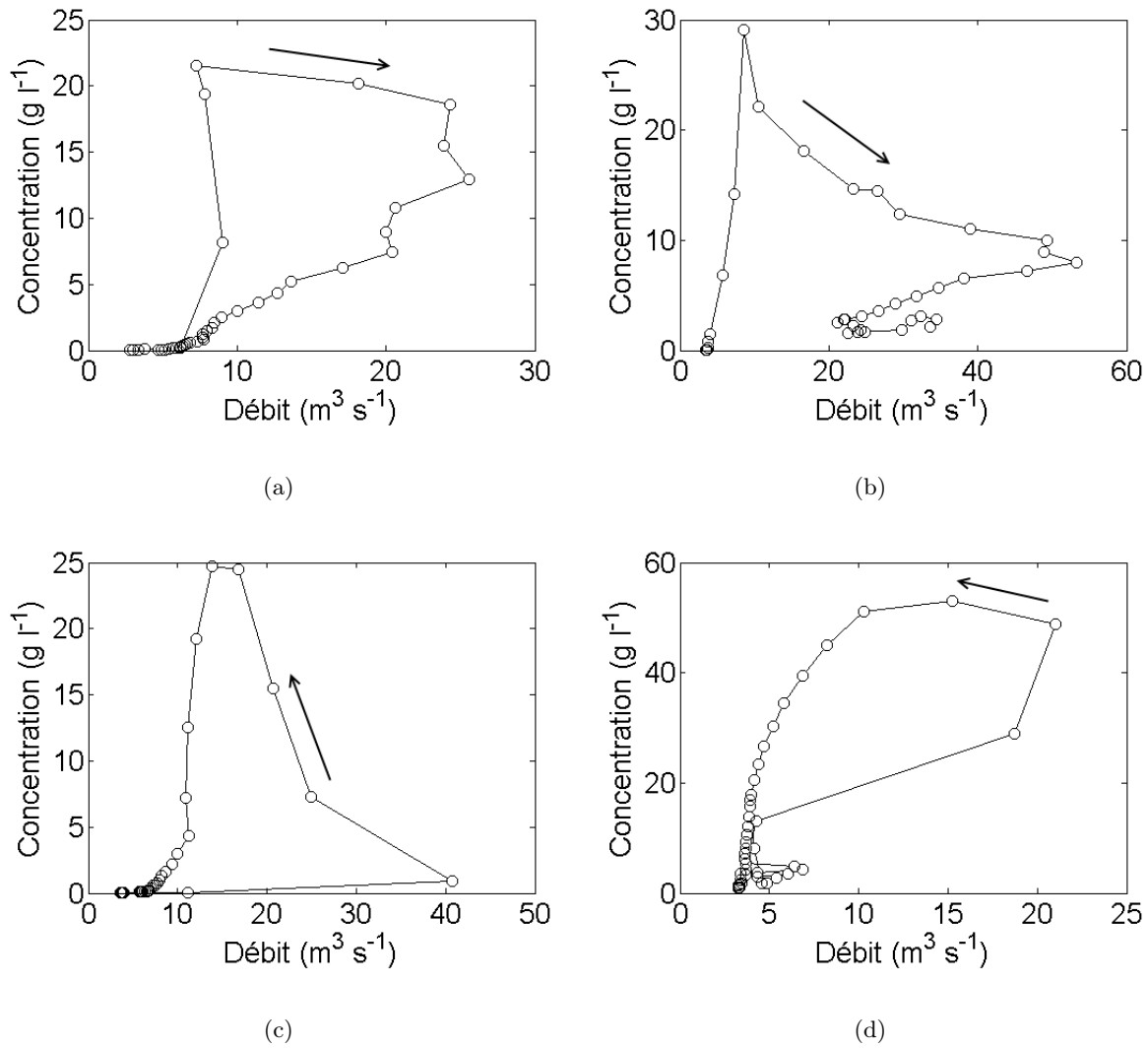


FIGURE 3.12 – Évolutions de la relation débit-concentration dans l'espace des phases au cours d'évènements de fort transport en suspension sur la Bléone le 21/10/2001 (a), le 05/05/2002 (b), le 18/06/2003 (c) et le 07/08/2003 (d).

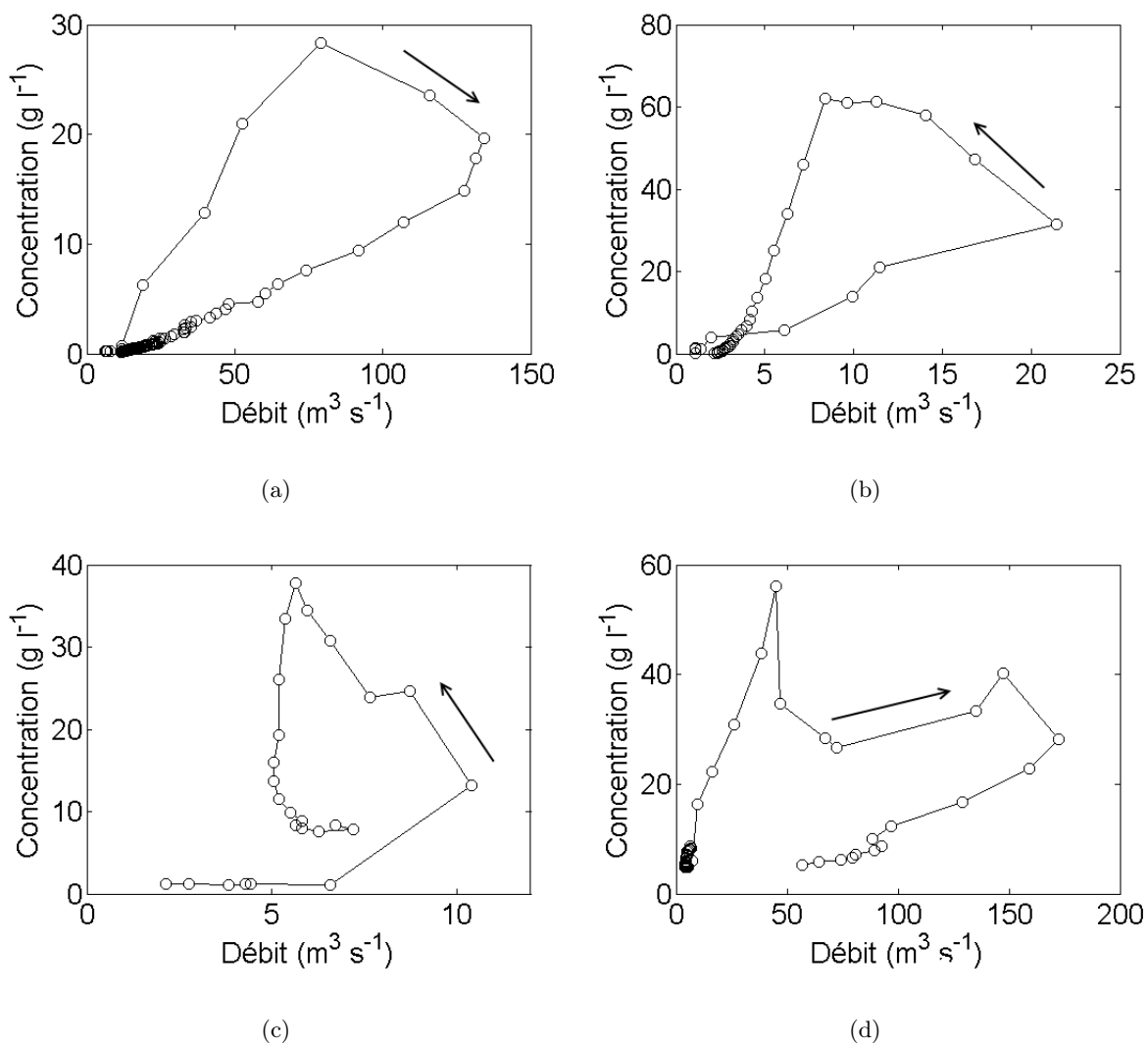


FIGURE 3.13 – Évolutions de la relation débit-concentration dans l'espace des phases au cours d'événements de fort transport en suspension sur l'Asse le 10/05/2002 (a), le 20/10/2002 (b), le 30/10/2003 (c) et le 31/10/2003 (d).

précédents ont été repris très rapidement et transférés vers l'exutoire. Dans ce cas, le pic de concentration arrive rapidement, alors que le pic de débit ne sera observé que plus tard au cours de la crue, accompagné d'un deuxième pic de concentration, atténué par les effets de dilution.

C Hydro-climatologie et variabilité des flux sédimentaires

L'étude des crues solides a permis de mettre en évidence la variabilité des concentrations et des flux de sédiments à l'échelle de l'évènement. Il convient maintenant de s'attacher à la variabilité des flux à des échelles de temps plus longues : journalière, saisonnière, mais aussi annuelle.

C.1 Variabilité journalière

Pour l'ensemble des bassins versants, les flux journaliers varient sur quatre ordres de grandeur entre leur minimum et leur maximum sur la période de mesure (figure 3.14). En calculant la distribution statistique empirique des flux journaliers sur cette période, on peut définir le 50^{ème} et le 95^{ème} centile de la distribution des flux, c'est à dire le flux journalier non dépassé pendant 50% et 95% des jours.

Sur les bassins versants méditerranéens de l'Asse et de la Bléone, les flux sont inférieurs à 20 et 13 t j⁻¹ sur 50% de la période de mesure. En revanche, pendant 5% du temps, soit environ 15 jours par an, ils sont supérieurs à 2050 et 1470 t j⁻¹ sur l'Asse et la Bléone. Un rapport de plus de 100 est donc observé entre les flux journaliers non dépassés plus de 50% du temps et les flux journaliers au cours des crues solides.

Sur le bassin de haute montagne du Ferrand, le même rapport est observé. Les flux sont inférieurs à 3 t j⁻¹ la moitié des jours du cycle hydrologique et dépassent 330 t j⁻¹ au cours des 15 jours de plus fort transport de l'année.

Ce rapport diminue significativement sur les bassins de la Romanche et de l'Isère où les flux sont inférieurs à 42 t j⁻¹ (respectivement 1 323 t j⁻¹) pendant 50% du temps et dépassent 885 t j⁻¹ (respectivement 24 630 t j⁻¹) au cours des évènements de fort transport, soit un rapport de l'ordre de 20.

Pour l'ensemble des bassins versants, les flux journaliers de MES sont très variables entre les jours de faible transport, majoritaires au cours de la saison hydrologique et les jours de crues. Ces derniers sont rares au cours de l'année, mais les flux journaliers correspondant sont bien plus importants. De plus, ces journées de fort transport en suspension ne surviennent pas aléatoirement au cours de la saison hydrologique. Ils sont répartis sur les périodes où les pluies et/ou la fusion nivale sont les plus intenses.

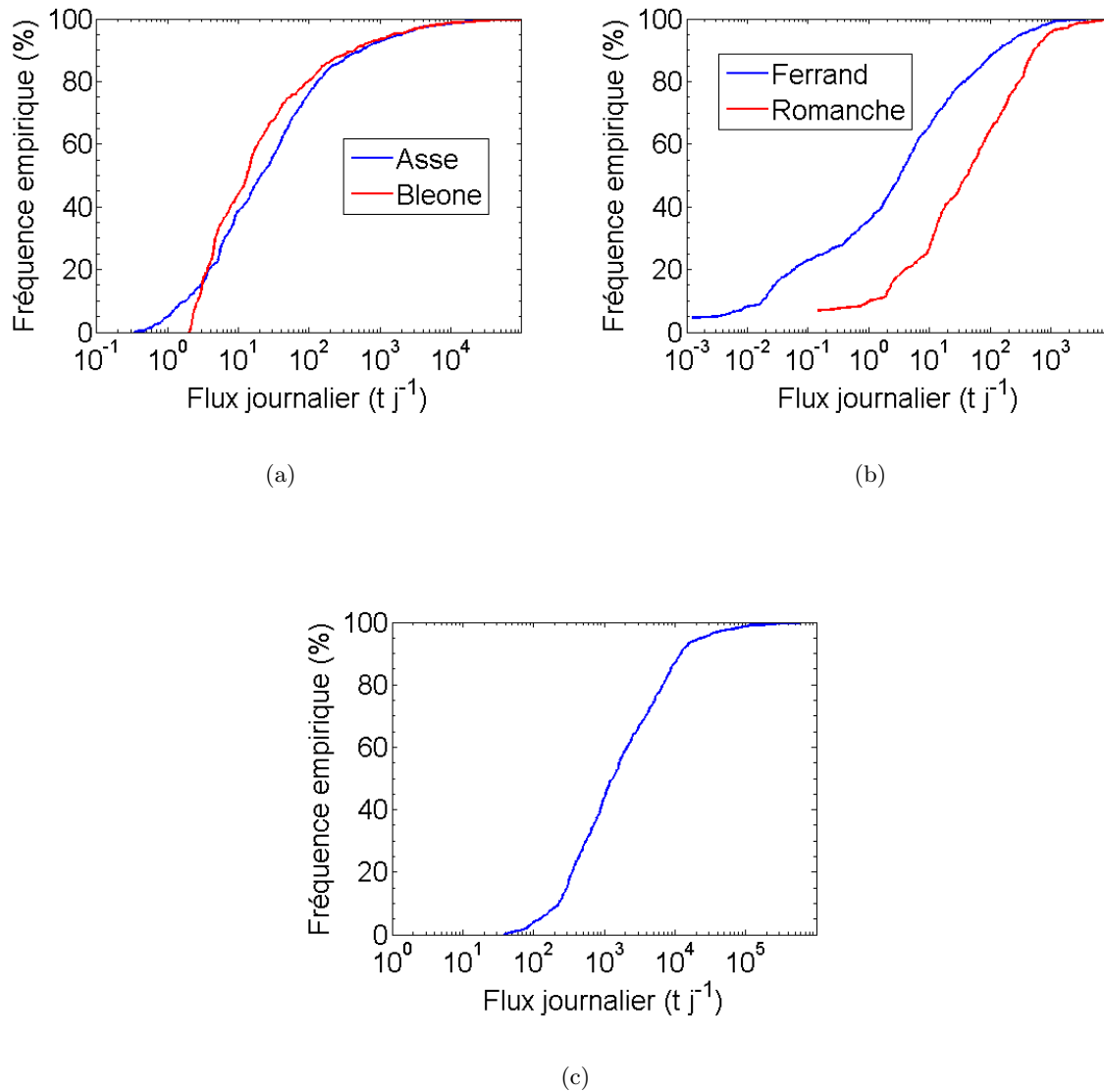


FIGURE 3.14 – Fréquences cumulées empiriques des flux journaliers sur les bassins versants de l’Asse et de la Bléone (a), du Ferrand et de la Romanche (b) et de l’Isère (c).

C.2 Variabilité saisonnière

Afin de caractériser la variabilité saisonnière des flux sédimentaires, on s’intéresse ici à la contribution des flux mensuels en pourcentage des apports annuels (figures 3.15, 3.16 et 3.17).

C.2.1 Bassins méditerranéens

Sur les deux bassins méditerranéens de l’Asse et de la Bléone, la saisonnalité des flux de sédiments est marquée (figure 3.15). Entre 5 et 25% des flux annuels transitent au cours des mois de mai, juin et juillet. Une deuxième période de fort transport en suspension, plus marquée que

la précédente, apparaît durant les mois de septembre à décembre. Leur contribution atteint en effet 65 à 85% des cumuls annuels. Ces périodes de fort transport en suspension correspondent aux saisons où les débits sont les plus soutenus et les cumuls de pluie les plus importants sur les bassins versants (figures 2.5 et 2.6).

Les périodes d'étiage des cours d'eau sont en revanche accompagnées de flux sédimentaires limités. Néanmoins, on ne peut exclure quelques événements isolés au cours de ces périodes : le mois de février peut présenter des flux non négligeables, par exemple 8% du flux annuel sur le bassin de l'Asse en 2003 (figure 3.15a). Sur ce type de bassin versant, on peut observer des précipitations liquides au cours de l'hiver alors que les sols ne sont pas protégés par la couverture neigeuse. Des crues liquides et solides ne sont donc pas à exclure sur ces bassins versants à cette période.

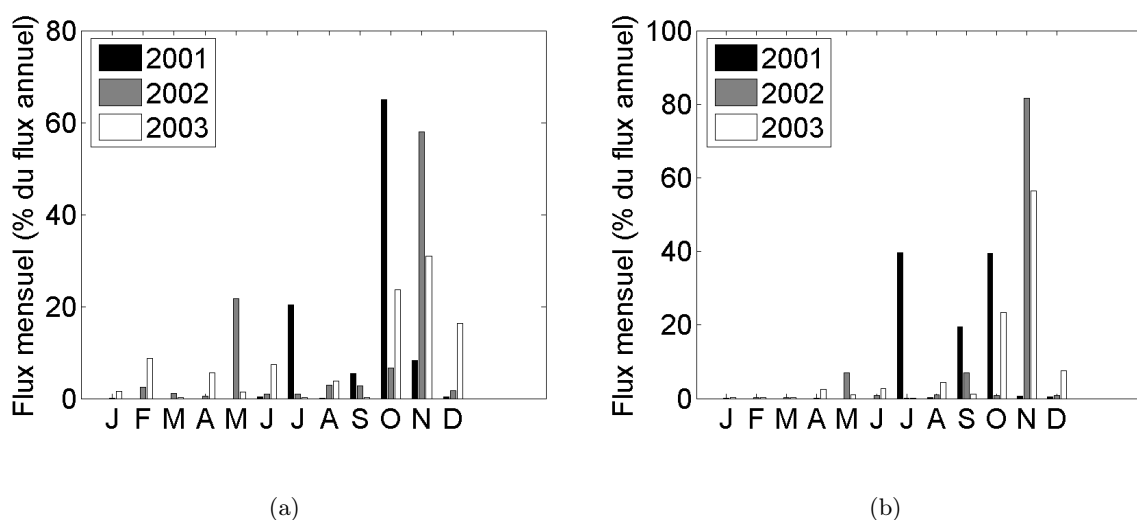


FIGURE 3.15 – Flux mensuels sur les bassins méditerranéens de l'Asse (a) et de la Bléone (b), exprimés en pourcentage du flux annuel.

C.2.2 Bassins de haute montagne

Sur les bassins de haute montagne, la neige joue un rôle important sur la saisonnalité des flux de MES (figure 3.16). De décembre à mars, la couverture neigeuse protège les sols et l'absence de fusion nivale entraîne un étiage sévère, tant liquide que solide. Seul le mois de janvier 2004 sur le Ferrand présente un flux significatif de sédiments (10% du flux annuel). Ce flux est le résultat d'un épisode isolé de transport en suspension, que l'on observe aisément sur les chroniques (figure 3.2a). Un bref redoux au cours de l'hiver peut en effet provoquer une fonte partielle du

manteau neigeux et des précipitations liquides, bien que rares, ne sont pas à exclure même au mois de janvier sur ce bassin versant (figures 2.11b et 2.12b).

La période où la fusion nivale est la plus intense, d'avril à juin, marque l'apparition des premiers flux sédimentaires significatifs : entre 35 et 60% des flux annuels transitent durant cette période. Après une légère diminution au mois de juillet, les mois d'août à octobre produisent 20 à 60% de la charge sédimentaire annuelle au cours d'orages estivaux et de pluies automnales. Au total, entre 80 et 95% du flux total annuel est transporté au cours des six mois d'avril à octobre.

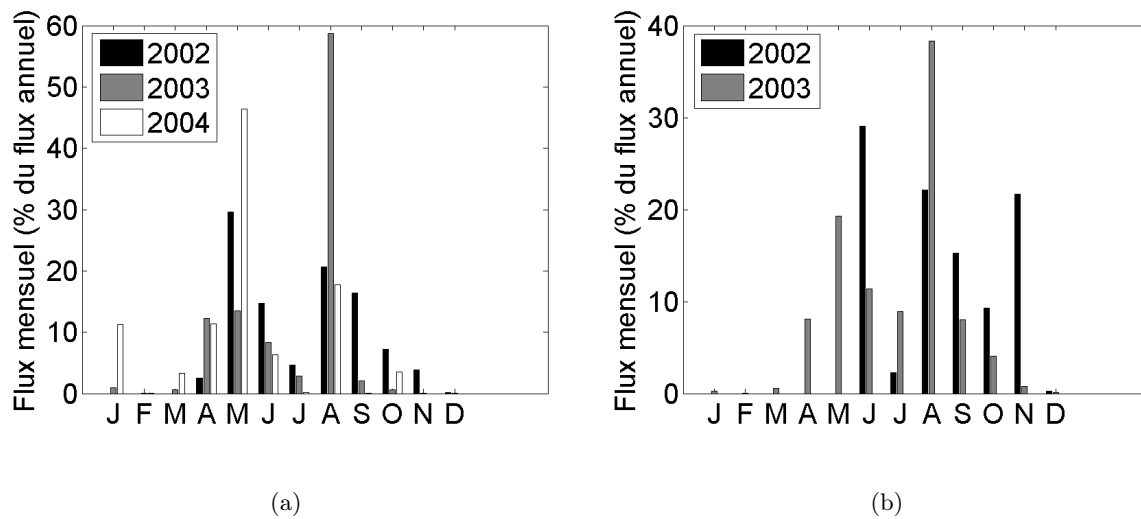


FIGURE 3.16 – Flux mensuels sur les bassins de haute montagne du Ferrand (a) et de la Romanche (b), exprimés en pourcentage du flux annuel.

C.2.3 Bassin pluvio-nival

Sur l'Isère, l'année peut être séparée en deux périodes distinctes. De mars à septembre, plus de 90% du flux annuel transite sur le bassin versant, du fait de la fusion nivale, combinée à la pluie et aux orages (figure 3.17). Plus de 50% des flux transitent au cours des mois de mai à juillet, lorsque la fusion nivale est la plus marquée. C'est en outre au cours de cette période que les crues majeures ont été observées au cours des années de mesure de 2006 à 2008.

Les 10% des flux annuels restants sont transportés au cours des mois d'octobre à mars. Cette période de l'année, où la neige recouvre la partie haute du bassin versant, est caractérisée par des étiages, tant liquides que solides. Une partie du bassin non recouverte de neige reste néanmoins

soumise à des précipitations liquides, si bien que les flux de sédiments paraissent légèrement plus importants que pour les bassins de haute montagne.

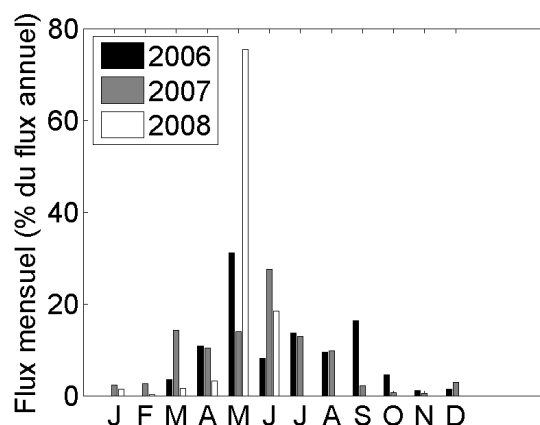


FIGURE 3.17 – Flux mensuels sur le bassin pluvio-nival de l’Isère, exprimés en pourcentage du flux annuel.

C.3 Variabilité annuelle

C.3.1 Sur les données mesurées

Sur l’Isère, les flux de MES ont été mesurés entre 1994 et 2005 par l’IGA (Dumas 2007). On dispose ainsi d’une estimation des flux annuels sur quatorze années consécutives, de 1994 à 2008. Les flux spécifiques de 1995 et 2005 sont les plus élevés, tous deux supérieurs à $1\,000\text{ t km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ (tableau 3.4). Il faut cependant rester prudent vis à vis de ces valeurs très élevées. L’année 1995 a précédé la mise en service de l’autoroute A43 dans la vallée de la Maurienne, qui a nécessité des travaux et des mouvements de terre importants près du lit de l’Arc. Quant à l’année 2005, elle a été marquée par des travaux importants sur les berges de l’Isère en amont de Grenoble. Ces deux années n’ont en outre pas connu de crues importantes, bien que l’année 1995 présente un débit moyen spécifique annuel élevé.

Si l’on omet ces deux années, c’est l’année 2008, bien qu’incomplète, qui présente le flux annuel le plus élevé, plus de quatre fois supérieur aux flux des années 1997 ou 2002. Avec plus de $500\text{ t km}^{-2}\text{ an}^{-1}$, les années 1999 et 2001 présentent également des flux sédimentaires importants. Comme en mai 2008 (*cf.* paragraphe B.3.2 du chapitre 4), une crue importante a généré des flux de sédiments importants au cours des mois de mai 1999 et de mars 2001, avec des débits journaliers de 737 et $735\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ respectivement.

Sur ce bassin versant, les flux annuels sont compris entre $160 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour les années 1997 et 2002 et plus de $650 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour l'année 2008, à la date du 1^{er} juillet. Cette année 2008 présentera très certainement un flux annuel spécifique supérieur à $750 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$, environ cinq fois plus élevé que celui de 1997 ou 2002. La variabilité des flux de sédiments est ainsi bien supérieure à la variabilité des débits moyens annuels, qui varient dans un rapport inférieur à deux entre années sèches et humides.

Sur l'Asse et la Bléone, malgré le faible nombre d'années complètes mesurées, les flux annuels présentent déjà une certaine variabilité inter-annuelle (tableau 3.5). Sur l'Asse, le flux de 2002 est supérieur de 30% à celui de 2003. Ces deux années présentent des débits annuels spécifiques équivalents. En revanche, le cumul annuel de précipitations est supérieur pour l'année 2002. Sur la Bléone, l'année 2003 a produit environ 50% de sédiments de plus que 2002. Pourtant, comme sur l'Asse, les précipitations annuelles sont plus importantes au cours de l'année 2002, alors que le débit annuel n'est que très légèrement supérieur pour l'année 2003. Il serait hasardeux de prendre en compte l'année 2001 : en effet, durant cette année, les crues les plus importantes sont survenues au printemps et n'ont pas été mesurées.

Sur le Ferrand, l'année 2004 présente un flux total plus de deux fois plus faible que pour les années 2002 (incomplète) et 2003. Pour cette même année 2004, le débit annuel et le cumul de précipitation sont assez nettement inférieurs aux valeurs moyennes inter-annuelles et expliquent bien le déficit sédimentaire observé.

Sur les bassins méditerranéens et de haute montagne, le nombre d'années de mesure est cependant trop faible pour pouvoir estimer la variabilité annuelle du transport en suspension. Nous disposons néanmoins de données historiques de débit et de pluie sur plus de trente ans. Compte tenu du lien qui semble exister entre la variabilité des flux de sédiments et les variations de débit et de pluie, on peut envisager de simuler la variabilité des flux, afin d'en donner une estimation sur le long terme.

TABLEAU 3.4 – Flux spécifiques annuels y et débits moyens annuels Q sur le bassin de l'Isère (1995-2005 : données IGA, (Dumas 2007) et 2006-2008 : cette étude).

	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
y t km ⁻² an ⁻¹	1023	197	162	180	573	215	539	162	180	305	1454	380	264	637 ⁽¹⁾
Q m ³ s ⁻¹	235	145	148	158	213	168	217	163	147	140	129	156	164	204 ⁽¹⁾
(1) : année incomplète														

TABLEAU 3.5 – Flux spécifiques annuels, débits moyens annuels spécifiques et cumuls annuels de pluie liquide sur les bassins d'étude méditerranéens et de haute montagne.

Bassin versant	Flux spécifiques annuels t km ⁻² an ⁻¹				Débits moyens spécifiques l km ⁻² s ⁻¹					Précipitations liquides annuelles mm				
	2001	2002	2003	2004	2001	2002	2003	2004	moyenne inter-annuelle ⁽²⁾	2001	2002	2003	2004	moyenne inter-annuelle ⁽²⁾
Asse	54 ⁽¹⁾	739	491	-	8	6	6	-	7	566	903	562	-	702
Bléone	42 ⁽¹⁾	465	718	-	12	9	10	-	12	733	954	697	-	804
Ferrand	-	390 ⁽¹⁾	447	175	-	35	40	20	37.5	580	604	349	298	419
Romanche	-	140 ⁽¹⁾	540	-	-	30	33	-	32	567	553	302	-	437
- : données non disponibles														
(1) : année incomplète														
(2) : moyenne inter-annuelle, calculée sur les données 1976-2003 pour l'Asse et la Bléone et 1961-2004 pour le Ferrand et la Romanche														

C.3.2 Reconstitution des flux spécifiques annuels sur le long terme

C.3.2.1 Formule de Ludwig et Probst

Compte tenu du rôle important joué par l'hydro-climatologie, la formule de Ludwig et Probst (1998) semble pertinente en vue d'estimer de manière simple la variabilité des flux sédimentaires spécifiques à plus long terme (équation 3.5). Cette formule prend en effet en compte à la fois la variabilité des débits, qui à elle seule ne permet pas de retranscrire les variations des flux de sédiments, mais également celle des précipitations.

$$F = 0.02 \cdot Q \cdot pente \cdot FOUR \quad (3.5)$$

où F est le flux spécifique du bassin versant en $t \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$,

Q est le ruissellement annuel, en mm,

$pente$ est la pente moyenne du bassin exprimée en radians,

$FOUR = \frac{\sum_{m=1}^{12} (\text{Pluie mensuelle})^2}{\text{Pluie annuelle}}$ permet de traduire la variabilité des précipitations à l'échelle de la saison,

0.02 est un coefficient de calage et d'ajustement des unités.

Dans sa version originale, cette formule est utilisée pour estimer un flux spécifique inter-annuel moyen. Nous avons cependant décidé de l'utiliser pour simuler les flux annuels spécifiques pour chaque année de mesure. Cette formule semble en effet bien adaptée pour estimer les variations de flux spécifiques en fonction des conditions hydro-climatiques de l'année considérée : elle estime les flux de manière globale au travers du débit moyen annuel et de l'indice $FOUR$ qui traduit à la fois le cumul annuel et les variations saisonnières des précipitations.

De plus, Ludwig et Probst (1998) proposent d'utiliser un coefficient correctif dépendant de la nature lithologique des sols. Dans le cadre de notre étude, nous avons donc ajouté un paramètre multiplicatif K , permettant d'ajuster les flux spécifiques simulés aux flux observés.

Sur les bassins de haute montagne, les fortes pentes et les débits moyens spécifiques élevés semblent entraîner une surestimation des flux. Un coefficient K , légèrement inférieur à 1 vient ici corriger cette erreur et permet d'ajuster les données simulées sur les données observées (tableau 3.6).

Ce paramètre K est en revanche supérieur à 1 pour les bassins méditerranéens, où la formule

sous-estimait les flux. Des terrains très sensibles à l'érosion, telles que les marnes noires (Antoine *et al.* 1995; Descroix et Olivry 2002; Descroix et Mathys 2003), n'étaient en effet pas pris en compte par la formule. Le bassin de Draix, situé sur le bassin de la Bléone, est un exemple de ces zones susceptibles de produire de grandes quantités de sédiments. Des flux spécifiques de l'ordre de $10\,000\text{ t km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ (Mathys *et al.* 2003; Mathys 2002) ont en effet été mesurés sur ce type de bassin. Ainsi, malgré une surface de moins 1 km^2 , soit un millième du bassin de la Bléone, l'apport de ce bassin pourrait représenter près de 1% du flux total de la Bléone.

C.3.2.2 Estimation de la variabilité annuelle

La formule de Ludwig et Probst (1998) permet d'estimer la variabilité à long terme des flux de sédiments. Le tableau 3.6 et la figure 3.18 présentent les résultats obtenus sur les bassins étudiés. En comparant les données observées et simulées (tableau 3.6), on constate que la formule corrigée reproduit bien les flux et leur variabilité, notamment sur l'Asse et le Ferrand. En revanche, elle ne parvient pas à retranscrire la variabilité sur la Bléone.

Lorsque l'on simule les flux sur des périodes d'une durée de trente à quarante ans, cette formule prédit un rapport des flux maximum sur minimum de 5 sur les bassins de hautes montagne et de 6 sur les bassins méditerranéens. Ces variations sont plus élevées que les variations de débits, dont la moyenne annuelle varie dans un rapport de 2 sur le Ferrand et la Romanche et de 3 sur les bassins de l'Asse et de la Bléone. Cependant, elles paraissent relativement faibles lorsqu'on

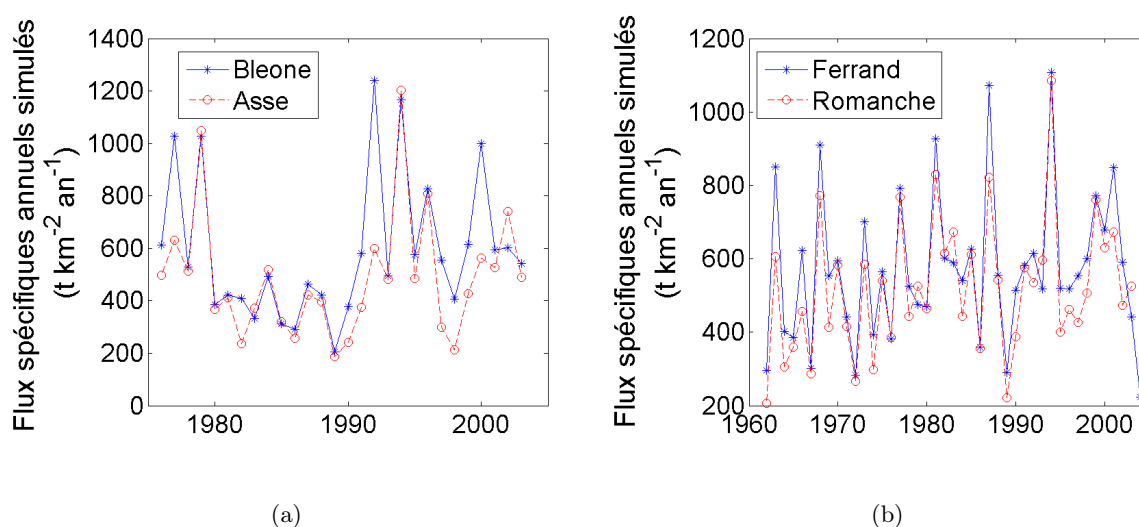


FIGURE 3.18 – Simulations des flux annuels de sédiments avec la formule de Ludwig et Probst : 1976-2003 sur l'Asse et la Bléone (a) et 1961-2004 sur le Ferrand et la Romanche (b).

TABLEAU 3.6 – Flux spécifiques annuels y simulés par la formule de Ludwig et Probst : de 1976 à 2003 pour l'Asse et la Bléone et de 1961 à 2004 pour le Ferrand et la Romanche. Les flux annuels spécifiques mesurés sont indiqués entre parenthèses.

	2001	2002	2003	2004	y_{moy}	y_{max}	y_{min}	σ_y	$y_{\text{max}}/y_{\text{min}}$
	t km ⁻² an ⁻¹					t km ⁻² an ⁻¹			-
Asse	526 (54 ⁽¹⁾)	540 (739)	489 (491)	- -	486	1203	185	235	6.5
Bléone	593 (42 ⁽¹⁾)	602 (465)	542 (718)	- -	589	1240	206	272	6
Ferrand	950 -	660 (390 ⁽¹⁾)	497 (447)	172 (175)	594	1111	172	213	6.5
Romanche	626 -	664 (140 ⁽¹⁾)	494 (540)	217 -	520	1088	201	196	5.5
(1) : année de mesure incomplète									
- : données non disponibles									

les compare à d'autres études. En effet, des rapports supérieurs à 10 voire 100 sont fréquemment observés sur ce type de bassins versants (Serrat 1999; Serrat *et al.* 2001; Lenzi *et al.* 2003).

On peut supposer que cette formule sous estime la variabilité des flux, dans la mesure où elle ne prend pas du tout en compte la dynamique du transfert sédimentaire dans les cours d'eau (étiages et crues). En estimant les flux de manière globale au travers du débit moyen annuel et de l'indice *FOUR*, il est probable que cette formulation ne parviennent pas à intégrer les évènements extrêmes. Les flux de sédiments seront probablement sous-estimés pour les années de fort transport, alors que les années de très faibles transport pourrait être surestimées.

D Synthèse sur l'étude des processus

Ce chapitre a permis de mettre en évidence la complexité des processus à l'origine du transport solide en suspension dans les cours d'eau.

La pluie apparaît évidemment comme un des phénomènes clés de la production de particules sur le bassin versant. Sa grande variabilité spatio-temporelle en fait cependant un processus compliqué à étudier. En effet, une pluie stratiforme ne présente pas les mêmes caractéristiques d'intensité et de variabilité spatiale qu'un orage isolé en montagne. Le réseau de pluviomètres n'est cependant pas assez dense pour mesurer correctement ce type d'évènements et caractériser leur distribution spatiale. Cette information serait pourtant primordiale en vue de mieux décrire les processus d'érosion en fonction de la spatialisation des pluies et de la répartition au sol de la sensibilité à l'érosion.

Sur les bassins de haute montagne et de l'Isère, la fusion nivale joue également un rôle important dans la production et le transport des MES sur le bassin versant. A l'échelle des petits bassins comme le Ferrand ou la Romanche, elle est mise en évidence par des cycles journaliers bien organisés. Dans le bilan sédimentaire annuel, 30% des MES transitent durant les jours secs au cours de la période du 1^{er} avril au 30 septembre. Les effets de la fusion sont plus difficiles à quantifier à l'échelle d'un bassin plus large comme celui de l'Isère. Néanmoins, les crues les plus importantes en terme de transport de sédiments ont lieu pendant les mois de mai et de juin, au cours de crue liquide où la fusion nivale est fortement impliquée.

Les flux de MES présentent une variabilité temporelle marquée à différentes échelles : (i) durant les évènements de crue solide, les concentrations en MES varient en effet de moins de 0.1 g l^{-1} à plusieurs dizaines de g l^{-1} , parfois durant la même journée, (ii) entre les journées de fort et de faible transport, le rapport des flux dépasse aisément 100, (iii) au cours d'un cycle hydrologique, plus de 80% du flux annuel transite au cours des six mois de plus fort transport et (iv) d'une année à l'autre, le transport pourrait varier dans un rapport d'au moins cinq entre les années de fort et de faible transport.

Cependant, si l'analyse de quelques évènements ciblés peut se révéler riche en enseignements, elle deviendra vite fastidieuse si l'on dispose de larges bases de données. De plus, cette méthode ne permet pas d'établir les caractéristiques générales du transport solide en suspension à l'échelle

du bassin versant. Cet aspect fait l'objet du prochain chapitre, qui s'attachera à caractériser de manière objective le transport de MES dans les cours d'eau.

4

Étude statistique de la dynamique des
flux de sédiments en suspension

A	DES INDICATEURS STATISTIQUES TRADUISANT LA DYNAMIQUE HYDRO-SÉDIMENTAIRE DES BASSINS VERSANTS	164
A.1	Définition des indicateurs utilisés dans cette étude	164
A.2	Calcul des indicateurs	166
B	LES INDICATEURS RELATIFS AUX CONCENTRATIONS, DÉBITS ET FLUX	169
B.1	Concentrations moyennes et flux spécifiques sur les bassins versants d'étude	169
B.1.1	Dans le cadre des bassins versants alpins	169
B.1.2	Dans un contexte plus large	170
B.2	Variabilité des flux sur les bassins versants d'étude	171
B.2.1	Variabilité des concentrations et des débits	171
B.2.2	Variabilité des flux	173
B.2.2.1	Sur les bassins versants alpins	173
B.2.2.2	Dans un contexte plus large	174
C	TEMPS DE TRANSFERT DES MES SUR LE BASSIN VERSANT	175
C.1	Caractère événementiel du transport solide en suspension	175
C.1.1	Mise en évidence : les flux cumulés	175
C.1.1.1	Des flux cumulés en « marches d'escalier »	175
C.1.1.2	Importance d'évènements remarquables	175
C.2	Quantification du caractère épisodique du transport solide en suspension	178
C.2.1	Courbes bi-fréquences	178
C.2.1.1	Pourcentage du flux de sédiments en fonction du temps	178
C.2.1.2	Pourcentage des volumes d'eau transités en fonction du temps	178
C.2.2	Fusion nivale et $M_{s2\%}$	180
C.2.3	Dans un contexte plus large	181
C.3	Durée moyenne des évènements de fort transport en suspension	181
C.3.1	Méthode de calcul	181
C.3.2	Durée moyenne des évènements et caractéristiques du bassin versant	182
C.3.3	Influence des évènements majeurs sur le bilan sédimentaire annuel	183

D	IMPACT DE LA DYNAMIQUE SUR LA MESURE : INFLUENCE DE LA FRÉQUENCE D'ÉCHANTILLONNAGE SUR L'ESTIMATION DES FLUX ANNUELS	185
D.1	Influence de la fréquence d'échantillonnage sur l'estimation des flux . . .	186
D.1.1	Méthode de calcul	186
D.1.2	Résultats et détermination de la fréquence de mesure minimale	188
D.1.2.1	Fréquence d'échantillonnage et erreur	188
D.1.2.2	Fréquence d'échantillonnage minimum	191
D.1.2.3	Fréquence d'échantillonnage et $M_{s2\%}$	192
D.2	Fréquence d'échantillonnage optimale et durée des évènements	193
E	SYNTHÈSE SUR L'ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE DU TRANSPORT EN SUSPENSION	195

Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence les processus fondamentaux responsables du transport solide en suspension dans des cours d'eau méditerranéens, de haute montagne et pluvio-nival, au travers d'une analyse de quelques évènements de crue. Lorsque l'on dispose de longues chroniques sur un nombre important de stations, ce type d'analyse à l'échelle de l'évènement peut s'avérer long et fastidieux. Il est nécessaire de mettre en place des outils d'analyse statistique qui permettront la mise en évidence de la dynamique et de l'intensité des flux de MES à l'échelle du bassin versant. Lorsque ces outils sont partagés et utilisés par une large communauté, ils peuvent permettre de comparer des bassins versants, à l'aide d'un certain nombre d'indicateurs pertinents.

Le programme Variflux (ECCO-PNRH) s'inscrit dans cette démarche de comparaison des bassins versants dans le contexte français. Ce projet s'attache à étudier la variabilité temporelle des concentrations et des flux de MES ou de matières dissoutes sur des bassins versants français contrastés. Ce travail s'appuie sur une large base de données regroupant des mesures de concentration à haute fréquence temporelle (journalière à horaire).

Les objectifs généraux du projet sont les suivants :

- quantifier les incertitudes sur les flux en fonction du type de surveillance et de leur variabilité, pour les MES, les nutriments, le carbone et les métaux.
- établir des méthodes de calcul appropriées.
- établir des relations entre les variabilités des flux d'une part et la taille des bassins, les régimes hydrologiques et la spécificité des matières fluviales considérées d'autre part.
- optimiser les mesures, la représentativité de l'échantillonnage et la surveillance compte tenu des contraintes opérationnelles.

Dans le cadre du projet Variflux, les indicateurs statistiques présentés dans cette partie vont permettre de replacer nos bassins versants d'étude dans le paysage français.

A Des indicateurs statistiques traduisant la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants

A.1 Définition des indicateurs utilisés dans cette étude

Les indicateurs utilisés dans cette étude ont été définis par Meybeck *et al.* (2003). Au travers de quelques valeurs pertinentes relatives aux débits, concentrations ou flux de MES, ils permettent de définir les caractéristiques principales du transport en suspension (tableau 4.2).

La majorité de ces indicateurs sont normés par la surface du bassin versant étudié, ce qui permet de constituer une base commune de comparaison des bassins versants. En calculant ces indicateurs pour une soixantaine de cours d'eau de natures et de tailles variées, Meybeck *et al.* (2003) ont pu définir des gammes de variations de ces indicateurs permettant de replacer rapidement un bassin versant dans un contexte d'étude international (tableau 4.1).

TABLEAU 4.1 – Classement des cours d'eau selon un certain nombre d'indicateurs (d'après Meybeck *et al.* 2003).

	Très faible	Faible	Moyen	Élevé	Très élevé	Extrêmement élevé
Concentration moyenne pondérée						
C_s^* (mg l^{-1})	5-20	20-100	100-500	500-2 000	2 000-10 000	> 10 000
Flux spécifique moyen journalier						
y^* ($\text{kg km}^{-2} \text{j}^{-1}$)	< 10	10-50	50-200	200-1 000	1 000-5 000	> 5 000
Variabilité de la concentration pondérée						
C_s^*/C_{s50}	1-2	2-5	5-10	10-20	20-50	> 50
Variabilité du flux journalier						
y^*/y_{50}	< 2	2-5	5-10	10-20	20-50	> 50
	Très long	Long	Moyen	Court	Très court	Extrêmement court
Pourcentage de temps nécessaire pour transporter la moitié de la masse de sédiments						
$T_{s50\%}$ (%)	> 16.5	16.5-8	8-3.4	3.4-1.4	1.4-0.4	< 0.4

TABLEAU 4.2 – Définitions des indicateurs statistiques.

Indicateur	Unité	Description
Concentration		
Cs^*	$g\ l^{-1}$	moyenne des concentrations pondérée par les débits $Cs^* = \frac{\sum Cs(i)Q(i)}{\sum Q(i)}$ <p>où $Cs(i)$ et $Q(i)$ sont les concentrations et débits instantanés mesurés</p>
Cs_i	$g\ l^{-1}$	$i^{\text{ème}}$ centile de la distribution de Cs
Cs^*/Cs_{50}	-	indicateur de la variabilité de Cs
Cs_{99}/Cs_{50}	-	autre indicateur de la variabilité de Cs
Débit		
q^*	$l\ km^{-2}\ s^{-1}$	débit spécifique moyen
q_i	$l\ km^{-2}\ s^{-1}$	$i^{\text{ème}}$ centile de la distribution de q
q^*/q_{50}	-	indicateur de la variabilité de q
q_{99}/q_{50}	-	autre indicateur de la variabilité de q
$\frac{Cs_{99}/Cs_{50}}{q_{99}/q_{50}}$	-	rapport des variabilités de Cs et q
Flux		
y^*	$kg\ km^{-2}\ j^{-1}$ ou $t\ km^{-2}\ an^{-1}$	flux spécifique moyen
y_i	$kg\ km^{-2}\ j^{-1}$	$i^{\text{ème}}$ centile de la distribution de y
y^*/y_{50}	-	indicateur de la variabilité de y
y_{99}/y_{50}	-	autre indicateur de la variabilité de y
Transfert		
$Ms_{i\%}$	%	pourcentage de la masse de sédiments transitant en $i\%$ du temps (calculé avec les flux de sédiments les plus forts)
$Vw_{i\%}$	%	pourcentage du volume d'eau transitant en $i\%$ du temps (calculé avec les débits les plus forts)
$Ts_{i\%}$	%	pourcentage du temps nécessaire pour faire transiter $i\%$ de la masse de sédiments
$Tw_{i\%}$	%	pourcentage du temps nécessaire pour faire transiter $i\%$ du volume d'eau
$Ws_{i\%}$	%	pourcentage du volume d'eau nécessaire pour faire transiter $i\%$ de la masse de sédiments
$Ts_{i\%}/Tw_{i\%}$	-	rapport du temps nécessaire pour transiter $i\%$ des sédiments sur le temps nécessaire pour transiter $i\%$ du volume d'eau
$Ms_{i\%}/Vw_{i\%}$	-	rapport de la masse de sédiments transportée en $i\%$ du temps sur le volume d'eau transporté en $i\%$ du temps

A.2 Calcul des indicateurs

Ces indicateurs ont été calculés sur les bassins versants d'étude sur les périodes d'observation (tableau 4.3). Ils seront par la suite discutés et permettront de comparer les bassins d'étude (i) dans un contexte régional alpin, (ii) dans le contexte hydrologique français au travers du projet Variflux et (iii) dans un contexte international, à l'aide des gammes de variations des indicateurs définies par Meybeck *et al.* (2003).

Afin de permettre une inter comparaison de bassins (tableau 4.4), les indicateurs ont été recalculés avec les données réactualisées au pas de temps journalier (Mano *et al.* 2006 et tableau 4.4).

Du bassin versant de plaine sous régime pluvial au bassin de haute montagne sous influence nivo-glaciaire, le paysage hydrologique français présente une grande diversité. Cette diversité est retranscrite dans les régimes de transport de MES qui paraissent également variés, tant du point de vue de l'intensité que de la dynamique du transport (tableau 4.4).

TABLEAU 4.3 – Valeurs de quelques indicateurs calculés à partir des données horaires pour les bassins versants d'étude.

	Asse	Bléone	Ferrand	Romanche	Isère
Concentration					
Cs^* (g l ⁻¹)	2.09	1.86	0.67	0.39	0.58
Cs_{50} (g l ⁻¹)	0.071	0.020	0.057	0.053	0.09
Cs_{95} (g l ⁻¹)	2.90	1.18	0.78	0.94	0.98
Cs^*/Cs_{50}	30	93	12	7	6
Cs_{99}/Cs_{50}	190	509	51	54	54
Débit					
q^* (l km ⁻² s ⁻¹)	7.7	8.7	20.6	36.3	30.7
q_{50} (l km ⁻² s ⁻¹)	3.5	4.1	9.5	26.5	27.2
q_{95} (l km ⁻² s ⁻¹)	24.2	27.1	84.8	87.2	60.4
q^*/q_{50}	2	2	2	1	1
q_{99}/q_{50}	19	14	13	4	3
$\frac{Cs_{99}/Cs_{50}}{q_{99}/q_{50}}$	10	36	4	14	18
Flux					
y^* (kg km ⁻² j ⁻¹)	1 389	1 395	1 179	1 209	1 550
y^* (t km ⁻² an ⁻¹)	507	509	430	441	566
y_{50} (kg km ⁻² j ⁻¹)	25	13	33	128	208
y_{95} (kg km ⁻² j ⁻¹)	2 081	1 130	3 168	4 021	3 890
y^*/y_{50}	55	107	36	9	7
y_{99}/y_{50}	915	1 359	599	163	116
Transfert					
$Ms_{2\%}$ (%)	82	90	71	49	55
$Ms_{10\%}$ (%)	96	98	92	76	77
$Vw_{2\%}$ (%)	21	17	12	6	6
$Vw_{10\%}$ (%)	46	41	43	25	21
$Ts_{50\%}$ (%)	0.3	0.2	0.6	2	1
$Ts_{90\%}$ (%)	4	2	8	22	24
$Tw_{50\%}$ (%)	12	14	13	23	30
$Tw_{90\%}$ (%)	56	70	49	63	78
$Ws_{50\%}$ (%)	6	4	3	6	4
$Ws_{90\%}$ (%)	25	13	28	38	39
$Ts_{50\%}/Tw_{50\%}$	0.02	0.01	0.04	0.09	0.05
$Ms_{2\%}/Vw_{2\%}$	4	5	6	8	9

TABLEAU 4.4 – Indicateurs statistiques pour différents bassins versants français calculés à partir de données journalières, d'après les données du projet Variflux (Mano *et al.* 2006). Les bassins relatifs à cette étude sont en gras dans le tableau.

Rivière et station	Surface km ²	Régime	Période	q*	q ₅₀	q ₅₀ *	Cs*	Cs ₉₉	Cs ₅₀	C _{s50} *	y*	y ₅₀	y ₅₀ *	Ms _{2%}	Ts _{50%}	Vw _{2%}	Tw _{50%}	
				l km ⁻² s ⁻¹	[-]	mg l ⁻¹												[-]
1 Cadiere à Marignane	73	pluvial-med	1961-2000	11.6							132							
2 Ferrand à Mizoen	82	nival	2002-2004	20.7	9.6	2.2	473	2 383	56	8	1 170	39	21	46	2	11	14	
3 Nive des Aldudes à St Etienne	154	pluvio-nival	2002-2003	46.4	23.4	2.0	59	250	4	14	203	27	8	76	1	16	17	
4 Nivelles à St Pée	165	pluvio-nival	1996-97 ; 2002-03	30.9	17.2	1.8	70	266	6	12	195	21	9	70	1	15	17	
5 Romanche au Chambon	234	glacio-nival	2002-2003	36.3	28.9	1.3	356	2 607	82	4	1 117	185	6	38	4	6	23	
6 Dourdou à St Afrique	262	pluvial-med	2002-2003	18.6							849							
7 Touloubre à St Chamas	400	pluvial-med	1961-2000	8.2							47							
8 Asse à bras d'Asse	685	pluvial-med	2001-2003	7.7	3.6	2.1	1 577	11 409	89	18	1 048	31	34	72	1	20	12	
9 Arc à St Pons	720	pluvial-med	1999-2000	4.5							96							
10 Buech à St Sauveur	723	pluvio-nival	2001-2003	14.1	6.3	2.2	775	3 290	11	70	942	8	118	83	1	23	11	
11 Bléone à Malijai	900	pluvial-med	2001-2003	8.7	4.4	2.0	1 523	9 672	29	53	1 383	15	78	84	1	16	15	
12 Agly à Rivesaltes	1 045	pluvio-nival	1995-1996	6.4							282							
13 Gd. Morin à Villier	1 200	pluvial	1992-1995	5.4	2.9	1.8	91		6	15	42	1	29	69	1	16	14	
14 Baise à Nerac	1 330	pluvial	1994-1996 ; 2003	8.7							181							
15 Tet à Villelongue	1 380	pluvial-med	2004-2006	7.1	4.8	1.5	94		19	5	110	6	16	74	1	19	19	
16 Gaves à Peyrehorade	5 030	pluvio-nival	2000-2003	36.7			57	282	6	10	148	41	4	57	1	11	23	
17 Aveyron à Montauban	5 170	pluvial	2003	11.1							52							
18 Somme à Abbeville	5 560	pluvial	1980-1997	6.5	6.4	1.1	23		18	1	13	10	1	8	23	5	37	
19 Isère à Grenoble	5 700	nivo-pluvial	2006-2008	30.0	27.8	1.1	566	5 124	102	5	1 502	237	6	51	2	6	31	
20 Isle à Guitres	6 570	pluvial	1999-2002	9.8	6.2	1.6	29	99	12	2	25	16	2	27	6	13	18	
21 Adour à Port de Lanne	8 900	pluvial	1999-2003	12.0	6.6	1.8	83	265	36	2	90	52	2	29	6	11	15	
22 Tarn à Montauban	9 100	pluvio-nival	1996-1997 ; 2003	16.5							359							
23 Lot à Temple	10 900	pluvio-nival	1994-2003	15.8	8.8	1.8	99	324	21	5	123	44	3	37	4	10	20	
24 Marne à Neuilly	12 660	pluvial	1995-2005	10.1	6.5	1.5	57	220	19	3	52	10	5	21	8	7	21	
25 Durance à Bompas	14 000	pluvial-med	2001-2003	4.5	1.8	2.5	891	2 372	9	95	345	2	213	82	1	24	9	
26 Dordogne à Pessac	14 925	pluvial	1999-2002	18.6	15.9	1.2	39	303	8	5	71	32	2	40	3	7	26	
27 Oise à Méry	16 000	pluvial	1995-2005	9.2	7.2	1.3	40	146	20	2	31	12	3	16	12	7	24	
28 Seine à Choisy	30 800	pluvial	1995-2005	7.2	5.3	1.4	30	117	10	3	20	4	5	25	6	7	23	
29 Garonne à la Réole	51 500	pluvio-nival	1994-2002	11.9	8.4	1.4	95	416	16	6	71	27	3	41	3	10	21	
30 Seine à Poses	65 000	pluvial	1983-1985	7.4	6.2	1.2	38	121	21	2	24	20	1	16	12	7	27	
31 Rhône à Arles	97 800	complexe	1992-1995	22.5	21.5	1.0	203	2 101	50	4	404	93	4	48	2	6	31	
32 Loire à Mauves	110 000	pluvial	1999	8.8	6.9	1.3	50		28	2	38	14	3	28	7	8	22	

B Les indicateurs relatifs aux concentrations, débits et flux

Les indicateurs discutés dans cette partie sont normés par la surface du bassin versant. Ils sont donc représentatifs des processus à l'échelle du km^2 , ce qui permettra de comparer les bassins versants indépendamment de leur taille.

B.1 Concentrations moyennes et flux spécifiques sur les bassins versants d'étude

B.1.1 Dans le cadre des bassins versants alpins

Les concentrations moyennes pondérées par les débits Cs^* sont *élevées* (tableau 4.1) sur tous les bassins versants d'étude. C'est sur les bassins méditerranéens de l'Asse et de la Bléone qu'elles sont les plus fortes, avec des valeurs proches de 2 g l^{-1} . Elles sont plus faibles sur les bassins du Ferrand, de la Romanche et de l'Isère, avec des valeurs de l'ordre de 0.5 g l^{-1} .

Ces différences dans les concentrations moyennes ne sont pas dues à une production plus importante de MES sur les bassins. Les flux spécifiques moyens à l'exutoire y^* ne sont en effet que très légèrement supérieurs sur les bassins méditerranéens (de l'ordre de $1\,400 \text{ kg km}^{-2} \text{ j}^{-1}$ contre environ $1\,200 \text{ kg km}^{-2} \text{ j}^{-1}$ sur les bassins de haute montagne). En revanche, on constate que les débits moyens spécifiques q^* sont eux deux à trois fois supérieurs sur les bassins de haute montagne et sur l'Isère à ceux des bassins méditerranéens. C'est cet effet de dilution, induit par des débits spécifiques plus élevés, qui rend les concentrations observées plus faibles sur les bassins du Ferrand, de la Romanche et de l'Isère.

La taille des bassins versants est considérée comme un des paramètres clés contrôlant les valeurs des flux spécifiques sur un bassin versant (Dedkov et Moszherin 1992; Milliman et Syvitski 1992; Meybeck *et al.* 2003). Le flux spécifique moyen tend généralement à augmenter lorsque la taille du bassin versant diminue. Sur les cinq bassins versants d'étude, le contraire est observé.

La lithologie des bassins versants est également un paramètre de contrôle des flux spécifiques à l'échelle du bassin versant (Dedkov et Moszherin 1992; Maneux 1998). Les bassins versants méditerranéens présentent en effet des zones particulièrement érodables, les terres noires, reconnues comme très sensibles à l'érosion (Antoine *et al.* 1995; Descroix et Olivry 2002; Descroix et Mathys 2003). Par exemple, le bassin versant de Draix (1 km^2), situé dans les terres noires du bassin de la Bléone, présente des taux d'érosion spécifiques de l'ordre de $10\,000 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$,

soit $3\,650 \text{ kg km}^{-2} \text{ j}^{-1}$ (Mathys 2002).

Avec un flux spécifique moyen supérieur à $1\,500 \text{ kg km}^{-2} \text{ j}^{-1}$ sur la période 2005-2008, l'Isère présente la valeur la plus élevée des cinq bassins alpins. Cependant, cette valeur n'est probablement pas représentative de la valeur moyenne à plus long terme, du fait de la crue décennale de mai 2008 (*cf.* paragraphe B.3.2 du chapitre 3). Si l'on introduit les valeurs mesurées par Dumas (2007) dans le calcul du flux spécifique moyen, on obtient un flux de $1\,250 \text{ kg km}^{-2} \text{ j}^{-1}$, inférieur au flux des bassins méditerranéens, mais qui reste supérieur au flux sur le Ferrand et la Romanche.

B.1.2 Dans un contexte plus large

Dans le contexte hydrologique français, les flux spécifiques y^* varient fortement d'un bassin versant à l'autre, de moins de $50 \text{ kg km}^{-2} \text{ j}^{-1}$ pour les bassins de plaines de type pluvial à plus de $1000 \text{ kg km}^{-2} \text{ j}^{-1}$ pour les bassins méditerranéens ou de haute montagne (figure 4.1 et tableau 4.4). Les bassins versants méditerranéens de la moyenne Durance et de haute montagne étudiés présentent donc les flux spécifiques les plus élevés de la base de données.

Les concentrations observées dans ce cas se révèlent également très fortes, en comparaison des autres bassins versants français, que ce soit en terme de moyenne ou de médiane (respectivement C_{s^*} et $C_{s_{50}}$). Les fortes concentrations au cours des événements de fort transport solide, traduites par l'indicateur $C_{s_{99}}$, retranscrivent bien l'intensité et la violence des crues solides sur ces bassins : les concentrations moyennes journalières dépassées durant 1% des journées de l'année sont au delà de 2 g l^{-1} sur les bassins méditerranéens et de haute montagne, alors qu'elles n'atteignent que des valeurs de l'ordre de 0.2 à 0.3 g l^{-1} sur les bassins de plaines.

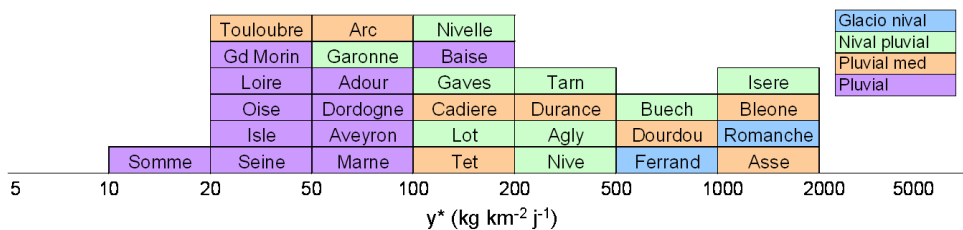


FIGURE 4.1 – Flux spécifiques (en $\text{kg km}^{-2} \text{ j}^{-1}$) sur les différents bassins versants d'étude du projet Variflux (Mano *et al.* 2006).

A l'échelle internationale, l'ensemble des bassins versants d'étude présentent des flux spécifiques *très élevés* sur l'échelle établie par Meybeck *et al.* (2003) (tableau 4.1). Ces valeurs de flux spécifiques de l'ordre de $500 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ sont en bon accord avec les observations de Dedkov et Moszherin (1992) sur des bassins nivo-glaciaires et méditerranéens et avec celles de Milliman et Syvitski (1992) lorsque l'on ne considère que les bassins européens de hautes plaines ou de montagne. En effet, cette étude décrit certains bassins versants de montagne (au dessus de 1 000 m et de surface supérieure à 500 km^2) en Océanie ou en Asie du Sud qui présentent des flux spécifiques supérieurs à $10\,000 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

Les concentrations observées sur les bassins méditerranéens, supérieures à 1 g l^{-1} , sont considérées comme *élevées* (tableaux 4.3 et 4.1). Bien qu'un peu plus faibles sur les bassins de haute montagne et sur l'Isère, de l'ordre de 0.5 g l^{-1} , les concentrations restent néanmoins considérées comme *moyennes à élevées* pour ce type de cours d'eau.

B.2 Variabilité des flux sur les bassins versants d'étude

Cette variabilité a été mise en évidence dans le chapitre 3 à différentes échelles temporelles, de l'évènement à l'année. Cette variabilité des flux de MES à l'échelle du bassin versant résulte des variations de concentration et de débits dans les cours d'eau. Quelques indicateurs issus des distributions statistiques vont permettre (i) d'identifier laquelle des variabilités des débits ou des concentrations est principalement responsable des variations de flux et (ii) de quantifier la variabilité des flux de MES.

B.2.1 Variabilité des concentrations et des débits

Pour l'ensemble des bassins versants étudiés, les concentrations instantanées varient de moins de 0.01 g l^{-1} à plusieurs dizaines de g l^{-1} . En étudiant leur distribution statistique des concentrations et l'indicateur C_{s50} en particulier, on constate qu'elles sont inférieures à 0.1 g l^{-1} durant plus de 50% des périodes de mesures sur chacun des bassins versants (figure 4.2, tableaux 4.2 et 4.3). D'après les valeurs de C_{s95} , elles dépassent 1 g l^{-1} pendant environ 5% de la durée des périodes de mesures, soit environ 15 jours par an si l'on ramène ces valeurs à la durée d'une année hydrologique. Si l'on s'intéresse au rapport C_{s99}/C_{s50} , qui traduit la variabilité entre les concentrations en période de crue et les concentrations les plus fréquemment observées, on constate qu'il est égal à 190 et 509 sur les bassins de l'Asse et de la Bléone, contre 50 sur les

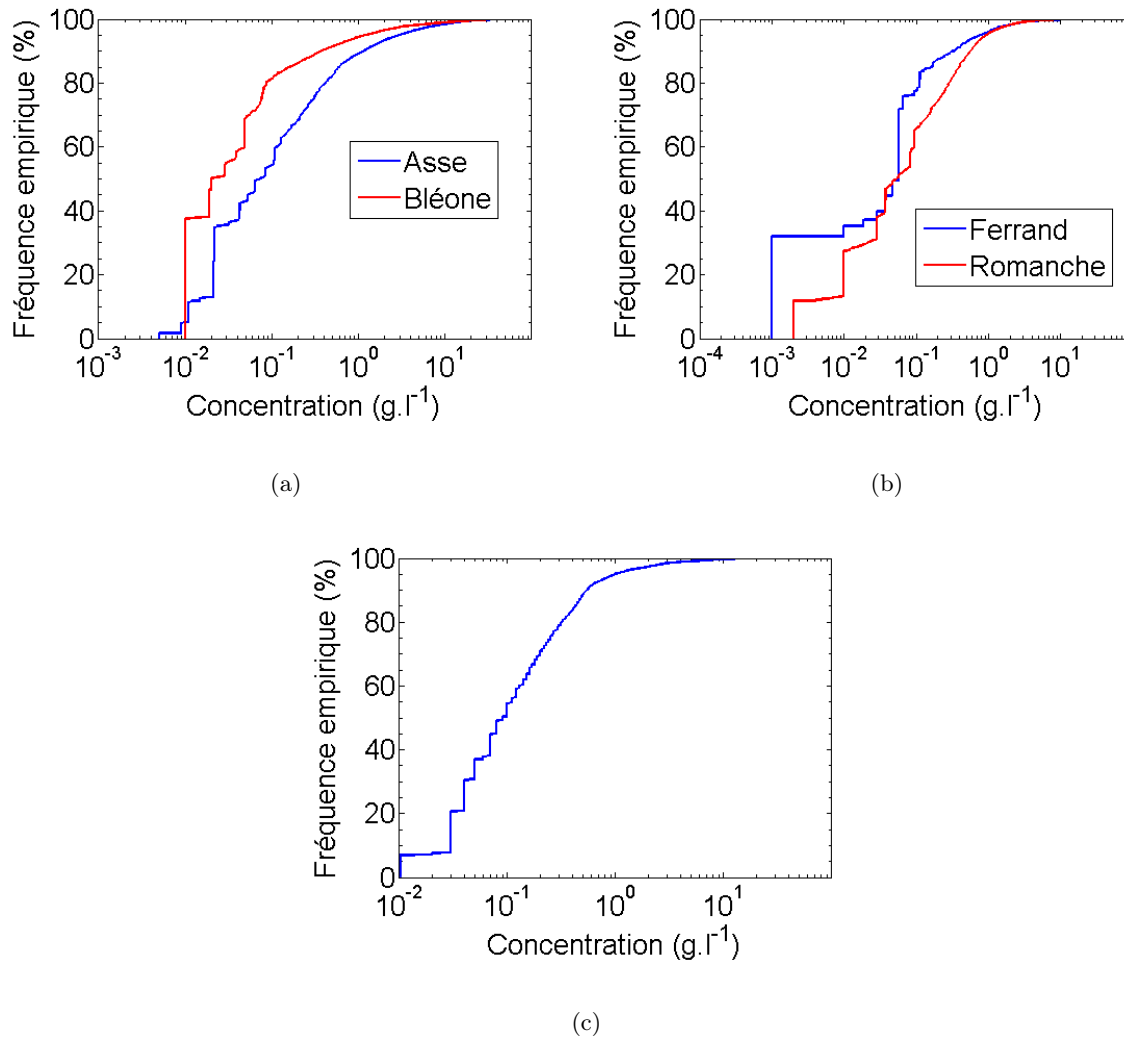


FIGURE 4.2 – Fréquences cumulées des concentrations sur les bassins de l’Asse et de la Bléone (a), du Ferrand et de la Romanche (b) et de l’Isère (c).

bassins du Ferrand, de la Romanche et de l’Isère. Cette différence s’explique parfaitement par les valeurs de concentrations plus élevées observées au cours des crues sur les bassins méditerranéens (figures 3.1, 3.2 et 3.3).

On peut calculer le même type d’indicateur sur les débits. q_{99}/q_{50} permet de traduire le rapport entre les débits en crue et les débits non dépassés pendant 50% du temps (tableau 4.3). Celui-ci est clairement plus faible que celui concernant la variabilité des concentrations pour l’ensemble des bassins versants d’étude.

Sur les bassins méditerranéens, il reste néanmoins supérieur à 10. Sur ce type de cours d’eau, les étiages sont souvent sévères en l’absence de pluie et l’indicateur q_{50} est en général très faible ($< 5 \text{ l km}^{-2} \text{ s}^{-1}$). En revanche au cours de l’automne, des précipitations importantes peuvent

survenir avec des cumuls journaliers supérieurs à 100 mm. Elles génèrent des crues soudaines et violentes, ce qui explique les variations de débit importantes entre les périodes de crues et d'étiages.

Sur les bassins de la Romanche et de l'Isère, la fusion nivale et glaciaire va entraîner un apport de volumes d'eau plus régulier et mieux réparti au cours de l'année hydrologique. Les étiages sont donc moins sévères, ce qui entraîne un rapport q_{99}/q_{50} inférieur à 5.

La variabilité des débits est plus importante sur le bassin du Ferrand que sur celui de la Romanche, malgré leur proximité géographique et des caractéristiques assez proches. Les débits spécifiques observés au cours des crues q_{95} sont les mêmes, proches de $85 \text{ l km}^{-2} \text{ s}^{-1}$. L'indicateur q_{50} est en revanche plus de deux fois plus faible sur le Ferrand que sur la Romanche, du fait de l'absence de composante de fusion glaciaire significative dans son régime hydrologique (*cf.* paragraphe A.2.3.1 du chapitre 2).

Pour l'ensemble des bassins versants d'étude, les concentrations en MES se révèlent donc bien plus variables que les débits d'après l'indicateur $\frac{Cs_{99}/Cs_{50}}{q_{99}/q_{50}}$ (tableaux 4.3). Une part importante de la variabilité des flux de MES est donc expliquée par les variations de concentration.

B.2.2 Variabilité des flux

B.2.2.1 Sur les bassins versants alpins

Les flux de MES sont calculés comme le produit des concentrations en MES et des débits. Bien que l'indicateur $\frac{Cs_{99}/Cs_{50}}{q_{99}/q_{50}}$ ait montré que les variations de concentration sont plus importantes que celles des débits, les flux de MES sont soumis aux effets combinés des variations de ces deux grandeurs.

Le rapport y_{99}/y_{50} , qui traduit cette variabilité des flux, s'élève environ à 1 000 sur les bassins méditerranéens de l'Asse et de la Bléone. Cette variabilité très marquée traduit bien la violence des crues solides que l'on peut observer sur ces bassins versants.

Soutenu par les processus de fusion nivale et glaciaire, le flux spécifique médian y_{50} est environ dix fois supérieur sur les bassins de la Romanche et de l'Isère à ceux sur les bassins de l'Asse et de la Bléone. Malgré cette valeur élevée, le rapport y_{99}/y_{50} reste supérieur à 100 sur les bassins de la Romanche et de l'Isère.

On observe une valeur de l'indicateur y_{99}/y_{50} de l'ordre de 600 sur le bassin du Ferrand,

supérieure à celle de la Romanche. Cette différence dans la variabilité des flux entre ces deux bassins assez similaires est le résultat d'une variabilité plus importante des débits (*cf.* paragraphe précédent).

B.2.2.2 Dans un contexte plus large

Dans le contexte hydro-sédimentaire français, les bassins versants d'étude présentent une forte variabilité des flux de MES. Les bassins versants méditerranéens de l'Asse et de la Bléone ainsi que le bassin du Ferrand présentent un rapport du flux moyen sur le flux médian y^*/y_{50} parmi les plus élevés des cours d'eau étudiés dans le cadre du projet Variflux (tableau 4.4). Les seules valeurs comparables sont observés uniquement sur d'autres bassins pluvio-méditerranéens comme le Buech ou la Durance. Sur l'échelle définie par Meybeck *et al.* (tableau 4.1), tous ces bassins versants présentent une variabilité des flux considérée comme *très élevée*.

Sur les bassins de la Romanche et de l'Isère, les valeurs de cet indicateur sont supérieures à celles des bassins de plaines sous influence pluviale, comme la Somme, le Lot ou la Seine. Mais la variabilité de leurs flux reste inférieure à celle observée sur les bassins méditerranéens ou sur d'autres petits bassins de montagne dans les Pyrénées, comme la Nivelles ou la Nive des Aldudes, dont le comportement se rapproche de celui du Ferrand.

Au travers de la comparaison des indicateurs de variabilité de concentrations, débits et flux sur ces bassins versants alpins, l'importance des processus de fusion nivale et glaciaire est mise en évidence. Celle-ci soutient en effet les apports de MES du mois d'avril à septembre, ce qui entraîne des valeurs de flux observées durant la moitié des périodes de mesure y_{50} plus élevées sur les bassins à composante nivale que sur les bassins méditerranéens. Sur ces derniers, la variabilité des flux est plus importante à cause des étiages sévères et des crues violentes observés.

Compte tenu de cette forte variabilité des flux de MES entre les périodes de crues et les étiages, il devient primordial de quantifier l'importance des événements de fort transport en suspension dans les bilans sédimentaires des bassins versants.

C Temps de transfert des MES sur le bassin versant

Au travers de l'indicateur $T_{s50\%}$ correspondant au temps nécessaire pour transporter 50% du flux de sédiments, on entrevoit déjà le caractère épisodique du transport de sédiments en suspension : sur tous les bassins d'étude, méditerranéens ou de haute montagne, la moitié du flux de sédiments transite en moins de 2% du temps (tableau 4.3). Il est légitime de penser que ces 2% du temps (soit environ 8 jours au cours d'une année) vont correspondre à quelques événements majeurs, les plus productifs en terme d'érosion et de transport de particules en suspension.

C.1 Caractère événementiel du transport solide en suspension

C.1.1 Mise en évidence : les flux cumulés

C.1.1.1 Des flux cumulés en « marches d'escalier »

Une manière claire de mettre en évidence le caractère épisodique du transport en suspension est de s'intéresser aux courbes des flux cumulés sur l'ensemble de la période de mesure (figures 4.3, 4.4 et 4.5). Ces courbes présentent une forme caractéristique en escalier : le flux cumulé est presque constant sur une période, puis augmente brutalement pour atteindre un nouveau palier. Ces augmentations soudaines des flux cumulés sont directement liées aux crues solides qui peuvent transporter des masses importantes de sédiments en très peu de temps.

L'impact des crues liquides sur les volumes cumulés est également bien visible. Néanmoins, leur forme en escalier est moins marquée que pour le transport solide en suspension. Les volumes d'eau augmentent plus régulièrement, y compris en dehors des périodes de crues et les paliers sont donc moins nets. Les apports liés aux crues liquides sont importants, mais moins marqués que les apports solides.

C.1.1.2 Importance d'événements remarquables

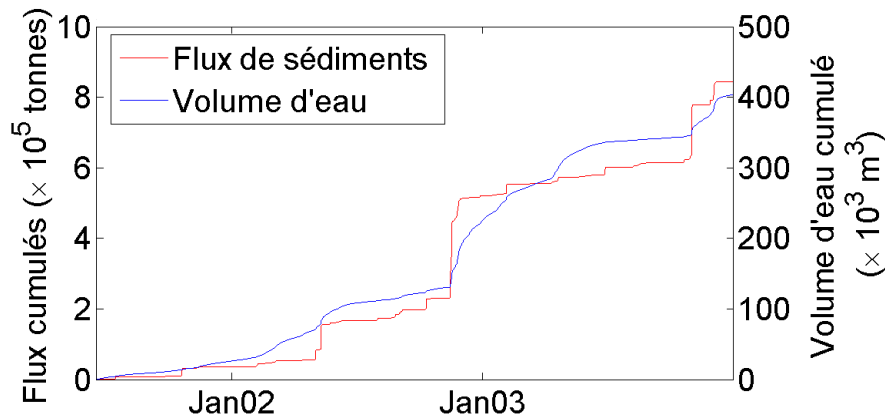
Tous les événements ne semblent pas avoir la même importance dans le cumul des flux. Sur la Bléone par exemple, on distingue deux événements particuliers qui contribuent de manière très importante au cumul total (figure 4.3b). En effet, les 15 et 16 novembre 2002, 250 000 tonnes de sédiments ont transités sur le bassin versant, puis 550 000 tonnes les 31 octobre et 1^{er} novembre 2003, soit environ 50% des 1 150 000 tonnes cumulées au total sur la période de mesure

(figure 4.3b).

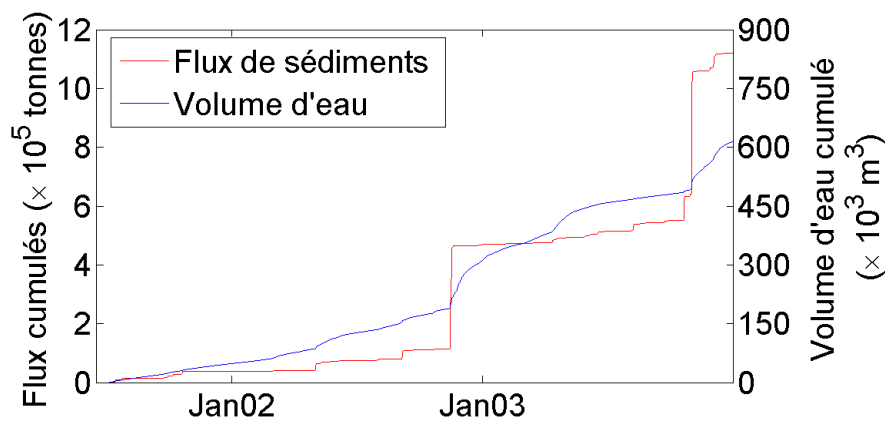
Sur le Ferrand, au cours de l'évènement du 4 août 2003, 20 000 tonnes de sédiments ont été produites et transportées en moins de 8 heures, soit près d'un quart de la masse cumulée sur deux ans et demi de mesure, qui représente au total 83 000 tonnes (figure 4.4b).

Lors de la crue de mai 2008 sur l'Isère, environ 2.5 millions de tonnes ont été transportées en moins d'une semaine, ce qui représente environ 40% des 7.1 millions de tonnes cumulées pour ce bassin versant sur la période 2006-2008 (figure 4.5).

Ces quelques exemples montrent bien l'importance que peuvent prendre quelques évènements majeurs de transport en suspension dans le bilan sédimentaire. Le reste des sédiments provient d'autres crues solides, moins violentes mais plus fréquentes.

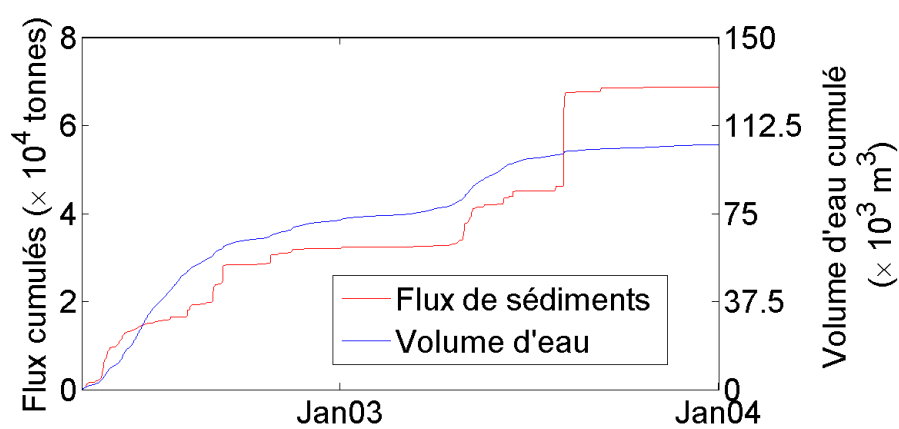


(a)

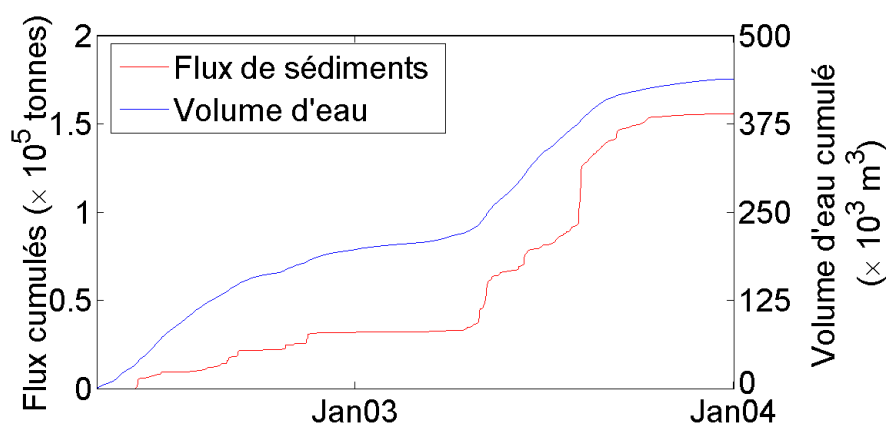


(b)

FIGURE 4.3 – Évolution du flux de sédiments et des volumes d'eau cumulés au cours des périodes de mesure sur l'Asse (a) et la Bléone (b).



(a)



(b)

FIGURE 4.4 – Évolution du flux de sédiments et des volumes d'eau cumulés au cours des périodes de mesure sur le Ferrand (a) et la Romanche (b).

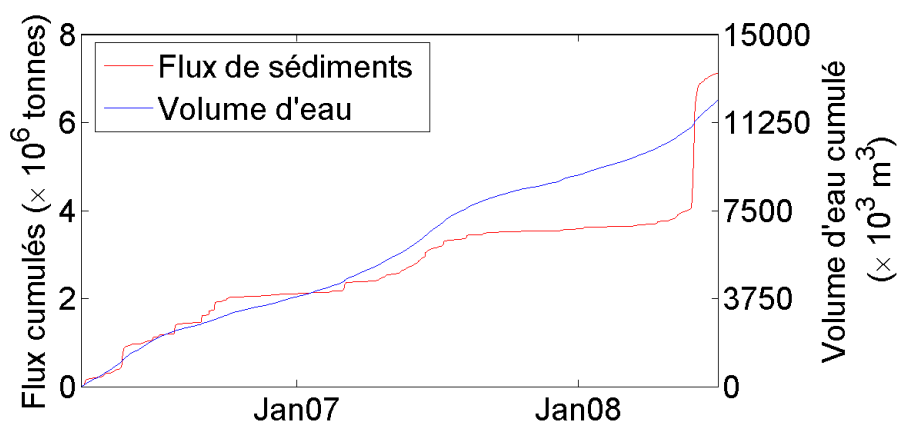


FIGURE 4.5 – Évolution du flux de sédiments et des volumes d'eau cumulés au cours des périodes de mesure sur l'Isère.

C.2 Quantification du caractère épisodique du transport solide en suspension

C.2.1 Courbes bi-fréquences

Ces courbes représentent le pourcentage du flux de sédiments qui transite en fonction (i) du pourcentage du temps et (ii) du pourcentage des flux liquides (figures 4.6, 4.7 et 4.8).

Elles permettent d'illustrer les indicateurs $M_{s_i\%}$ (pourcentage du flux de sédiments transitant en $i\%$ du temps lorsque les flux de sédiments sont les plus élevés), $T_{s_i\%}$ (temps nécessaire pour faire transiter $i\%$ du flux total de sédiments) et $W_{s_i\%}$ (pourcentage du volume d'eau nécessaire pour faire transiter $i\%$ du flux total de sédiments).

C.2.1.1 Pourcentage du flux de sédiments en fonction du temps

Les courbes bi-fréquences permettent de confirmer et de quantifier le caractère épisodique du transport solide en suspension : sur les bassins méditerranéens, $T_{s_{50\%}}$ indique que 50% du flux de sédiments transite en moins de 0.5% du temps, soit environ 2 jours sur une année hydrologique. Ce temps est sensiblement le même sur le Ferrand (0.6%), mais augmente légèrement sur la Romanche (2%, *i.e.* 8 jours) et sur l'Isère (1%, *i.e.* environ 4 jours).

Le temps nécessaire pour faire passer 90% du flux sédimentaire, $T_{s_{90\%}}$, reste inférieur à 5% sur les bassins de l'Asse et de la Bléone, ce qui représente moins de 20 jours de fort transport solide au cours de l'année. Il faut en revanche plus de 20% du temps, soit environ 70 jours par an pour faire transiter ce même pourcentage du volume total de sédiments sur la Romanche ou sur l'Isère. Le Ferrand présente des caractéristiques intermédiaires avec une valeur de $T_{s_{90\%}}$ d'environ 10%.

C.2.1.2 Pourcentage des volumes d'eau transités en fonction du temps

On peut calculer le même type d'indicateur sur les temps de transfert des volumes d'eau. $T_{w_i\%}$ est le pourcentage du temps que mettent $i\%$ des masses d'eau, pour s'écouler sur le bassin versant (tableau 4.3). Les temps nécessaires pour faire transiter 50% des flux liquides sont au moins 10 fois supérieurs au temps de transfert de 50% des sédiments sur l'ensemble des bassins alpins étudiés d'après l'indicateur $T_{s_{50\%}}/T_{w_{50\%}}$ (tableau 4.3). Ceci traduit bien un apport des flux liquides plus régulier que les flux solides sur le bassin versant, entrevu sur les courbes de flux

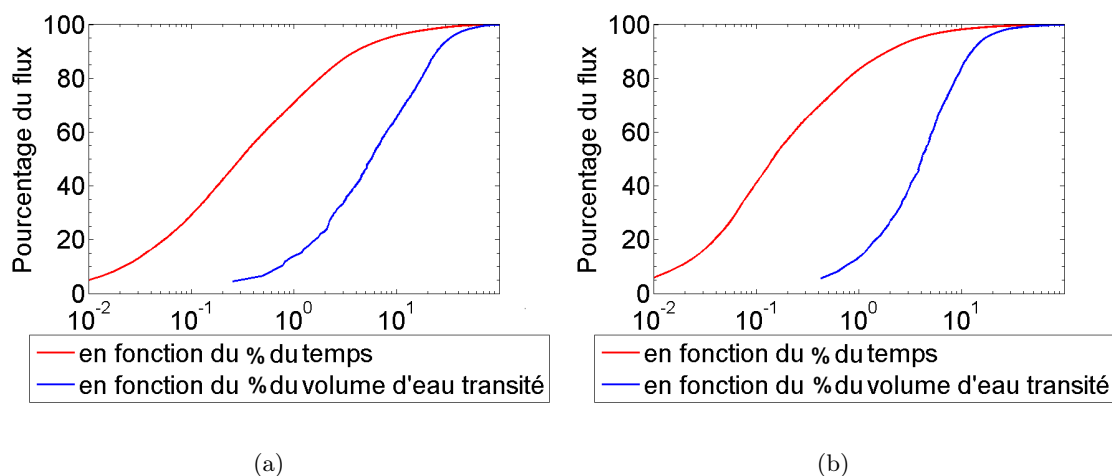


FIGURE 4.6 – Courbes bi-fréquences pour les bassins méditerranéens de l'Asse (a) et de la Bléone (b).

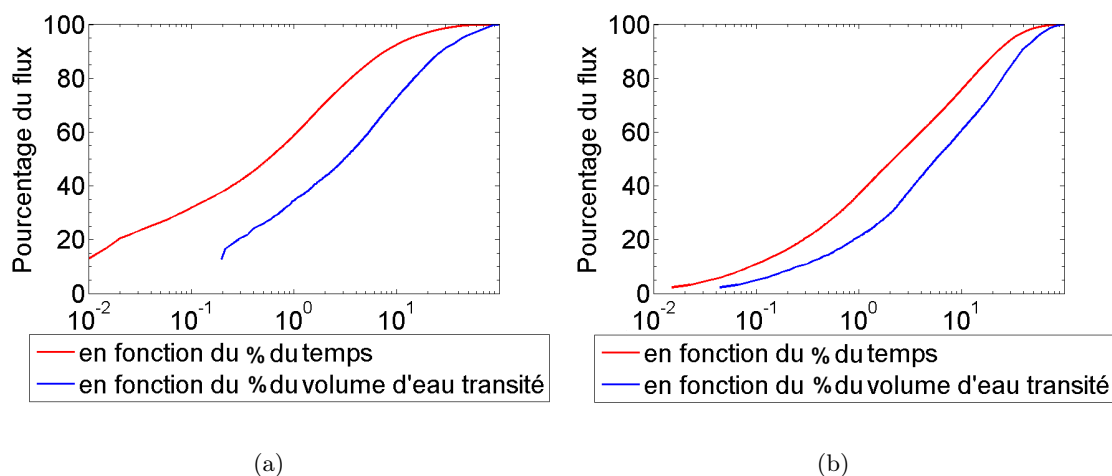


FIGURE 4.7 – Courbes bi-fréquences pour les bassins de haute montagne du Ferrand (a) et de la Romanche (b).

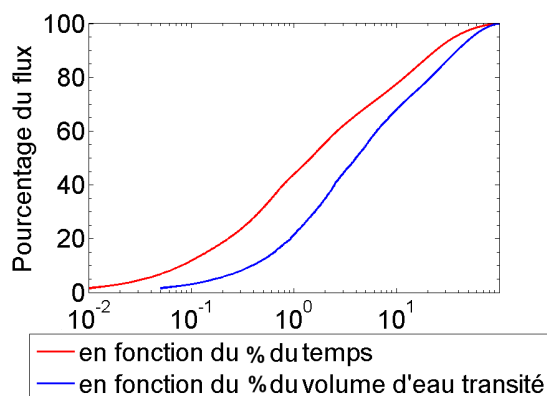


FIGURE 4.8 – Courbes bi-fréquences pour le bassin de l'Isère.

cumulés (figures 4.3, 4.4 et 4.5).

Par conséquent, les sédiments vont être transportés avec des volumes d'eau relativement peu importants. En effet, $W_{s_{50\%}}$ indique que la moitié des flux sédimentaires sur la période de mesure ne sont portés que par 3 à 6% des volumes d'eau totaux écoulés à l'exutoire du bassin versant. Sur les bassins méditerranéens, 90% du flux de sédiments est transporté par 13 et 25% des flux liquides, respectivement sur l'Asse et la Bléone. Ces volumes augmentent sur les bassins de la Romanche et de l'Isère pour lesquels près de 40% des flux d'eau sont nécessaires pour faire transiter 90% des sédiments.

C.2.2 Fusion nivale et $Ms_{2\%}$

Sur les bassins de la Romanche et du Ferrand, les crues solides dues aux précipitations jouent un rôle prépondérant, mais l'apport de sédiments lié à la fusion nivale et glaciaire ne peut pas être négligé. Environ 35% du flux annuel sur les bassins du Ferrand et de la Romanche transite durant la période d'avril à septembre, au cours de jours secs (*cf.* paragraphe B.2.1 du chapitre 3). Ce processus est bien retranscrit par les indicateurs relatifs au temps de transfert des sédiments.

Le pourcentage du flux de sédiments transportée en 2% du temps $Ms_{2\%}$ est ainsi plus faible sur les bassins de haute montagne que sur les bassins méditerranéens et plus particulièrement sur la Romanche, où les effets de la fusion glaciaire s'ajoutent à la fusion nivale (tableau 4.3). De même, le temps nécessaire pour faire transiter 90% des flux de MES $Ts_{90\%}$ est au moins deux fois plus élevé sur les bassins de haute montagne que sur les bassins méditerranéens.

Sur les bassins de l'Asse et de la Bléone, $Ts_{90\%}$ indique que 90% des sédiments transitent au cours de quelques événements majeurs, générés par des épisodes pluvieux (tableau 4.3). Sur ces bassins versants, moins de 5% des flux annuels transitent durant les jours secs de l'année. La fusion nivale génère donc un apport en sédiment plus régulier et mieux réparti sur l'année, ce qui augmente la durée de transfert des MES sur les bassins versants de haute montagne.

Ces observations sont en contradiction avec les conclusions d'études précédentes, qui prédisent une diminution de l'indicateur $Ms_{2\%}$ avec la taille des bassins versants (Moatar *et al.* 2006; Moatar *et al.* 2007). Mais ceci s'explique simplement. Sur les bassins versants de haute montagne, la fusion nivale joue un rôle important sur la valeur de l'indicateur $Ms_{2\%}$, plus faible que sur les bassins méditerranéens dont la superficie est pourtant supérieure.

C.2.3 Dans un contexte plus large

Dans le contexte hydrologique français, les bassins méditerranéens (Asse, Bléone, Buech, Tet) sont ceux qui présentent les temps de transfert de MES les plus faibles, avec 50% des MES transportées en moins de 1% du temps et plus de 80% des cumuls transités en seulement 2% du temps, d'après les valeurs des indicateurs $Ts_{50\%}$ et $Ms_{2\%}$ du tableau 4.4.

Les petits bassins Pyrénéens de la Nive et de la Nivelle présentent des valeurs élevées de l'indicateur $Ms_{2\%}$, supérieures à 70%, comparables aux bassins méditerranéens. Cet indicateur est en revanche plus faible sur les bassins de haute montagne et de l'Isère, pour lesquels les effets de la fusion nivale sont bien marqués et tendent à mieux répartir les apports de MES au cours de l'année.

Malgré l'importance de ces processus, les temps de transfert sur les bassins de montagne restent nettement inférieurs aux valeurs observées sur les bassins versants de plaine des bassins parisien ou aquitain. Ces bassins versants présentent en effet des valeurs de l'indicateur $Ts_{50\%}$ pouvant dépasser 10%.

Cette hiérarchie entre les bassins alpins est bien retranscrite par l'échelle proposée par Meybeck *et al.* (2003) pour classer les temps de transfert de MES sur le bassin versant au travers de l'indicateur $Ts_{50\%}$. Ce temps est en effet considéré comme *court* sur la Romanche et l'Isère, malgré les effets de la fusion nivale et glaciaire. Il devient *très court* sur le Ferrand et *extrêmement court* sur les bassins méditerranéens de l'Asse et Bléone.

C.3 Durée moyenne des évènements de fort transport en suspension

C.3.1 Méthode de calcul

Nous venons de voir que 50% du flux total annuel de sédiments transite en moins de 2% du temps sur les bassins alpins étudiés. L'indicateur Y_{99} (valeur du flux horaire non dépassé 99% du temps) permet de déterminer aisément les évènements les plus productifs en terme de transport en suspension. On recherche dans les chroniques de flux des périodes d'au moins 1 heure où le flux dépasse Y_{99} . Le début et la fin de l'évènement sont alors considérés respectivement comme l'instant où le flux horaire dépasse et redevient inférieur à Y_{99} (figure 4.9). Cette méthode simple permet d'extraire rapidement les crues solides les plus importantes de la base de données.

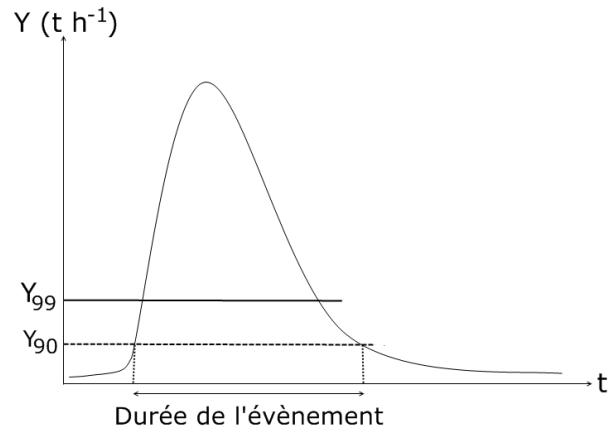


FIGURE 4.9 – Méthode de détection des évènements de fort transport en suspension.

TABLEAU 4.5 – Caractéristiques des évènements majeurs de fort transport observés dans la base de données.

	Asse	Bléone	Ferrand	Romanche	Isère
$Y_{99\%}$ ($t h^{-1}$)	600	650	66	200	5000
Nombre d'évènements moyen par an	9	7	16	18	8
Durée moyenne (heures)	25	23	12	14	32
Nombre d'évènements sur la période de mesure	21	17	41	26	16
Flux cumulé au cours de ces évènements ($\times 10^3 t$)	500	750	48	65	360
Flux total sur la période de mesure ($\times 10^3 t$)	843	1120	83	156	710
Contribution	60%	65%	58%	42%	51%

On peut alors dénombrer ces évènements majeurs, calculer leur durée moyenne, ainsi que leur contribution au cumul total (tableau 4.5).

C.3.2 Durée moyenne des évènements et caractéristiques du bassin versant

Les évènements sont en moyenne plus courts sur le Ferrand et la Romanche puisqu'ils durent que 12 et 14 heures respectivement. Ce sont en effet les bassins les plus petits, avec les pentes les plus élevées. Leur temps de réponse est donc plus court, d'autant plus que les épisodes

pluvieux ne sont pas particulièrement plus longs que sur les autres bassins. Viennent ensuite les bassins méditerranéens, où les événements de transport solide durent en moyenne respectivement 25 et 23 heures pour l'Asse et la Bléone. Finalement, les événements les plus longs sont observés sur l'Isère, où ils s'étalent en moyenne sur 32 heures.

La durée moyenne des événements augmente donc avec la taille du bassin versant. La liaison statistique entre ces deux grandeurs présente un coefficient de corrélation de 0.68. On peut également tenter de relier la durée des événements au temps de concentration du bassin versant, défini comme la durée séparant la fin d'une pluie sur le bassin versant et la disparition du ruissellement de surface sur le bassin (tableau 4.6). Ce temps de concentration T_c (en minutes) peut être calculé à l'aide d'une relation empirique telle que la formule de Passini :

$$T_c = 6.48 \frac{\sqrt[3]{A \cdot L}}{\sqrt{p}} \quad (4.1)$$

où A est la surface du bassin en km^2 ,

L sa longueur en m et p sa pente en m/m,

La corrélation entre la durée moyenne des événements et le temps de concentration est meilleure que la précédente, avec un coefficient de 0.88. Ce dernier prend en effet en compte des paramètres de forme du bassin telle que sa pente ou sa longueur, qui jouent un rôle dans sa réponse hydro-sédimentaire à un événement pluvieux.

TABLEAU 4.6 – Calcul du temps de concentration.

Bassin	A km^2	L m	pente m/m	Tc minutes	durée des événements heures
Asse	657	63	0.29	413	23
Bléone	905	60	0.34	418	25
Ferrand	82	14	0.45	100	12
Romanche	230	28	0.47	175	14
Isère	5720	178	0.37	1051	32

C.3.3 Influence des événements majeurs sur le bilan sédimentaire annuel

Sur les bassins de l'Asse et de la Bléone, respectivement 9 et 7 épisodes majeurs de transport en suspension, d'une durée moyenne de 24 heures, contribuent à plus de la moitié du flux total

annuel (tableau 4.5). Sur le Ferrand et la Romanche, les épisodes de transport étant plus courts, de l'ordre de 12 heures, ce sont un peu plus de 15 évènements qui génèrent environ la moitié de la charge annuelle. Finalement, sur l'Isère, il suffit en moyenne de seulement 8 épisodes de crue solide d'une durée moyenne de 32 heures pour transporter la moitié du flux annuel.

Ce caractère épisodique du transport en suspension a des conséquences importantes lorsque l'on souhaite estimer les flux de MES à l'échelle de l'année sur un bassin versant. Il devient en effet indispensable d'estimer précisément les flux transités au cours des quelques évènements majeurs qui produiront plus de la moitié de la charge annuelle en suspension.

Si au cours de notre étude la fréquence de mesure a permis d'estimer de manière précise les flux de MES à l'échelle de l'évènement, il est légitime de s'interroger sur la fréquence minimum à adopter afin d'évaluer correctement les flux au cours d'une étude hydro-sédimentaire sur un bassin versant.

D Impact de la dynamique sur la mesure : influence de la fréquence d'échantillonnage sur l'estimation des flux annuels

Plusieurs auteurs se sont intéressés à l'influence de la fréquence de mesure sur l'estimation des flux annuels de sédiments en suspension (Littlewood 1995; Phillips *et al.* 1999; Coynel *et al.* 2004; Moatar *et al.* 2006; Moatar *et al.* 2007). Dans leur étude, Phillips *et al.* (1999) ont testé 22 méthodes de calcul des flux annuels à partir d'un suivi discret et évalué leur efficacité. L'annexe C décrit en détail ces méthodes, notées M1 à M22.

Les méthodes M1 à M13 proposent différentes techniques d'interpolation des valeurs de concentrations non mesurées à partir des données de débits disponibles à pas de temps fin, afin de créer une base de données complète. La reconstitution des valeurs manquantes s'appuie le plus souvent sur des relations statistiques concentration-débit simples, ou améliorées à l'aide de paramètres de correction, de la séparation selon les saisons ou par classes de débits. Nous ne nous intéresseront pas ici à ces méthodes. En effet, par l'utilisation de la relation concentration-débit et l'extrapolation des concentrations entre les prélèvements, elles paraissent déjà à la limite du domaine de la modélisation des flux de MES.

En revanche, M14 à M18 (équations 4.2) présentent des méthodes de calcul des flux à partir des seules valeurs mesurées. Les méthodes M19 à M21 constituent quant à elles des améliorations de la méthode M18. Finalement, la méthode M22, développée par Phillips *et al.* (1999) distingue les écoulements de surface et de sub-surface, d'après la méthode de séparation des écoulements sur la base des hydrographes définie par Walling et Webb (1982).

Seuls les cinq algorithmes M14 à M18, les plus fréquemment utilisés, ont été testés dans cette étude :

$$M14 : F = K \left(\sum_{i=1}^{ne} C_s(i) \right) \left(\sum_{i=1}^{ne} Q(i) \right) \quad (4.2a)$$

$$M15 : F = K \sum_{i=1}^{ne} (C_s(i) Q(i)) \quad (4.2b)$$

$$M16 : F = K \sum_{i=1}^{ne} \left(C_s(i) \overline{Q(i)} \right) \quad (4.2c)$$

$$M17 : F = K \left(\sum_{i=1}^{ne} C_s(i) \right) \overline{Q_r} \quad (4.2d)$$

$$M18 : F = K \frac{\sum_{i=1}^{ne} (C_s(i) Q(i))}{\sum_{i=1}^{ne} Q(i)} \overline{Q_r} \quad (4.2e)$$

où F est le flux total sur l'année considérée,

$C_s(i)$ et $Q(i)$ sont des valeurs de concentration et de débit instantanées extraites de la base de données, qui contient ne valeurs de concentration,

$\overline{Q(i)}$ est le débit moyen sur la période sur laquelle on considère $C_s(i)$ comme représentative,

$\overline{Q_r}$ est la moyenne des débits sur l'ensemble de la période où l'on calcule F ,

K est un facteur de conversion des unités dépendant du pas de temps de mesure.

D.1 Influence de la fréquence d'échantillonnage sur l'estimation des flux

D.1.1 Méthode de calcul

La méthode générale consiste, comme dans les autres études, à dégrader une base de données haute fréquence en différentes chroniques de mesures plausibles à différents pas de temps. Dans le cas de notre étude, la base de données de référence présente un pas de temps de mesure d'une heure. L'objectif est de quantifier l'erreur associée à un sous-échantillonnage sur l'estimation du flux annuel. Les calculs suivants sont donc réalisés pour chaque année de mesure disponible.

On simule des scénarios de mesures selon diverses méthodes d'échantillonnage avec des pas de temps Δt allant de 1 mois à 2 heures (tableau 4.7). De manière à simuler différents scénarios de prélèvements plausibles, 1 000 itérations sont générées en tirant aléatoirement un échantillon dans le premier pas de temps dans la base de données horaire pour chaque simulation. Les échantillons suivants sont extraits selon un pas de temps fixe, comme le ferait un préleveur automatique par

exemple.

TABLEAU 4.7 – Fréquences utilisées pour les simulations d'échantillonnages discrets.

Simulation	Δt	Nombre d'échantillons extraits de la base de données par an
S1	30 jours	12
S2	15 jours	24
S3	10 jours	36
S4	7 jours	52
S5	3 ou 4 jours	104
S6	2 jours	186
S7	1 jour	365
S8	12 heures	730
S9	8 heures	1 095
S10	6 heures	1 460
S11	4 heures	2 190
S12	2 heures	4 380

Le flux annuel simulé est ensuite calculé pour chaque itération de chaque simulation selon la méthode d'estimation choisie, par exemple M16 ici :

$$F(\Delta t, k) = K \sum_{i=1}^{ne(\Delta t)} C_s(i, \Delta t, k) \cdot \bar{Q}(i, \Delta t, k) \quad (4.3)$$

où $F(\Delta t, k)$ est le flux simulé pour un pas de temps d'échantillonnage Δt et pour l'itération k ,

$ne(\Delta t)$ est le nombre d'échantillons prélevés avec un pas de temps Δt ,

$C_s(i, \Delta t, k)$ sont ne valeurs de concentration extraites de la base de données pour un pas de temps Δt et pour l'itération k . $C_s(i, \Delta t, k)$ est considérée comme représentative de l'intervalle de temps Δt entre deux mesures,

$\bar{Q}(i, \Delta t, k)$ est le débit moyen pendant cet intervalle de temps.

Le flux annuel réel de référence F_{ref} est calculé comme la somme des flux horaires de la base de données complète. On évalue alors l'erreur commise par rapport au flux annuel de référence pour l'itération k et le pas de temps de simulation Δt :

$$Err(\Delta t, k) = \frac{F(\Delta t, k) - F_{ref}}{F_{ref}} \quad (4.4)$$

Finalement, pour chaque pas de temps Δt , la distribution de l'erreur des k itérations permet de calculer l'intervalle de l'erreur observée (écart entre erreurs maximum et minimum), la médiane de la distribution statistique des erreurs et un intervalle de confiance à 80% avec le 10^{ème} et le 90^{ème} centile de la distribution statistique de l'erreur. On définit le biais comme la médiane de la distribution et la précision par le 10^{ème} et le 90^{ème} centile.

La fréquence d'échantillonnage minimum doit garantir une estimation des flux annuels avec une erreur comprise dans l'intervalle $\pm 20\%$. On peut en effet considérer cette erreur comme « acceptable » compte tenu des incertitudes de mesure des flux dans les cours d'eau (*cf.* paragraphe C du chapitre 2, Coynel *et al.* 2004; Moatar *et al.* 2007).

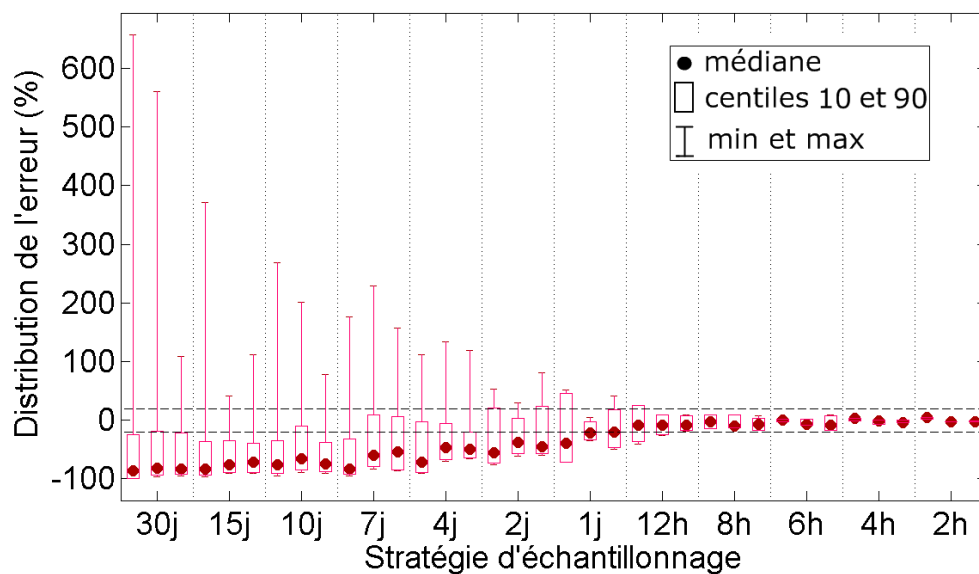
D.1.2 Résultats et détermination de la fréquence de mesure minimale

Seuls les résultats obtenus avec la méthode M16 sont présentés ici (figures 4.10, 4.11 et 4.12). Cette méthode s'est en effet avérée être la plus précise et l'une des moins biaisées parmi les méthodes M14 à M18. La médiane et les centiles 10 et 90% de la distribution des erreurs pour les simulations S4 (mesure hebdomadaire) et S7 (mesure journalière) sont présentés en annexe C et permettent de justifier ce choix.

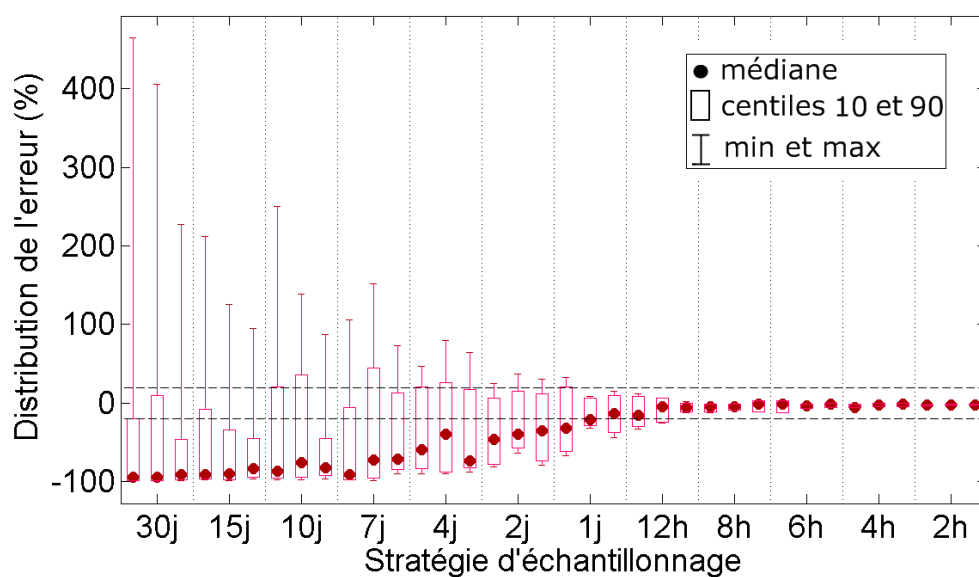
D.1.2.1 Fréquence d'échantillonnage et erreur

D'une manière générale, les flux annuels sont surestimés lorsqu'un échantillon est prélevé au cours d'une crue et qu'il est considéré comme représentatif d'une période trop longue (figures 4.10, 4.11 et 4.12). On observe ce phénomène sur tous les bassins versants lorsque l'on simule des échantillonnages mensuels à bi-hebdomadaires (simulations S1 à S5) : les flux sont parfois surestimés de plus de 100%. Ces situations sont néanmoins assez rares. Le 90^{ème} centile de la distribution de l'erreur est généralement assez faible, compris entre -20 et 50% sur le bassin du Ferrand, de l'ordre de 20% à 30% sur la Romanche et l'Isère et compris entre -40 et 30% sur les bassins méditerranéens, selon les années.

Inversement, si les prélèvements ont lieu en dehors des périodes de crue, les flux annuels seront sous-estimés. C'est ce que l'on observe pour les simulations à un pas de temps élevé (S1 à S5) : ces simulations présentent en effet un biais entre -70 et plus de -90% sur les bassins méditerranéens et de haute montagne et de l'ordre de -50% sur le bassin de l'Isère.

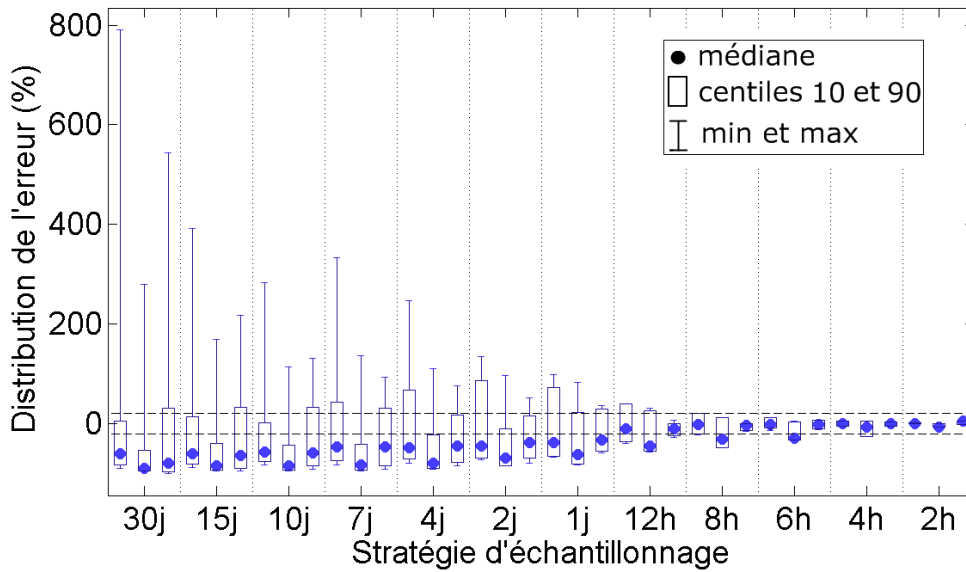


(a)

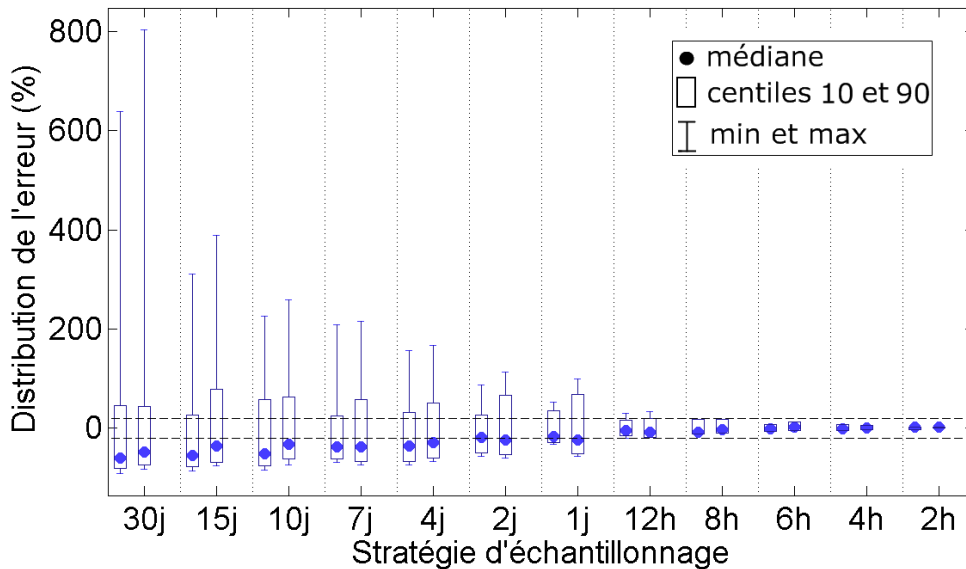


(b)

FIGURE 4.10 – Distributions statistiques de l'erreur sur les flux annuels estimés par des simulations de sous échantillonnage de la base de données sur l'Asse (2001-2003) (a) et la Bléone (2001-2003) (b). Pour chaque stratégie d'échantillonnage, la distribution des erreurs est présentée pour les trois années de mesures. Les pointillés représentent la limite d'erreur à $\pm 20\%$.



(a)



(b)

FIGURE 4.11 – Distributions statistiques de l'erreur sur les flux annuels estimés par des simulations de sous échantillonnage de la base de données sur le Ferrand (2002-2004) (a) et la Romanche (2002-2003) (b). Pour chaque stratégie d'échantillonnage, la distribution des erreurs est présentée pour les deux ou trois années de mesures. Les pointillés représentent la limite d'erreur à $\pm 20\%$.

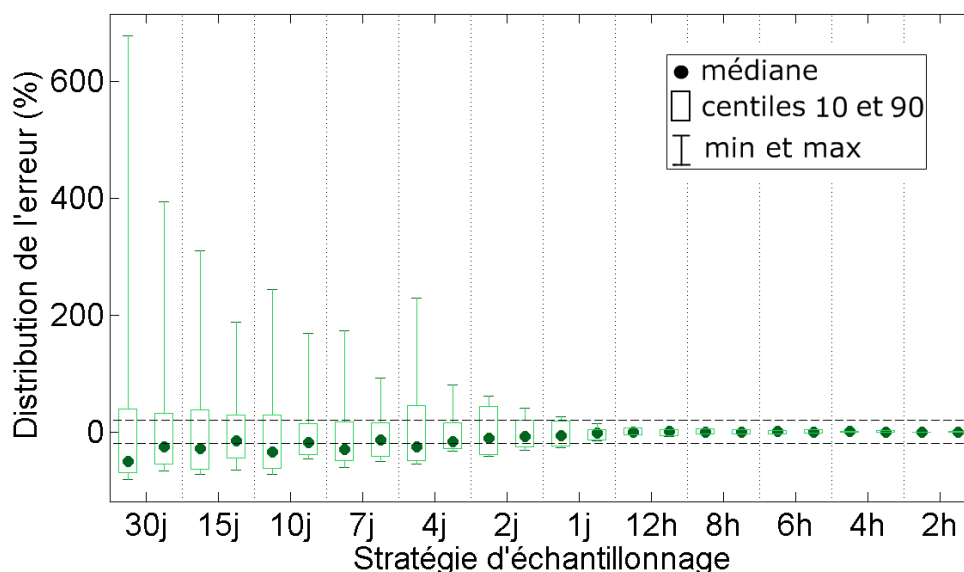


FIGURE 4.12 – Distribution statistique de l'erreur sur les flux annuels estimés par des simulations de sous-échantillonnage de la base de données sur l'Isère (2006-2007). Pour chaque stratégie d'échantillonnage, la distribution des erreurs est présentée pour les deux années de mesures. Les pointillés représentent la limite d'erreur à $\pm 20\%$.

D.1.2.2 Fréquence d'échantillonnage minimum

Lorsque l'on augmente la fréquence de mesure, on améliore peu à peu l'estimation des flux sur l'ensemble des bassins versants. Afin de déterminer une fréquence minimale d'échantillonnage, on cherche la fréquence limite à partir de laquelle la barre d'incertitude à 80% est comprise dans l'intervalle $\pm 20\%$ (en pointillés sur les figures 4.10, 4.11 et 4.12).

Avec un prélèvement quotidien, les erreurs dépassent encore légèrement les $\pm 20\%$ sur le bassin de l'Isère (figure 4.12). Il est nécessaire d'envisager une mesure de concentration au moins toutes les 12 heures afin d'obtenir des estimations du flux annuel suffisamment précises.

Pour l'Asse et la Bléone (figure 4.10), les erreurs sont encore supérieures à $\pm 20\%$ dans le cas d'échantillonnages journalier et bi-journalier. Il faut descendre à un pas de temps de mesure de 8 heures afin d'atteindre la précision recherchée.

Sur la Romanche, une mesure toutes les 8 heures produit des estimations tout juste acceptables : 80% des simulations présentent une erreur comprise en -18% et 19%. On peut considérer qu'une mesure toutes les 6 heures semble plus appropriée afin d'estimer correctement les flux. Finalement, sur le Ferrand, une fréquence de mesure de 6 heures convient pour les années 2002 et 2004. En revanche, pour l'année 2003, il semble impossible d'estimer correctement le flux annuel avec une fréquence de mesure supérieure à 2 heures. L'évènement de fort transport survenu en

août 2003 est responsable de ce résultat : 20 000 tonnes de sédiments (soit 50% du flux annuel de 2003) ont été transporté en moins de 6 heures, au cours d'un évènement très court (figure 3.7). Afin de mesurer correctement les flux au cours de cet évènement, une mesure avec un pas de temps très court est indispensable.

D.1.2.3 Fréquence d'échantillonnage et $Ms_{2\%}$

Des études similaires concernant l'influence de la fréquence d'échantillonnage sur l'estimation des flux ont permis d'établir des abaques, qui prédisent le biais et les incertitudes d'estimation des flux à partir de l'indicateur $Ms_{2\%}$, traduisant le pourcentage du flux transité en 2% du temps (Moatar *et al.* 2006; Moatar *et al.* 2007, figure 4.13). Il n'est cependant pas possible de prédire avec cette méthode les incertitudes et biais dans le cas des bassins méditerranéens pour une fréquence d'échantillonnage de 3 jours : les valeurs de $Ms_{2\%}$ sont en effet trop élevées. De plus, ces abaques semblent sous-estimer les biais et les incertitudes des bassins du Ferrand, de la Romanche et de l'Isère. En effet, ces abaques sont basées sur une évaluation du flux de référence à partir de données de concentration journalières. Elles ne permettent donc pas de prendre en

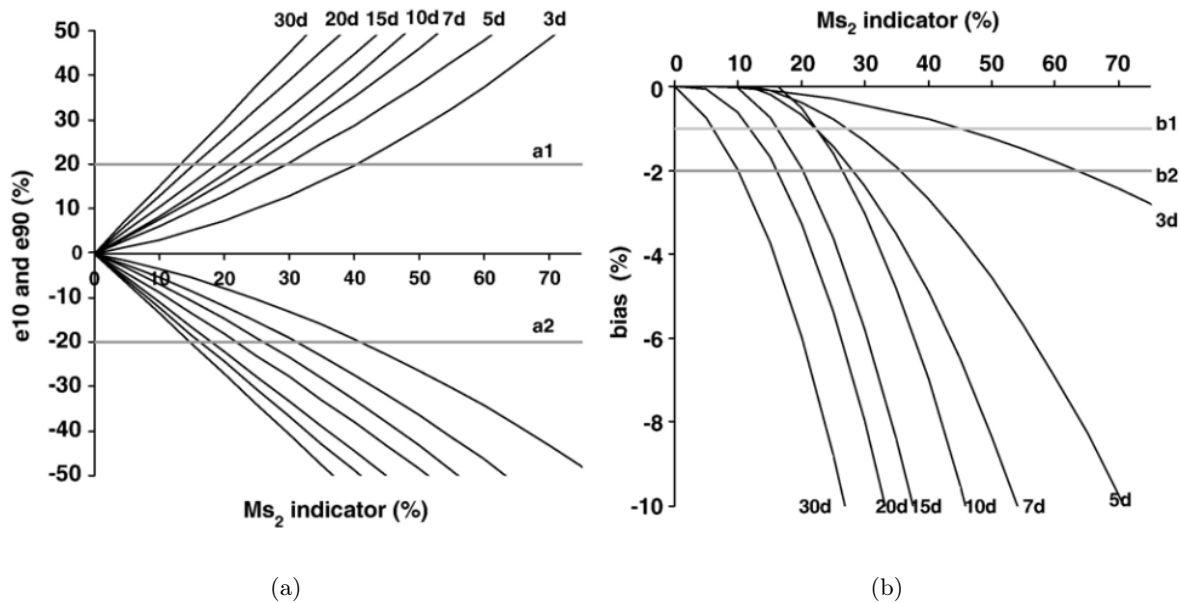


FIGURE 4.13 – Abaqués des incertitudes sur le calcul des flux annuels de MES à partir de suivis discrets (méthode de la concentration moyenne pondérée par les débits, M18) : déciles inférieurs et supérieurs des erreurs relatives pour différents intervalles de suivis de 3 à 30 jours (a), biais pour différents intervalles de suivis (b). a1 et a2 sont les limites de précision imposées à $\pm 20\%$, b1 et b2 sont les limites de biais imposées à -1% et -2% (d'après Moatar *et al.* 2006).

compte la forte variabilité infra-journalière que l'on observe sur les bassins alpins étudiés. Il est alors impossible de mettre en évidence la nécessité d'une mesure dont le pas de temps serait inférieur à une journée avec cette méthode.

D.2 Fréquence d'échantillonnage optimale et durée des évènements

Compte tenu du caractère événementiel du transport solide en suspension dans les bassins alpins étudiés et de l'importance des crues solides dans le bilan annuel (90% du flux de sédiments transitant durant un temps très court sur le bassin versant), une bonne estimation des flux requiert un échantillonnage suffisamment précis de ces évènements. Il sera en effet nécessaire de réaliser plusieurs mesures par jour afin d'estimer les flux annuels avec une précision de $\pm 20\%$.

On peut alors essayer de relier la fréquence d'échantillonnage minimum (établie précédemment) à la durée moyenne des évènements produisant la majorité des flux solides sur le bassin versant (*cf.* paragraphe C.3). Il existe en effet une relation linéaire bien corrélée entre ces deux grandeurs (figure 4.14) de la forme :

$$\Delta t = 0.35 \cdot \text{Durée}, \quad R^2 = 0.93 \quad (4.5)$$

où Δt est le pas de temps de mesure nécessaire pour obtenir une mesure des flux annuels fiable à $\pm 20\%$,

Durée est la durée moyenne des crues solides, établie au paragraphe C.3.

La fréquence d'échantillonnage minimum doit en effet permettre d'échantillonner les évènements de crue solide produisant la majorité du transport en suspension. Ainsi, en réalisant en moyenne trois mesures de concentration au cours des crues solides (équation 4.5), on obtient des estimations des flux annuels avec une erreur inférieure à $\pm 20\%$ dans 80% des situations.

Cette méthode permet d'établir une estimation rapide de la fréquence d'échantillonnage minimum à adopter en vue d'une estimation des flux annuels. Néanmoins, elle nécessite la connaissance de la durée des évènements de fort transport solide, seulement accessible par le biais d'une mesure préalable à haute fréquence des concentrations et des débits. On pourra cependant tenter d'estimer cette durée à l'aide de l'équation 4.1 reliant la durée moyenne des évènements au temps de concentration.

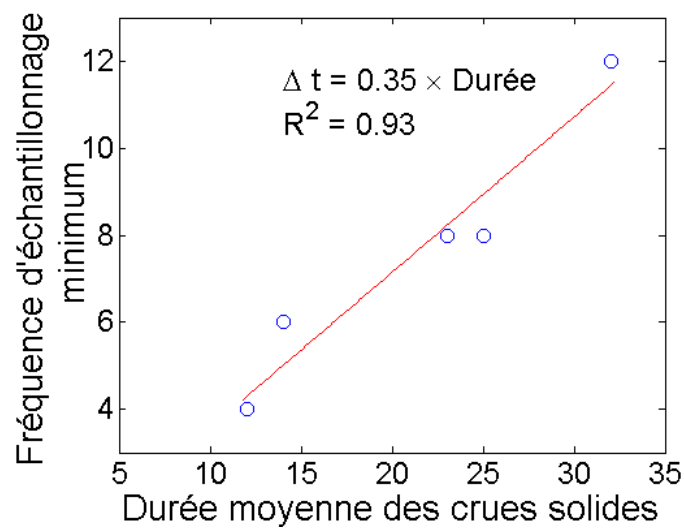


FIGURE 4.14 – Relation entre la durée moyenne des crues solides et la fréquence d'échantillonnage minimum à adopter pour une bonne estimation des flux annuels, d'après les données des bassins de l'Asse, de la Bléone, du Ferrand, de la Romanche et de l'Isère.

E Synthèse sur l'étude de la dynamique du transport en suspension

Ce chapitre a permis de mieux caractériser les régimes de transport solide en suspension des bassins versants alpins étudiés, grâce à des indicateurs statistiques calculés sur les débits, les concentrations et les flux de MES. Même si ces indicateurs ne permettent pas d'analyser les processus à l'échelle de l'évènement, ils sont des outils pertinents afin d'appréhender le régime de transport en suspension du bassin versant. Ils permettent également de replacer les bassins étudiés dans un contexte plus large. Dans le cadre des cours d'eau français, les bassins alpins, méditerranéens ou de haute montagne étudiés présentent en effet des concentrations et des flux particulièrement élevés.

Le caractère épisodique très marqué du transport en suspension a également été mis en évidence et quantifié au travers des courbes bi-fréquences. Celles-ci représentent le temps ou le volume d'eau nécessaire pour faire transiter les flux de sédiments. A l'aide de ces courbes, on constate que 50% des flux sédimentaires transitent avec moins de 6% des volumes d'eau cumulés et en moins de 2% du temps, soit environ 8 jours au cours d'une année hydrologique.

Sur ces bassins versants alpins, une mesure à pas de temps fin, de 12 heures pour l'Isère à moins de 4 heures pour le Ferrand, doit être mise en place afin (i) d'estimer les cumuls annuels de sédiments avec une erreur comprise dans un intervalle $\pm 20\%$ et (ii) d'analyser la variabilité temporelle des flux à l'échelle de l'évènement.

Les indicateurs statistiques permettant de caractériser le régime de transport solide vont se révéler particulièrement utiles dans le chapitre suivant. En effet, les modèles que nous allons proposer doivent être en mesure de simuler des chroniques statistiquement réalistes, c'est à dire en accord avec ces indicateurs.

5

Modélisation statistique des flux de sédiments en suspension

A	DONNÉES UTILISÉES ET CRITÈRES D'ÉVALUATION DES MO-	
	DÈLES STATISTIQUES.	201
A.1	Données disponibles	201
A.1.1	Les données de concentration	201
A.1.2	Les données hydro-météorologiques	202
A.1.3	Les périodes de calage, validation et extension	202
A.2	Critères d'évaluation utilisés	206
B	LES MODÈLES STATISTIQUES SIMPLES.	207
B.1	Modélisation à partir de la relation débit-concentration	207
B.1.1	Relation débit-concentration sur les bassins d'étude	207
B.1.2	Résultats	208
B.2	Modélisation par corrélation multiple	209
B.2.1	Méthode utilisée	209
B.2.2	Résultats	210
C	UN MODÈLE DE TRANSPORT SOLIDE À RÉSERVOIR	212
C.1	Le modèle hydrologique MORDOR	212
C.1.1	Présentation et intérêt de la modélisation hydrologique	212
C.1.2	Calage du modèle	213
C.2	Un modèle de transport solide à réservoir	214
C.2.1	Présentation générale	214
C.2.2	Modèles uniforme et spatialisé	214
C.2.2.1	Modèle de pluie spatialisée utilisé	216
C.2.2.2	Index de sensibilité à l'érosion du sol distribuée	216
C.2.3	Équations du modèle	218
C.2.3.1	Modèle uniforme (MU)	218
C.2.3.2	Modèle spatialisé (MS)	220
C.2.3.3	Implémentation et calage	221
D	RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION DES FLUX JOURNALIERS	223
D.1	Performances des modèles uniforme et spatialisé en calage et validation	223
D.1.1	Résultats	223
D.1.1.1	Reproduction des flux mesurés sur la période de calage	223
D.1.1.2	Vers un calage unique ?	229

D.1.2	Modèle uniforme <i>vs.</i> modèle spatialisé	233
D.2	Reconstitution des séries de flux journaliers à l'aide du modèle à réservoir	235
D.2.1	Variabilité des simulations possibles	235
D.2.2	Propriétés des chroniques simulées	236
D.2.2.1	Respect des indicateurs	236
D.2.2.2	Simulation de la variabilité saisonnière	245
D.2.2.3	Simulation de la variabilité annuelle	247
D.3	Limites de la modélisation	254
D.3.1	Qualité des données d'entrée du modèle	254
D.3.1.1	Données de concentration en MES	254
D.3.1.2	Données de débit	255
D.3.1.3	Données de pluie	255
D.3.2	Erreurs de modélisation	256
D.3.2.1	Erreurs du modèle hydrologique	256
D.3.2.2	Erreurs structurelles du modèle de transport solide en suspension	258
 E SYNTHÈSE SUR LA MODÉLISATION DES FLUX JOURNALIERS		
DE MES		259

L'objectif de cette partie est de présenter et d'améliorer un modèle de transport en suspension capable de reproduire les flux de sédiments au pas de temps journalier et leur variabilité. Celui-ci doit répondre à la demande opérationnelle des gestionnaires d'ouvrages hydrauliques. Il doit donc être en mesure d'une part de décrire les flux mesurés, mais également de reconstituer de longues chroniques non mesurées à partir des données hydro-climatiques disponibles sur des périodes plus longues. Les séries temporelles produites devront donc être « statistiquement réalistes », c'est à dire satisfaire les caractéristiques du transport en suspension et les indicateurs statistiques définis dans le chapitre 4.

Dans ce chapitre, on ne traitera que les cas de l'Asse, de la Bléone, du Ferrand et de la Romanche. En effet, les aménagements hydrauliques compliquent la tâche de modélisation sur l'Isère, car ils perturbent fortement les écoulements. Il est difficile dans ce cas d'obtenir un modèle hydrologique fiable et a fortiori un modèle de transport solide convenable.

Les données utilisées et les critères d'évaluation des modèles sont présentés dans une première partie. Des modèles statistiques simples seront ensuite testés afin de définir la qualité minimum que l'on doit obtenir par une modélisation plus complexe. Nous présenterons ensuite le modèle à réservoir utilisé, puis les résultats obtenus à l'aide de celui-ci.

A Données utilisées et critères d'évaluation des modèles statistiques

Les données définies dans cette partie seront celles utilisées par les différents modèles testés dans ce chapitre. Il paraît important de préciser clairement quelles sont les données qui serviront d'entrées aux modèles et sur quelles périodes, ainsi que les variables que l'on souhaite reproduire. De plus, il est important de définir précisément les outils qui nous permettront d'évaluer et de comparer la qualité des modélisations.

A.1 Données disponibles

A.1.1 Les données de concentration

Les concentrations sont disponibles sur des périodes assez courtes, comprises entre 2 et 4 ans selon les bassins versants. Associées aux débits, elles permettent de calculer les flux journaliers

comme la somme des flux horaires issus des bases de données haute fréquence.

Ces données serviront à caler les paramètres des modèles, afin qu'ils reproduisent au mieux les flux mesurés (période de calage). Une partie de ces données devra néanmoins être conservée hors de la période de calage afin de vérifier l'adéquation du modèle calé avec les données mesurées (période de validation).

A.1.2 Les données hydro-météorologiques

Ce sont les données de débit moyen journalier, les cumuls de pluie journalière et les températures journalières moyennes, disponibles sur des périodes plus longues : de 1976 à 2005 sur l'Asse et la Bléone et de 1961 à 2005 sur le Ferrand et la Romanche. Elles serviront d'entrées aux modèles, à la fois sur les périodes de calage et de validation, mais elles seront également utilisées pour simuler des flux de sédiments sur des périodes où les concentrations ne sont pas disponibles (extension de données).

Les précipitations sont mesurées par le réseau de pluviomètres sous forme d'une lame d'eau précipitée totale, sous forme liquide et/ou solide. Seule la pluie liquide présente un intérêt ici. Le pouvoir érosif de la neige peut en effet être considéré comme nul. La méthode de conversion des précipitations totales en pluie liquide à partir des données de température est présentée en annexe B.

A.1.3 Les périodes de calage, validation et extension

Les périodes de calage, validation et extension du modèle sont résumées dans le tableau 5.1. Les chroniques de concentration en sédiment sont en général assez courtes. Les périodes de calage sont donc réduites, ce qui rend l'exercice assez périlleux. Lorsque le nombre de paramètres est important, il est nécessaire de disposer de chroniques de calage suffisamment longues afin de déterminer les paramètres du modèle réellement représentatifs du comportement du bassin versant. Dans le cas contraire, les paramètres sont en effet ajustés de manière à simuler au mieux les flux sur la période de calage, mais ils peuvent ne pas être représentatifs du comportement réel à plus long terme du bassin versant et donc générer des flux de sédiments erronés sur les périodes de validation et d'extension.

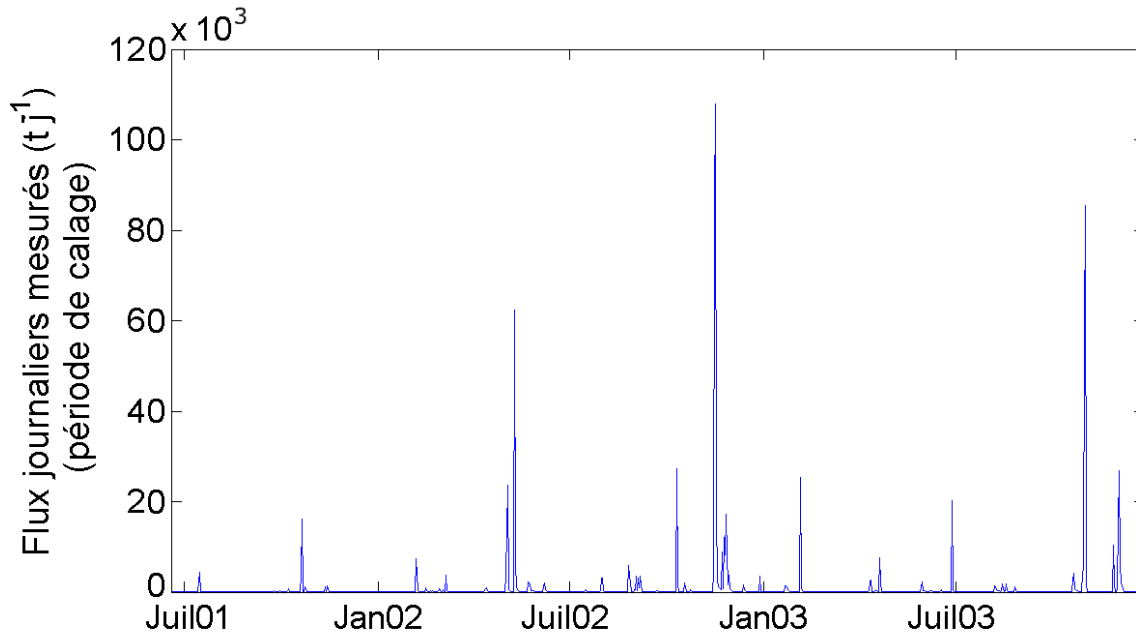
Les périodes de validation ont ainsi été abandonnées sur l'Asse et la Romanche et réduites à une année sur le Ferrand et la Bléone, afin de conserver au minimum deux ans de données

de calage (figures 5.1 et 5.2). Ceci augmente fortement l'incertitude sur la validité des calages obtenus pour les bassins de l'Asse et de la Romanche et donc sur les chroniques reconstituées sur la période d'extension.

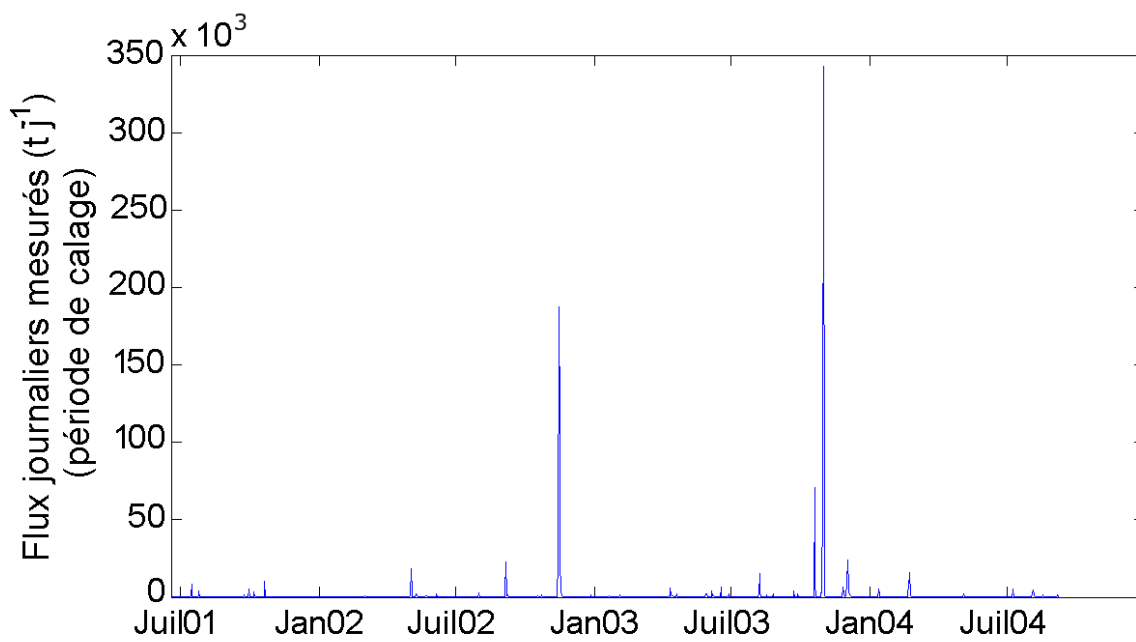
TABLEAU 5.1 – Disponibilité des données de concentration et répartition des données de calage, validation et extension en vue de la paramétrisation des modèles.

Bassin versant	Calage		Validation		Extension	
	Début	Fin	Début	Fin	Début	Fin
Asse	19/06/2001	31/12/2003	-	-	01/01/1976	18/06/2001
Bléone	19/06/2001	31/12/2004	01/01/2005	31/12/2005	01/01/1976	18/06/2001
Ferrand	27/04/2002	31/12/2003	01/01/2004	12/10/2004	01/09/1961	26/04/2002
Romanche	04/04/2002	31/12/2003	-	-	01/09/1961	03/04/2002

Remarque : sur le bassin du Ferrand, l'évènement du 4 août 2003 a été retiré de la période de calage (figure 5.2a). En effet, au cours de cette journée 12 000 tonnes de sédiments ont transités sur le bassin versant en moins de six heures, au cours d'un évènement très bref et intense (*cf.* paragraphe B.1.3.1 du chapitre 3). Malgré une pointe de débit à plus de $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, le débit moyen journalier n'est que de $7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et le cumul de pluie inférieur à 5 mm pour cette journée du 4 août 2003. Aucune trace d'un tel évènement n'apparaît donc dans les données d'entrées des modèles et il semble hasardeux de vouloir reproduire ce type de crue solide.

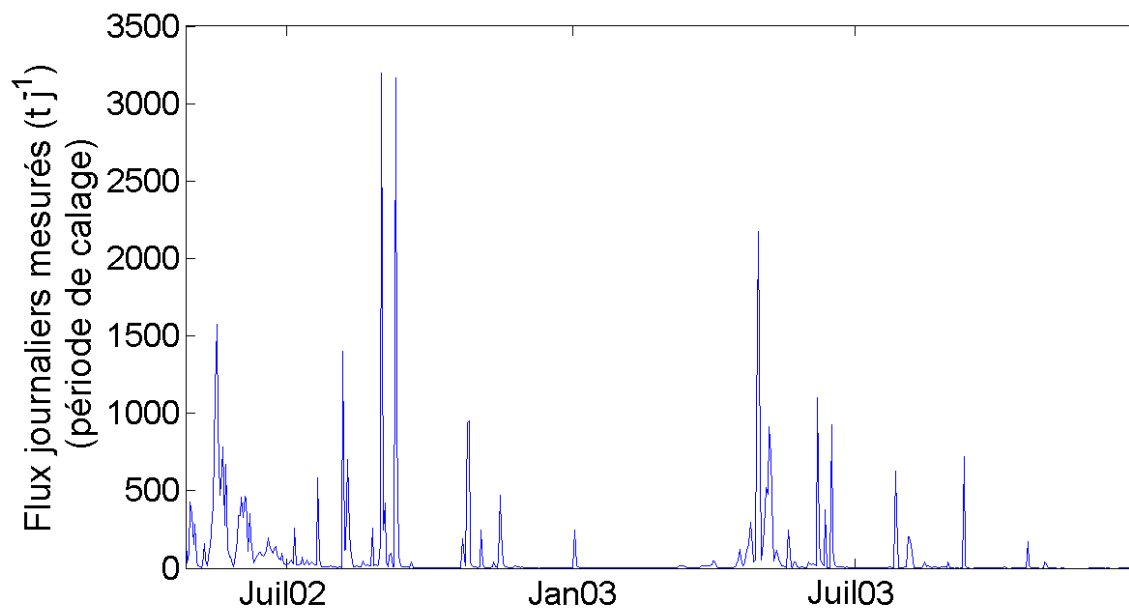


(a)

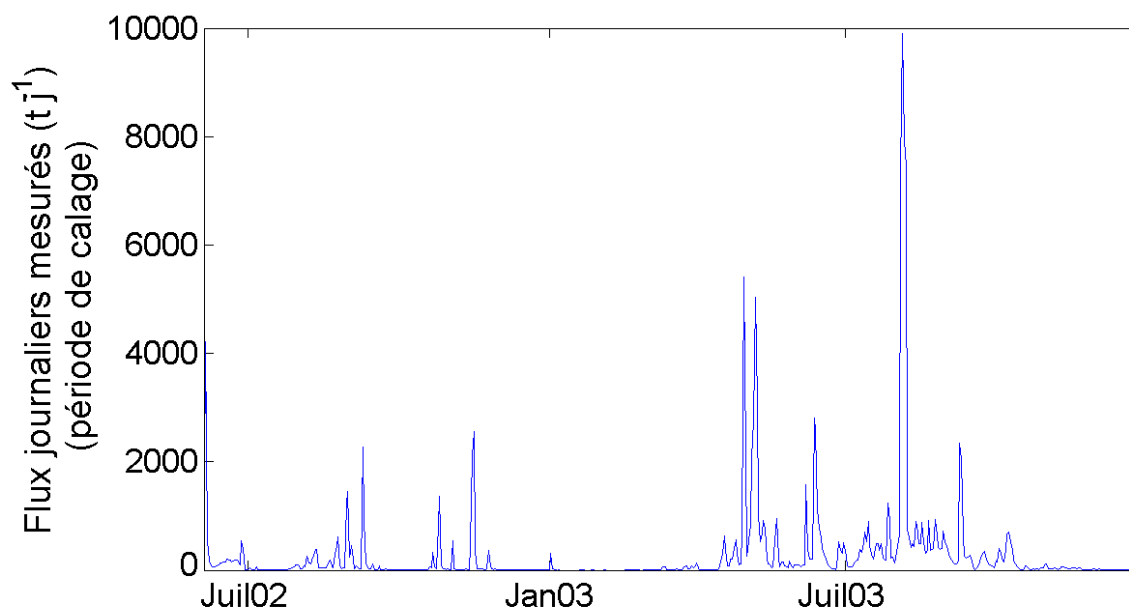


(b)

FIGURE 5.1 – Flux journaliers sur la période de calage pour les bassins de l'Asse (a) et de la Bléone (b).



(a)



(b)

FIGURE 5.2 – Flux journaliers sur la période de calage pour les bassins du Ferrand (a) et de la Romanche (b).

A.2 Critères d'évaluation utilisés

Il est nécessaire de définir des critères d'évaluation, qui permettent de traduire la qualité du modèle obtenu. Ces critères sont calculés à partir des données de flux journaliers mesurés F_{mes} et modélisés F_{mod} . Parmi les critères existants, on pourra retenir :

a) **L'Écart Arithmétique Moyen EAM** . Ce pourcentage prend en compte les écarts entre flux modélisés et flux mesurés. Un modèle représentant parfaitement les données mesurées présentera un EAM égal à 0. $EAM \in [0; +\infty[$.

$$EAM = 100 \cdot \frac{\sum_{i=1}^{nmes} |F_{mes}(i) - F_{mod}(i)|}{\sum_{i=1}^{nmes} F_{mes}(i)} \quad (5.1)$$

b) **Le critère de Nash NS** . Il permet d'évaluer l'amélioration apportée par le modèle utilisé par rapport à un modèle de référence, en générale l'estimateur de la moyenne. Si $NS = 1$, le modèle représente parfaitement les données. Lorsque $NS < 0$, le modèle testé est un moins bon estimateur des données mesurées que leur moyenne. $NS \in]-\infty; 1]$.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{nmes} (F_{mes}(i) - F_{mod}(i))^2}{\sum_{i=1}^{nmes} (F_{mes}(i) - \overline{F_{mes}})^2} \quad (5.2)$$

Remarque : les écarts entre flux modélisés et réels sont pris en compte au carré. Le critère de Nash peut alors donner une importance trop grande aux flux les plus importants. Pour diminuer cet effet, on peut calculer le critère de Nash sur la racine des flux (NSR).

c) **Le coefficient de corrélation R^2** . Il traduit la qualité de la relation linéaire entre flux modélisés F_{mod} et mesurés F_{mes} . $R^2 \in [0; 1]$.

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^{nmes} (F_{mod}(i) - \overline{F_{mod}})(F_{mes}(i) - \overline{F_{mes}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{nmes} (F_{mod}(i) - \overline{F_{mod}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{nmes} (F_{mes}(i) - \overline{F_{mes}})^2}} \right)^2 \quad (5.3)$$

B Les modèles statistiques simples

Ces modèles sont issus de corrélations simple ou multiple (*cf.* paragraphe C du chapitre 1). Ils permettent d'établir des valeurs de référence des critères d'évaluation. Les modèles que l'on développera par la suite devront améliorer ces modèles simples en présentant de meilleurs critères d'évaluation. Dans le cas contraire, un modèle plus complexe serait inutile.

B.1 Modélisation à partir de la relation débit-concentration

B.1.1 Relation débit-concentration sur les bassins d'étude

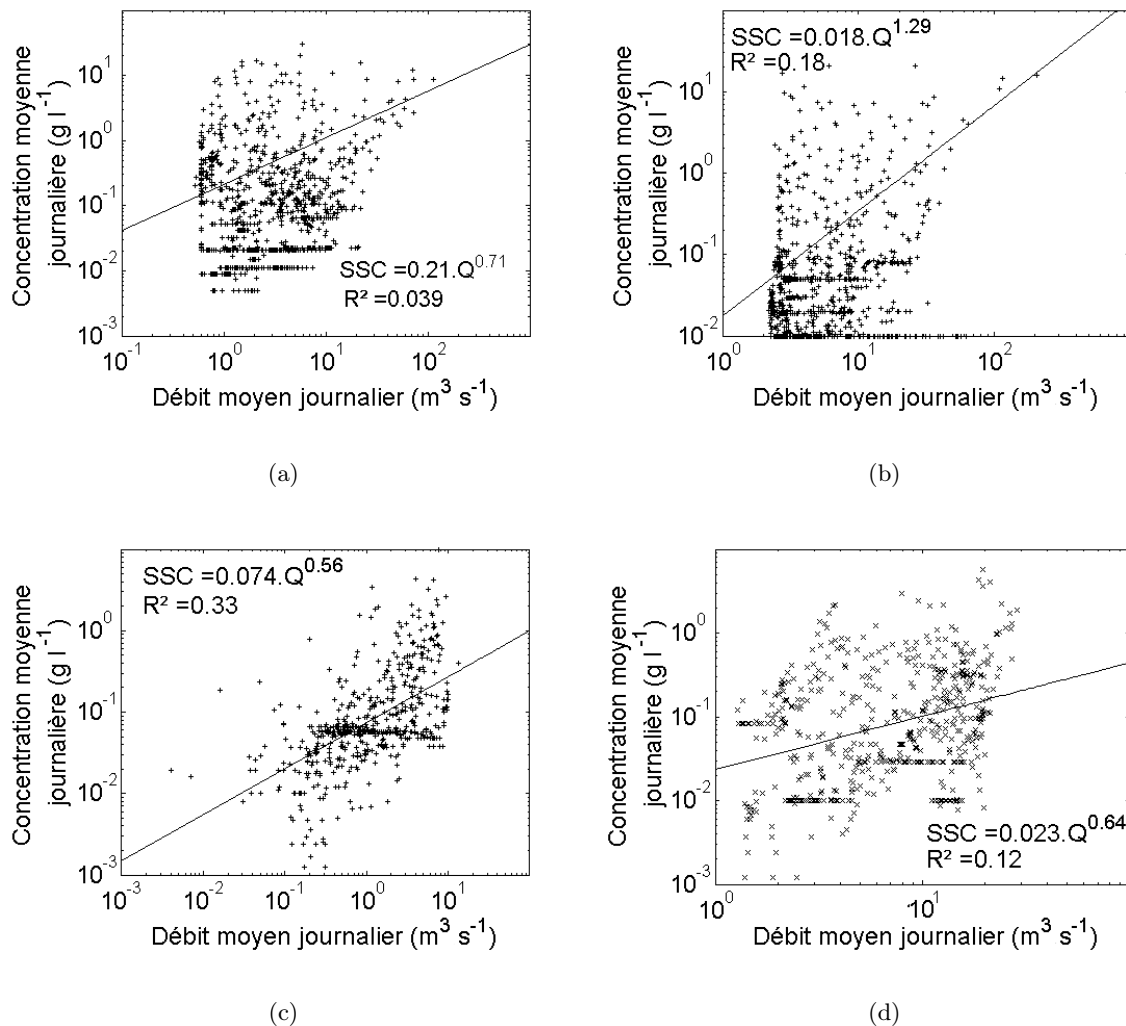


FIGURE 5.3 – Relation entre débits et concentrations moyens journaliers sur les bassins de l'Asse (a), de la Bléone (b), du Ferrand (c) et de la Romanche (d).

La grande diversité des phénomènes hydro-météorologiques qui génèrent du transport solide en suspension sur les bassins versants alpins d'étude (*cf.* paragraphe 3) rend la relation entre les débits moyens journaliers et les concentrations moyennes journalières très variable. Lorsque l'on établit une relation de la forme $C_s = a \cdot Q^b$ à l'aide des données de calage, on obtient une relation de mauvaise qualité sur chacun des bassins d'étude (figure 5.3). A débit équivalent, la réponse en MES peut varier sur plusieurs ordres de grandeur en fonction de la nature de l'évènement.

La diversité des évènements produisant du transport solide et la notion de stock permettent d'expliquer cette mauvaise corrélation entre débit et concentration. Les relations d'hystérésis observées à l'échelle de l'évènement sont également une source importante de dispersion de cette relation (*cf.* paragraphe B du chapitre 3).

Ce modèle est le plus simple que l'on peut concevoir. Seules les données de débits du cours d'eau sont nécessaires. Les concentrations sont estimées à l'aide de la relation $C_{s_{mod}} = a \cdot Q^b$. On calcule alors le flux F_{mod} par :

$$F_{mod} = 3.6 \cdot 24 \cdot Q_{obs} \cdot C_{s_{mod}} \quad (5.4)$$

B.1.2 Résultats

Dans le cas des bassins versants d'étude, la mauvaise qualité de la relation débit-concentration rend aberrante l'application de ce type de modèle. Les flux modélisés sur le Ferrand et la Romanche sont irréalistes et inutilisables : les critères d'évaluation sont en effet tous mauvais (tableau 5.2). Sur l'Asse et la Bléone, la qualité des flux modélisés est cependant meilleure. Si l'on ne dispose que de données de débit et de données ponctuelles de concentration sur ce type de bassin versant, ce modèle peut être envisagé afin de compléter des séries incomplètes, ou d'amé-

TABLEAU 5.2 – Critères d'évaluation calculés sur la période de calage pour un modèle où le calcul des flux est réalisé à partir de la relation $C_s = a \cdot Q^b$, calée sur les données observées pour les bassins de l'Asse, la Bléone, le Ferrand et la Romanche.

Bassin versant	EAM	Nash	R ²
Asse	87%	0.55	0.68
Bléone	82%	0.85	0.87
Ferrand	90%	0.09	0.17
Romanche	88%	0.04	0.21

liorer l'estimation des flux annuels dans le cas de suivis discrets (méthodes décrites en annexe C, d'après Phillips *et al.* 1999).

B.2 Modélisation par corrélation multiple

B.2.1 Méthode utilisée

Lorsque l'on dispose de données supplémentaires comme la pluie et la température par exemple, l'estimation des flux peut être améliorée au travers d'une corrélation multiple. Le flux modélisé prend alors la forme :

$$F_{mod} = \sum_{i=1}^n a_i X_i + b \quad (5.5)$$

où F_{mod} est le flux journalier modélisé,

les X_i sont les n variables explicatives du modèle,

a_i sont les coefficients de corrélation multiple et b est la constante du modèle. Ces paramètres sont calés sur un critère des moindres carrés calculé sur les flux mesurés et modélisés.

Dans le cas présent, les variables explicatives utilisées sont : le débit moyen journalier et son carré (Q_{moy} et Q_{moy}^2), le cumul de pluie liquide journalier, celui de la veille et leur carré respectif (Pl_j , Pl_{j-1} , Pl_j^2 et Pl_{j-1}^2), ainsi que la température moyenne du jour (T).

Les carrés des variables sont introduits afin de prendre en compte les non linéarités des relations entre les flux de sédiments et les débits ou les pluies. La pluie au jour $j - 1$ est utilisée afin de prendre en compte les temps de transfert sur le bassin versant. Les sédiments produits sur le bassin versant lors d'une pluie peuvent en effet n'arriver à l'exutoire que le lendemain.

Toutes les variables explicatives ne sont cependant pas forcément nécessaires. La forte corrélation entre deux variables explicatives peut rendre l'une d'elles inutile, voire pénalisante dans le modèle. L'algorithme de sélection ascendante pas à pas permet d'éviter d'introduire ce type de variable :

- étape 1 : la variable explicative la mieux corrélée avec la variable à expliquer est introduite.
- étape 2 : parmi les variables restantes, on cherche la plus utile, c'est à dire celle qui a le plus grand coefficient de corrélation partielle avec la variable à expliquer, compte tenu des variables explicatives déjà retenues. On teste alors sa *p-value*, qui permet de déterminer si la

différence observée entre le modèle avec ou sans cette nouvelle variable est statistiquement significative, c'est-à-dire avec une faible chance d'être due au hasard. Le plus souvent, le seuil en dessous duquel cette différence est significative est fixé à 0.05. On a alors moins d'une chance sur vingt que la différence observée soit due au hasard. Il faut également vérifier que l'introduction de cette variable ne rend pas inutile une autre variable précédemment introduite.

- on recommence ensuite l'étape 2 jusqu'à épuisement des variables explicatives.

B.2.2 Résultats

Le tableau 5.3 présente les coefficients a_i calés pour les bassins méditerranéens et de haute montagne.

Le débit moyen et la pluie du jour au carré sont introduits dans le modèle pour tous les bassins versants. Le cumul de pluie de la veille (ou son carré) est lui aussi introduit, de manière à prendre en compte l'état du bassin la veille.

En revanche, la température n'est utilisée que pour décrire les flux sur le bassin de la Manche. C'est en effet le bassin où la fusion nivale et glaciaire est la plus significative dans les apports de sédiments à l'exutoire.

TABLEAU 5.3 – Coefficients de corrélation multiple, obtenus sur la période de calage, pour les bassins de l'Asse, de la Bléone, du Ferrand et de la Manche.

BV	Q_{moy}	Q_{moy}^2	PII_{j-1}	PII_{j-1}^2	PII_j	PII_j^2	T	b
Asse	-96.89	8.15	<i>ni</i>	7.94	8.52	-83.49	<i>ni</i>	148.52
Bléone	-74.22	4.27	-239.19	21.10	<i>ni</i>	5.55	<i>ni</i>	174.21
Ferrand	53.54	<i>ni</i>	23.49	<i>ni</i>	<i>ni</i>	1.83	<i>ni</i>	-62.09
Romanche	-121.56	6.76	<i>ni</i>	4.41	<i>ni</i>	4.28	17.93	263.02
<i>ni</i> : variable non introduite dans le modèle								

Pour tous les bassins versants, ce modèle présente de meilleurs résultats qu'une corrélation simple débit-concentration (tableaux 5.2 et 5.4). Seul le critère *EAM* est légèrement moins bon sur les bassins de haute montagne. La qualité de ces modèles reste cependant assez modeste et doit être améliorée.

Sur les bassins méditerranéens, ce modèle présente néanmoins des résultats déjà intéressants

en calage (tableau 5.4). Cependant, les critères chutent de manière importante lorsque l'on utilise le modèle en validation sur la Bléone. Sur ce bassin versant, deux crues importantes ont été observées sur la période de calage (figure 5.1a). Le modèle de corrélation multiple est calé afin de bien estimer les flux au cours de ces deux journées de fort transport, ce qui permet d'obtenir des résultats probants sur la période de calage. Cependant, ce modèle n'est pas du tout robuste et les flux simulés en dehors de la période de calage sont très éloignés de la réalité.

Le Ferrand présente les résultats les moins bons. Ce type de modèle n'est pas du tout en mesure de représenter les flux journaliers, que ce soit en calage ou en validation.

TABLEAU 5.4 – Critères d'évaluation pour un modèle de type corrélation multiple, calculés sur les données observées des périodes de calage et de validation pour les bassins de l'Asse, de la Bléone, du Ferrand et de la Romanche.

Bassin versant	Calage			Validation		
	EAM	Nash	R²	EAM	Nash	R²
Asse	56%	0.87	0.86	-	-	-
Bléone	54%	0.95	0.95	94%	0.12	0.15
Ferrand	113%	0.36	0.39	110%	0.36	0.37
Romanche	91%	0.53	0.57	-	-	-

Au travers de ces deux exemples de modèles statistiques simples, on entrevoit la difficulté de modéliser les flux de MES sur ces bassins versants. Les processus mis en jeu sont nombreux et complexes. Une relation statistique simple entre les flux et les variables hydro-climatiques n'est pas en mesure de retranscrire la variabilité des flux sur les périodes de calage et de validation.

L'incapacité de ces modèles à reproduire les flux conduit à développer des modèles plus complexes. Le modèle présenté par la suite est un modèle conceptuel à réservoir, développé afin d'améliorer la modélisation des flux de MES à l'échelle du bassin versant. Il s'appuie le modèle hydrologique MORDOR, développé par EDF.

C Un modèle de transport solide à réservoir

C.1 Le modèle hydrologique MORDOR

C.1.1 Présentation et intérêt de la modélisation hydrologique

Le modèle MORDOR est un modèle hydrologique permettant de reproduire les débits d'un cours d'eau à partir des données hydro-météorologiques de précipitations et de températures. Il a été développé au sein du service *Ressources en Eau* d'EDF DTG Grenoble (Garçon 1996). C'est un modèle statistique à cinq réservoirs (figure 5.4). Le modèle raisonne en terme de lames d'eau, que l'on peut convertir aisément en volume en les multipliant par la surface du bassin. Il fonctionne au pas de temps journalier.

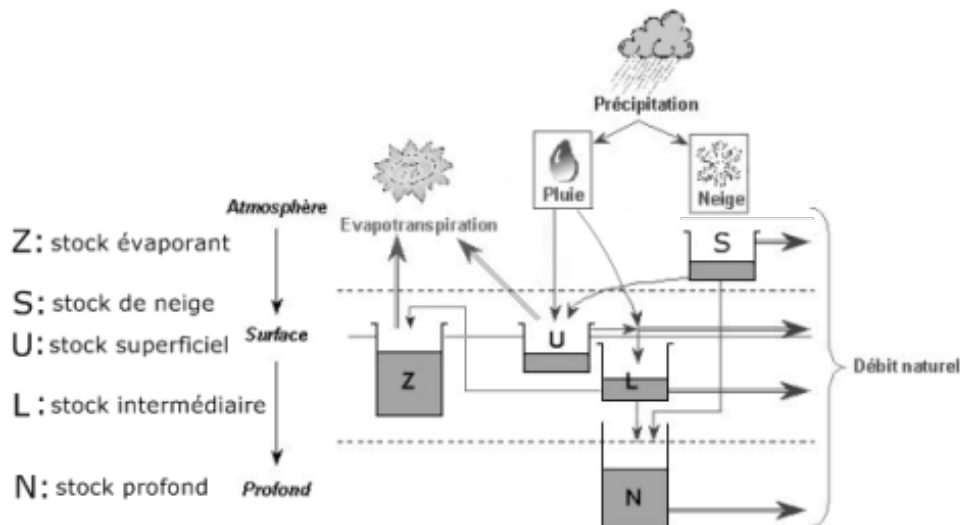


FIGURE 5.4 – Schéma conceptuel du modèle hydrologique MORDOR (d'après Paquet et Garçon 2000).

Les différents réservoirs de surface, intermédiaire, profond, de neige et évaporant interagissent les uns avec les autres (figure 5.4). Ces échanges traduisent les principaux processus hydrologiques observables sur un bassin versant, tels que le ruissellement, le stockage ou la fonte des neiges, l'infiltration ou l'évapotranspiration. Les équations de ces transferts sont contrôlées par une trentaine de paramètres. Certains dépendent de la physique du bassin versant et d'autres doivent être calés. Une description plus précise des échanges entre les réservoirs et de la signification des paramètres du modèle est présentée en annexe D. La mise en équation du modèle est présentée

en détail par Paquet et Garçon (2000) dans une notice méthodologique. Ce modèle est utilisé en opérationnel par EDF, que ce soit en prévision ou pour reconstituer des chroniques de débit.

L'intérêt de ce modèle est de fournir un débit en composantes : le débit à l'exutoire est la somme d'un ruissellement de surface et de sub-surface, de fonte et d'un écoulement de nappe. Nous utiliserons cette propriété par la suite, dans la mesure où les composantes de ruissellement de surface $vs - al$ et de fonte $dtr2$ jouent un rôle important dans la dynamique des flux de MES sur le bassin versant.

C.1.2 Calage du modèle

L'optimisation des paramètres du modèle MORDOR peut être réalisée manuellement ou automatiquement, par un calage basé sur des algorithmes génétiques. Ces méthodes d'optimisation recherchent un vecteur optimal de paramètres. Elles s'appuient sur une analogie avec la théorie évolutionniste de Darwin en se basant sur des principes de sélections naturelles et génétiques. Les différentes étapes d'un algorithme génétique sont (Wang 1997) :

- **la création d'une population initiale** : c'est un ensemble d'individus (les vecteurs de paramètres) constitués de gènes (les paramètres). Elle peut être générée aléatoirement lors du premier calage ou issue d'un calage précédent.
- **des croisements et des mutations** : à chaque itération, des gènes sont choisis aléatoirement parmi les individus parents, pour être transmis à la génération suivante (croisements). Afin d'introduire de nouveaux gènes dans chaque génération, des gènes sont modifiés aléatoirement (mutations).
- **une sélection** : on associe ensuite à chaque individu une valeur, telle qu'un critère de calage à minimiser ou maximiser. On sélectionne les meilleurs individus au sens du critère de calage, qui constitueront la génération suivante.

L'optimisation par algorithmes génétiques nécessite de définir les fonctions de croisement, mutation et sélection. Ces méthodes de calage ont été largement utilisées en hydrologie (Wang 1997; Mathevet 2005) en tant que méthode de recherche globale d'un optimum. Elles présentent en effet l'avantage d'être peu sensibles au point initial de recherche et de s'affranchir en partie des problèmes d'optimums locaux. Ce type de méthode d'optimisation est donc bien adapté aux modèles dont le nombre de paramètres est important.

L'algorithme de calage du modèle MORDOR se révèle tout à fait efficace pour caler les 27 paramètres de ce modèle hydrologique (Paquet et Garçon 2000; Mathevet 2005).

C.2 Un modèle de transport solide à réservoir

C.2.1 Présentation générale

Le modèle de transport de MES présenté ici est un modèle statistique à réservoir (figure 5.5). Son fonctionnement général est le suivant :

- Les sédiments sont détachés par deux processus principaux : (i) la pluie liquide et (ii) le ruissellement de surface ou de fonte. L'érosion liée à ces deux phénomènes est calculée par une fonction de production.
- Une partie des sédiments produits alimente un réservoir conceptuel. Ce réservoir peut être vu comme un stock, qui permet de prendre en compte les phénomènes de dépôt/reprise sur le bassin et dans le lit de la rivière. L'autre partie est acheminée directement vers l'exutoire.
- Une partie du stock est reprise, en fonction du débit et de l'état du stock.
- Une fonction de transfert permet de répartir entre le jour j et le jour $j + 1$ le flux ainsi produit, calculé comme la somme des productions par la pluie et par le ruissellement et de la reprise dans le stock.

La pluie et le ruissellement de surface ou de fonte sont en effet les deux processus principaux de production sédimentaire à l'échelle du bassin versant (*cf.* paragraphe B.1 du chapitre 1 et paragraphe B du chapitre 3).

La notion de stock est également primordiale dans la modélisation du transport sédimentaire. Tous les modèles récemment développés l'utilisent (*cf.* paragraphe C du chapitre 1) et les observations tendent à confirmer cette nécessité. Les phénomènes de dépôt/reprise tant à l'échelle de l'évènement qu'entre les évènements justifient en effet pleinement l'introduction de ce réservoir dans la modélisation.

C.2.2 Modèles uniforme et spatialisé

Deux modèles sont présentés ici. Un modèle uniforme a été développé par EDF (Poirel et Bessy 2004). Les pluies, le ruissellement et la fonte sont des lames d'eau moyennes uniformes sur

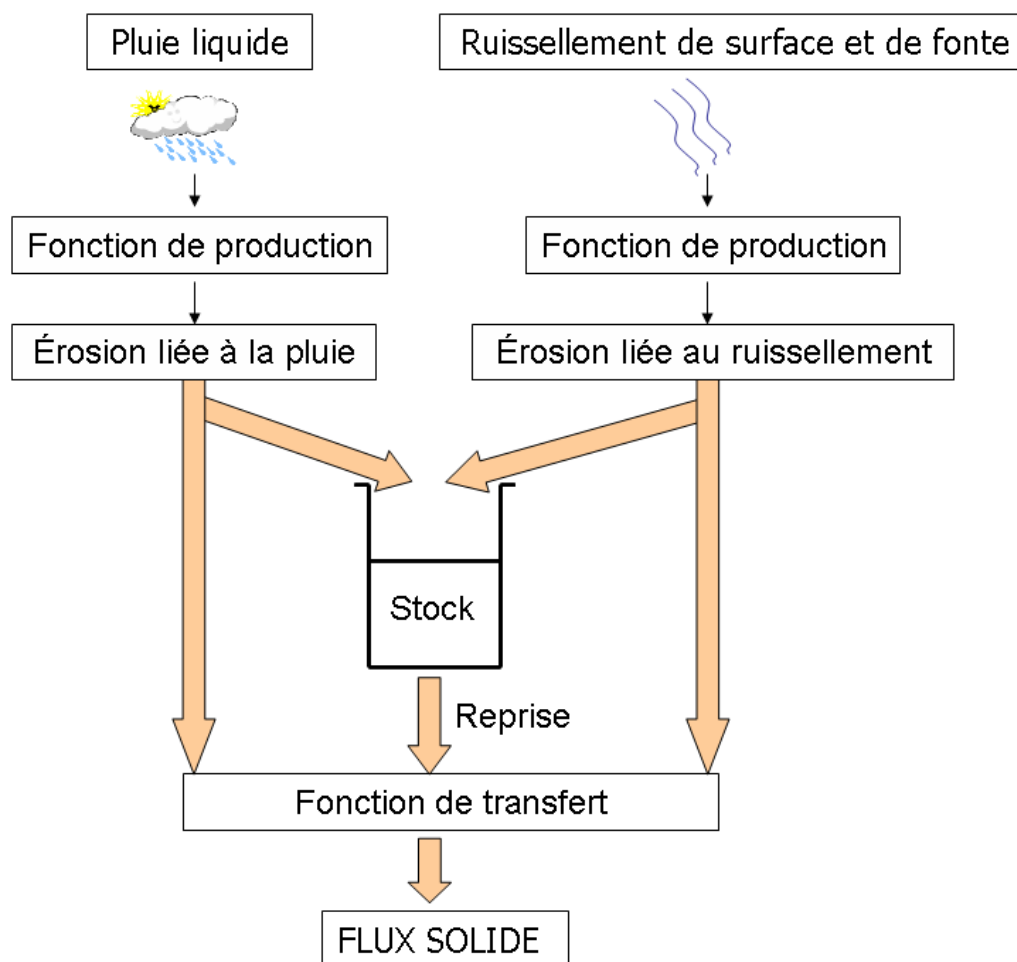


FIGURE 5.5 – Schéma du modèle de transport sédimentaire à réservoir (Poirel et Bessy 2004).

le bassin versant. Une deuxième version de ce modèle, spatialisée cette fois, a été développée et testée dans ce travail.

Au travers de ce modèle spatialisé, on essaiera de prendre en compte la variabilité spatiale de la production de sédiments par la pluie. Des champs de pluie spatialisés seront appliqués sur un bassin versant, lui aussi distribué du point de vue de son altitude et de sa sensibilité à l'érosion. Une telle formulation devrait ainsi pouvoir représenter la variabilité spatiale de la production de sédiments sur le bassin versant en fonction de la distribution spatiale des champs de pluie.

C.2.2.1 Modèle de pluie spatialisée utilisé

Les champs de pluie utilisés ici sont issus du travail de Frédéric Gottardi, en thèse à EDF DTG Grenoble de 2005 à 2008 (Gottardi *et al.* 2007; Gottardi 2009). Une partie de son travail a en effet consisté à générer des champs de pluie journaliers spatialisés en zones montagneuses (Pyrénées, Massif Central et Alpes), avec une résolution de $1\text{km}\times 1\text{km}$. Cette méthode s'appuie sur une large base de données de cumuls de pluie mesurés entre 1950 et 2005 par des pluviomètres des réseaux EDF, Météo France et d'organismes espagnol, suisse et italien.

L'estimation des précipitations en zone montagneuse se révèle en général complexe. Le relief joue un rôle important dans le soulèvement des masses d'air et les cumuls observés en altitude peuvent différer fortement des valeurs mesurées, en général dans les vallées. La méthode de spatialisation développée prend en compte les phénomènes orographiques, ainsi que le type de circulation atmosphérique de la journée, afin de mieux représenter les champs de pluie. Une classification en types de temps est introduite. Pour chaque pixel, l'effet orographique est modélisé par une relation linéaire, dont les coefficients dépendent du type de temps considéré.

C.2.2.2 Index de sensibilité à l'érosion du sol distribuée

Les zones érodables sur le bassin versant ne sont pas forcément distribuées uniformément sur celui-ci. Ainsi, sur les bassins méditerranéens étudiés par exemple, les terres noires constituent des zones d'érosion privilégiées (Antoine *et al.* 1995; Descroix et Olivry 2002). C'est le cas notamment du bassin versant de Draix, un sous bassin de la Bléone de 1 km^2 . Malgré une surface mille fois plus petite que de celle de la Bléone, les flux sédimentaires y sont importants, proches de $10\,000\text{ t km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ (Mathys *et al.* 2003; Mathys 2002). Les apports de ce sous bassin modeste pourraient ainsi atteindre près du centième des flux de la Bléone.

De même, les deux rives de la Romanche présentent des caractéristiques assez différentes, notamment en terme de géologie (figure 2.9). La rive droite, essentiellement composée de marnes et de flyschs, paraît plus sensible à l'érosion que sa rive gauche. En effet, les roches métamorphiques et cristallines du massif des Écrins présentent une importante résistance à l'érosion.

La géologie, la couverture au sol, la pente et la densité de drainage sont des données couramment utilisées pour estimer la sensibilité à l'érosion des terrains (Kirkby *et al.* 2004). Nous avons ainsi construit un indice d'érodabilité des sols en croisant les différentes couches correspondant

à ces quatre informations au moyen d'un logiciel de Système d'Information Géographique (*cf.* annexe F).

La couche relative à la géologie provient des cartes au 1/50 000 du BRGM, tandis que la couverture des sols est issue de la base de données Corine Land Cover 2000 avec une échelle au 1/100 000, dérivée d'images satellitaires. Les données de pente et de densité de drainage sont dérivées respectivement du Modèle Numérique de Terrain (MNT) du bassin versant avec une résolution de 50 m et de la base de données Carthage, qui regroupe sous forme de couche SIG les cours d'eau français d'une longueur d'au moins 20 m. La densité de drainage se définit comme le rapport de la longueur des cours d'eau sur la surface de la zone considérée.

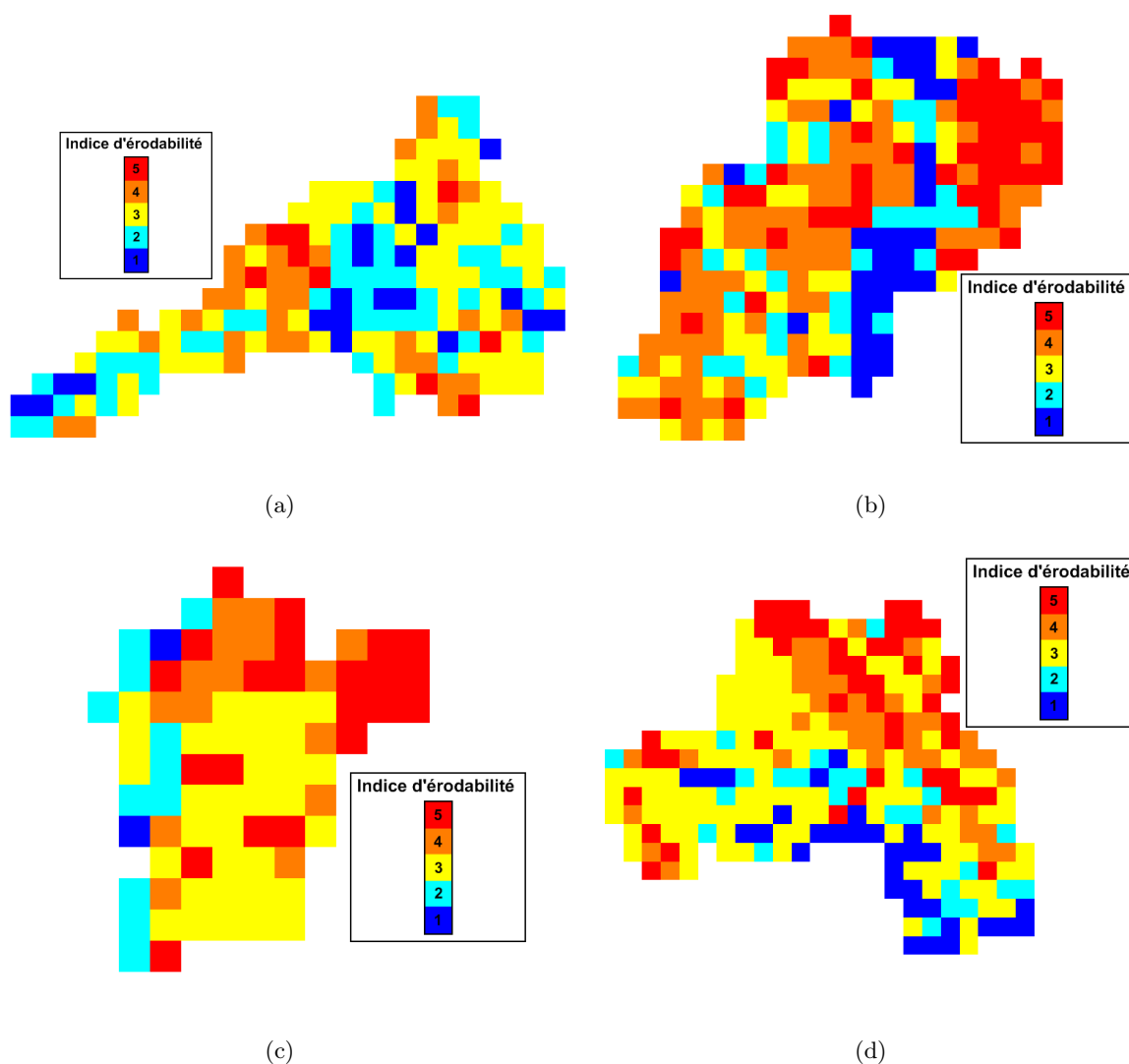


FIGURE 5.6 – Indice de sensibilité à l'érosion pour les bassins de l'Asse (a), de la Bléone (b), du Ferrand (c) et de la Romanche (d). Ces résultats sont obtenus par croisement des couches SIG de géologie, couverture des sols, pente et densité de drainage. Un pixel représente $2\text{km}\times 2\text{km}$ sur les bassins de l'Asse et de la Bléone et $1\text{km}\times 1\text{km}$ sur le Ferrand et la Romanche.

Chaque couche est discrétisée en pixels de $1\text{km} \times 1\text{km}$ sur les bassins du Ferrand et de la Romanche et de $2\text{km} \times 2\text{km}$ sur l'Asse et la Bléone. Sur ces derniers, une résolution de $1\text{km} \times 1\text{km}$ rendait les calculs du modèle beaucoup trop longs.

On attribue ensuite à chaque pixel de chaque couche d'information un indice de 1 à 5. Un indice faible correspond à une géologie résistante, une forte couverture, des pentes faibles ou peu de cours d'eau, tandis qu'un indice élevé correspond à une géologie favorable à l'érosion, une faible couverture des sols, des fortes pentes ou une densité de drainage élevée. Ces couches sont ensuite croisées en réalisant une moyenne pondérée des différents indices. Les poids de la géologie et de la couverture du sol ont été augmentés dans le calcul de l'indice global. On définit ainsi un indice de sensibilité à l'érosion, compris entre 1 et 5 (figure 5.6).

L'indice ainsi établi doit être manipulé avec précautions : un pixel dont l'indice est de 5 ne peut en aucun cas être considéré comme « 5 fois plus érodable » qu'un pixel d'indice d'érosivité 1. Cette érodabilité sera paramétrée dans le modèle afin de refléter de manière absolue la sensibilité des pixels à l'érosion.

C.2.3 Équations du modèle

Dans la suite, les équations référencées (v1) sont relatives au modèle uniforme et celles référencées (v2) au modèle spatialisé.

C.2.3.1 Modèle uniforme (MU)

Les entrées de ce modèle sont :

- (i) une lame d'eau journalière moyenne de pluie sur le bassin versant, calculée à partir des champs de pluie fournis par le travail de Frédéric Gottardi (*cf.* paragraphe C.2.2.1),
- (ii) un débit moyen journalier mesuré,
- (iii) une lame d'eau de ruissellement de surface $vs - al$, fournie par le modèle hydrologique,
- (iv) une lame d'eau de fusion nivale $dtr2$, fournie par le modèle hydrologique,
- (v) le pourcentage de surface enneigée du bassin versant $fnts$, fournie par le modèle hydrologique.

Les processus d'érosion et de transport sont modélisés à l'aide de 15 paramètres à caler mp_i et de deux paramètres relatifs à la fonction de transfert sur le bassin versant, notés ft_i .

a) La production de sédiments par la pluie

La fonction de production par la pluie est définie par :

$$Erp = mp_1 \cdot (1 - fnts) \cdot [Plu]^{mp_2} \quad (v1.1)$$

b) La production de sédiments par ruissellement

La fonction de production par le ruissellement de surface et/ou de fonte s'écrit :

$$Rui = (1 - fnts)(mp_3 \cdot [vs - al]^{mp_4} + mp_5 \cdot [dtr2]^{mp_6}) \quad (v1.2)$$

Dans ces deux équations, les fonctions de production prennent la forme αX^β et sont pondérées par $(1 - fnts)$, qui représente la surface du bassin exposée aux processus érosifs car non protégée par la couverture neigeuse.

c) Le stock de sédiments

A chaque pas de temps, on incrémente le stock de sédiments St , initialement fixé à $St_0 = mp_{15}$ qui est un paramètre à caler. Une fraction constante des sédiments produits par la pluie et le ruissellement est déposée dans le stock, tandis que l'on retranche le volume de sédiments repris la veille, Rep_{-1} .

$$St = \max(0, St_{-1} + mp_7 \cdot Erp + mp_8 \cdot Rui - Rep_{-1}) \quad (v1.3 \text{ et } v2.3)$$

d) La reprise dans le stock

La fonction de reprise dans le stock est une fonction du débit et du rapport stock/stock de référence, où le stock de référence est un paramètre à caler. Ce phénomène de reprise ne sera observé qu'au delà d'un seuil sur le débit mesuré, mp_9 à caler. Cette reprise est limitée par le volume disponible dans le stock :

$$Rep = \min(St_{-1}, Rep_0) \quad (v1.4 \text{ et } v2.4)$$

avec :

$$Rep_0 = \begin{cases} mp_{10} \cdot \left[\frac{St}{mp_{12}} \right]^{mp_{11}} \cdot Q_{obs}^{mp_{13}} + mp_{14} \cdot Rep_{-1} & \text{si } Q_{obs} > mp_9 \\ mp_{14} \cdot Rep_{-1} & \text{si } Q_{obs} < mp_9 \end{cases} \quad (v1.5 \text{ et } v2.5)$$

d) Le calcul des flux

Le flux de sédiments est ensuite calculé comme la somme des flux produits par l'érosion de la pluie et du ruissellement non déposés dans le stock et de la reprise dans ce stock. Une fraction ft_2 du flux provient de l'érosion de la pluie et du ruissellement sur le versant au jour j et une fraction ft_1 de l'érosion du jour $j - 1$. Ceci impose la relation $ft_1 = 1 - ft_2$.

$$F = \max(0.001, (1 - mp_7) \cdot (ft_1 \cdot Erp_{-1} + ft_2 \cdot Erp) + (1 - mp_8) \cdot (ft_1 \cdot Rui_{-1} + ft_2 \cdot Rui) + Rep) \quad (\text{v1.6 et v2.6})$$

C.2.3.2 Modèle spatialisé (MS)

Dans sa version spatialisée, le modèle est alimenté en entrée par des grilles de pluie spatialisée (*cf.* paragraphe C.2.2.1), accompagnées d'une grille de sensibilité à l'érosion (*cf.* paragraphe C.2.2.2) et d'une grille d'altitude, provenant du MNT. Ces grilles doivent avoir la même résolution, qui peut éventuellement être dégradée. En revanche, les deux formes de ruissellement de surface et de fonte, respectivement *vs - al* et *dtr2* restent des lames d'eau uniformes sur le bassin versant.

Pour tous les pixels, il faut définir à chaque pas de temps un indice de protection du sol, *red*, lié à la couverture neigeuse. A l'aide du pourcentage enneigé du bassin versant et de sa courbe hypsométrique, on définit une altitude limite d'enneigement. Au dessus de cette altitude, le bassin est enneigé et donc protégé : $red = 0$. En dessous, aucune protection n'est observée : $red = 1$. La protection des pixels dont l'altitude est située à ± 50 m de la limite d'enneigement a été fixée à 0.5.

Cette vision de l'enneigement d'un bassin versant est bien entendu éloignée de la réalité. Un versant nord ne présentera pas forcément la même limite d'enneigement qu'un versant sud à la même période de l'année.

A chaque pixel de coordonnées (i, j) sont associées une pluie $Pl_{i,j}$, une sensibilité à l'érosion $ero_{i,j}$ et une protection liée à la couverture neigeuse $red_{i,j}$.

Seules les fonctions de production sont modifiées par rapport au modèle uniforme. Les équations régissant le stock, la reprise et le transfert des flux sont inchangées (*cf.* paragraphe C.2.3.1).

a) La production de sédiments par la pluie

L'érosion produite par la pluie pour chaque pixel est définie par :

$$Erp_{i,j} = mp_1 \cdot [ero_{i,j}]^{mp_{16}} \cdot red_{i,j} \cdot [Pl_{i,j}]^{mp_2} \quad (v2.1a)$$

L'érosion totale par la pluie s'exprime comme la somme de l'érosion sur tous les pixels du bassin versant :

$$Erp = \sum_{(i,j) \in BV} Erp_{i,j} \quad (v2.1b)$$

b) La production de sédiments par ruissellement

De même, on définit la production de sédiments par ruissellement :

$$Rui_{i,j} = [ero_{i,j}]^{mp_{16}} \cdot red_{i,j} \cdot (mp_3 \cdot [vs - al]^{mp_4} + mp_5 \cdot [dtr2]^{mp_6}) \quad (v2.2a)$$

et

$$Rui = \sum_{(i,j) \in BV} Rui_{i,j} \quad (v2.2b)$$

La sensibilité à l'érosion des pixels $ero_{i,j}$, comprise entre 1 et 5, est élevée à la puissance mp_{16} . Ce paramètre à caler permet ainsi de traduire le rapport réel d'érodabilité entre des pixels fortement et faiblement érodables. Si $mp_{16} = 0$, le bassin est considéré comme uniformément sensible à l'érosion.

Le modèle spatialisé comprend donc 16 paramètres mp_i à caler et deux paramètres ft_i relatifs à la fonction de transfert sur le bassin.

C.2.3.3 Implémentation et calage

L'implémentation des deux modèles a été réalisée sous Matlab, qui fournit un environnement de calcul performant et doté de nombreuses fonctions déjà compilées.

Les modèles décrits présentent 15 (MU) et 16 paramètres (MS) à caler par l'utilisateur. Comme $ft_1 = 1 - ft_2$, un seul des deux paramètres de transfert doit être calé.

Une méthode automatique de calage a été mise en place, afin de faciliter la procédure d'optimisation. Compte tenu du nombre important de paramètres à caler, une combinaison de méthodes

de recherche globale et locale a été retenue. Les algorithmes génétiques (méthode globale) permettent de localiser rapidement la région de l'optimum global dans l'espace des paramètres et s'avèrent peu sensibles au problème des optimums locaux (Mathevet 2005). En revanche, ce type de méthode peine dans la recherche fine de l'optimum et les temps de convergence peuvent être assez longs.

Un algorithme d'optimisation locale a donc été associé au précédent, afin d'améliorer l'efficacité de la procédure de calage, c'est à dire sa capacité à trouver un optimum avec un nombre limité d'itérations. Utilisées seules, les méthodes locales se révèlent très sensibles à la solution initiale et peuvent être « piégées » par des optimums locaux. Elles ne sont alors pas capables de trouver la meilleure solution et on dira qu'elles manquent d'efficacité. Les méthodes SQP (Sequential Quadratic Programming) apparaissent aujourd'hui comme des algorithmes performants d'optimisation de problèmes non linéaires sous contraintes (Schittkowski 1985; Shao 1995).

Dans un premier temps, l'algorithme génétique (module gaotv5, développé par Joines *et al.* en 1995 à l'université North Carolina State, USA) permet de localiser la zone d'attraction de l'optimum global. Une fois celle-ci localisée, l'algorithme d'optimisation locale (module RSQP, développé par Shao en 1995 à l'université de Zhejiang, Chine) permet de rechercher rapidement cet optimum. Ces deux modules d'optimisation sont mis librement à disposition par leurs auteurs et très bien documentés.

Différents choix dans les critères de calage ont été retenus et implémentés. On peut ainsi optimiser l'écart arithmétique moyen EAM et/ou l'efficacité de Nash NS calculée sur les flux ou leur racine carrée. Compte tenu du faible nombre d'années de calage disponibles, l'écart aux courbes bi-fréquences (% du flux en fonction du % de temps, *cf.* paragraphe C.2.1 du chapitre 4) et l'écart aux flux mensuels ont été ajoutés aux critères de calage afin de tenter d'améliorer la robustesse des calages. Ces deux critères sont calculés en % d'erreur entre simulations et observations.

D Résultats de la modélisation des flux journaliers

D.1 Performances des modèles uniforme et spatialisé en calage et validation

D.1.1 Résultats

D.1.1.1 Reproduction des flux mesurés sur la période de calage

Pour chaque bassin versant, la procédure de calage des paramètres permet de déterminer un calage de référence pour chaque modèle, spatialisé et uniforme. Celle-ci optimise les critères EAM, NS, les écarts aux courbes bi-fréquences et les écarts aux flux mensuels (tableau 5.5). Les vecteurs de paramètres obtenus lors de la procédure de calage sont présentés en annexe D.

Le calage converge naturellement vers des valeurs acceptables des paramètres. Dans l'expression de la fonction de production de la pluie de la forme $\propto [PII]^{mp_2}$ (cf. paragraphe C.2.3), le paramètre mp_2 est généralement compris entre 1.5 et 3.5. Dans la fonction de production du ruissellement, $\propto ([vs - al]^{mp_4} + [dtr2]^{mp_6})$, le paramètre mp_4 prend lui des valeurs comprises entre 1 et 2. Le paramètre mp_6 , qui traduit la production sédimentaire du ruissellement de fonte, varie fortement : de 0.1 sur les bassins méditerranéens, où l'influence de la fusion nivale est minimale, à plus de 3 sur les bassins de haute montagne. L'évolution du stock paraît également réaliste : celui-ci varie en effet autour de la valeur du paramètre décrivant le stock de référence, de l'ordre de 10^3 sur le Ferrand, 10^4 sur la Romanche et 10^5 sur l'Asse et la Bléone. Ces valeurs sont cohérentes avec les ordres de grandeur des flux observés lors de crues solides sur ces bassins versants. La reprise dans le stock est alors une composante à part entière du flux, non négligeable devant la production par la pluie ou le ruissellement.

Sur la période de calage, les modèles spatialisé et uniforme reproduisent bien les flux mesurés (figures 5.7 et 5.8). Cependant, le modèle uniforme semble pris à défaut sur certains événements de fort transport, notamment sur les bassins de l'Asse et du Ferrand, où il ne parvient pas à représenter certaines crues solides (figures 5.7a et 5.8a). Les observations sur le modèle uniforme sont transposables au modèle spatialisé, qui présente les mêmes lacunes. Les événements mal représentés correspondent souvent à des journées où peu de pluie est observée sur le bassin. Ces crues solides sont probablement liées à des orages isolés, que les modèles de spatialisation de pluie ne sont pas en mesure de reproduire. Le modèle spatialisé ne parvient donc pas plus à reproduire ces événements que le modèle uniforme.

Les performances des modèles MU et MS restent néanmoins supérieures à celles d'un modèle de type corrélation multiple (*cf.* paragraphe B.2.2). Tous les critères d'évaluation sont en effet améliorés lors de l'utilisation du modèle à réservoir (tableaux 5.4 et 5.5). On constate également que les performances du modèle spatialisé ne sont pas du tout supérieures à celle du modèle uniforme. Les deux modèles présentent en effet des résultats quasi-similaires et les écarts ne sont pas significatifs. L'EAM varie en effet de moins de 1% entre les deux méthodes et le critère de Nash de moins de un point.

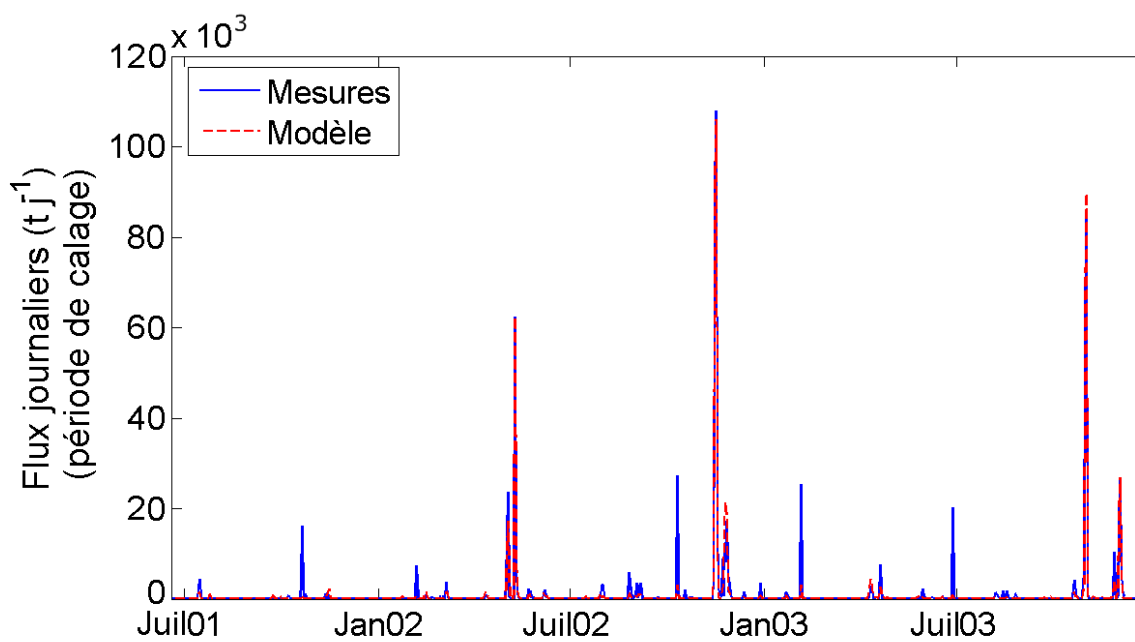
TABLEAU 5.5 – Critères d'évaluation calculés sur la période de calage pour les modèles MU et MS de transport solide en suspension.

BV	Version	EAM	NS	R²	EBF	EFM
Asse	Uniforme	37.50%	0.9361	0.96791	0.48%	23.18%
	Spatialisé	39.05%	0.9355	0.9675	0.38%	22.94%
Bléone	Uniforme	34.34%	0.9645	0.9822	0.85%	24.80%
	Spatialisé	30.62%	0.9752	0.9876	2.10%	23.35%
Ferrand	Uniforme	55.79%	0.6178	0.7867	2.00%	19.64%
	Spatialisé	57.29%	0.5933	0.7713	2.09%	26.22%
Romanche	Uniforme	59.76%	0.5788	0.7615	3.89%	36.09%
	Spatialisé	60.61%	0.5604	0.7494	4.10%	40.43%
EAM : Écart Arithmétique Moyen						
NS : Critère de Nash						
R ² : Coefficient de détermination						
EBF : Écart aux courbes Bi-Fréquences						
EFM : Écart aux Flux Mensuels						

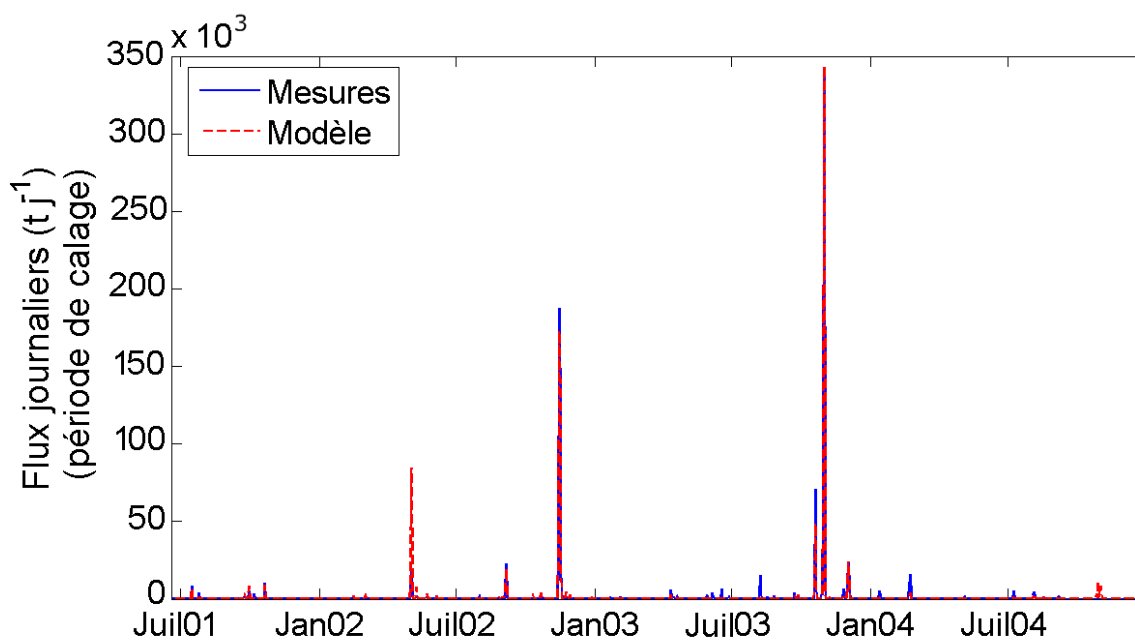
En calculant les indicateurs statistiques (*cf.* chapitre 4) sur les chroniques mesurées et simulées (Meybeck *et al.* 2003), on constate que les flux simulés respectent les caractéristiques essentielles du transport de sédiments en suspension.

L'intensité et la variabilité temporelle sont bien reproduites (y^* , y_{50} , y_{95} , tableau 5.6). Sur les bassins méditerranéens, le caractère épisodique est lui aussi bien restitué. En dehors des évènements de fort transport, les flux de sédiments sont faibles et contribuent peu aux cumuls (y_{95}/y_{50}). Les temps de transit sont également bien respectés dans les chroniques simulées ($Ms_{i\%}$, $Ts_{i\%}$, tableau 5.6).

L'introduction d'une lame d'eau ruissellée issue de la fusion nivale avec la variable $dtr2$ permet au modèle de reproduire les flux de MES lors de la période de fusion nivale sur les bassins versants de haute montagne (figure 5.8).

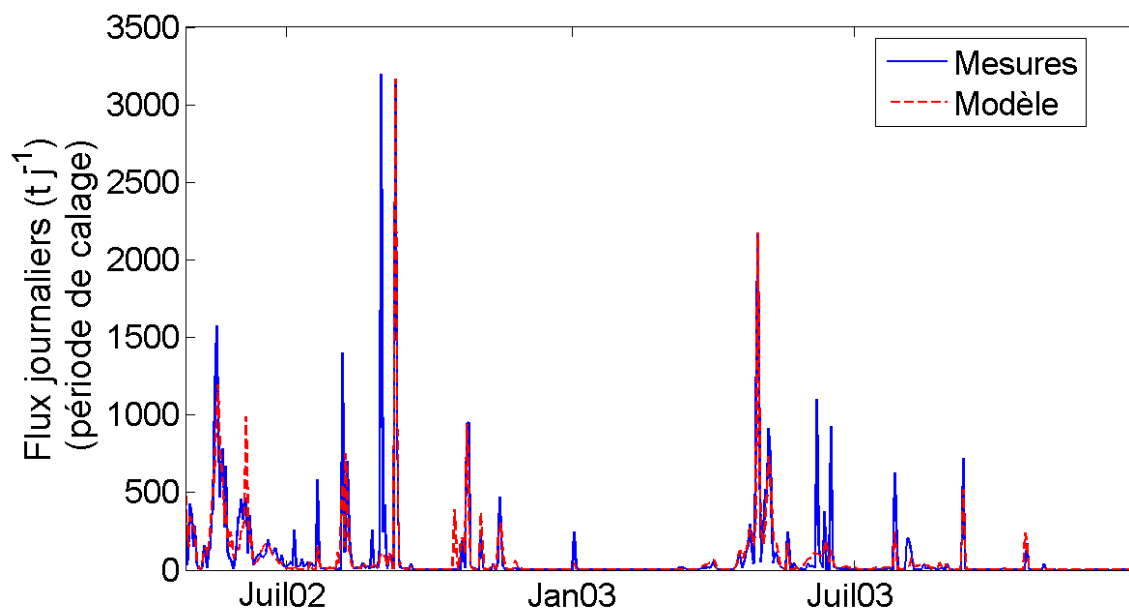


(a)

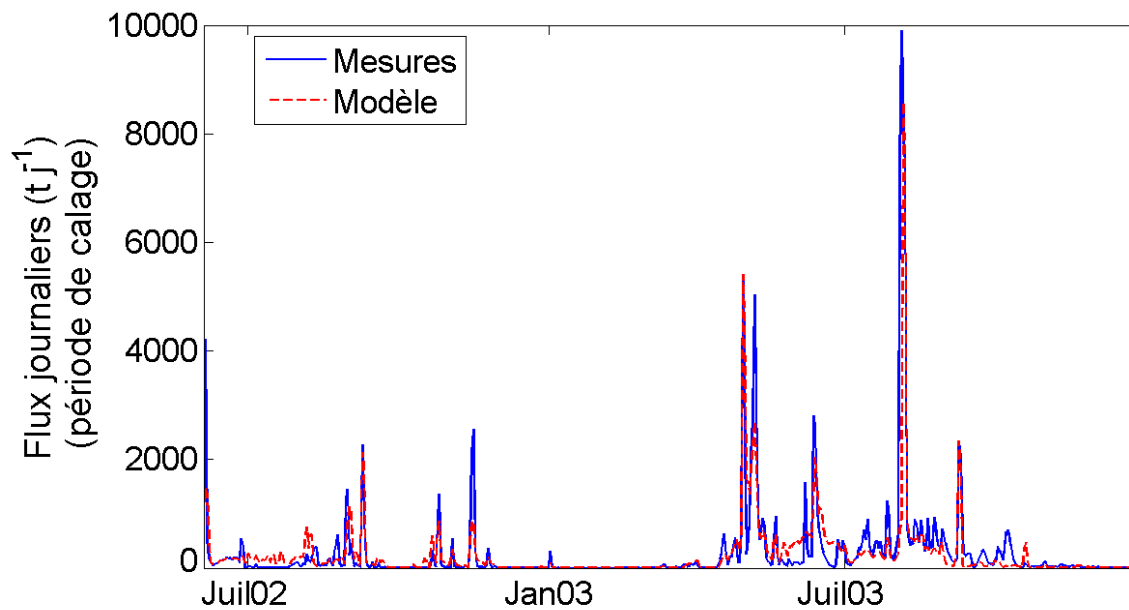


(b)

FIGURE 5.7 – Flux journaliers de MES mesurés et simulés avec le modèle uniforme sur la période de calage sur les bassins de l'Asse (a) et de la Bléone (b).



(a)



(b)

FIGURE 5.8 – Flux journaliers de MES mesurés et simulés avec le modèle uniforme sur la période de calage sur les bassins du Ferrand (a) et de la Romanche (b).

Comme sur les chroniques observées, les temps de transfert des MES sont plus importants sur les bassins de haute montagne que sur les bassins méditerranéens, du fait de l'apport de sédiments plus régulier dû à la fusion nivale (*cf.* paragraphe C.2.2 du chapitre 4).

Le modèle simule des flux journaliers, les chroniques de concentrations moyennes journalières peuvent donc être reconstruites par :

$$Cs_j = \frac{F_j}{Q_j \cdot 3.6 \cdot 24} \quad (5.6)$$

où Cs_j est la concentration moyenne journalière en g l^{-1} ,

F_j est le flux cumulé journalier en t j^{-1} ,

Q_j est le débit moyen journalier en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$,

$3.6 \cdot 24$ est un facteur de conversion des unités.

La dynamique et la variabilité des concentrations sont bien reproduites sur les périodes de calage, les indicateurs Cs^* , Cs_{50} et Cs_{95} calculés sur les chroniques simulées par les deux modèles sont en effet proches des valeurs calculées à partir des concentrations mesurées (tableau 5.6).

TABLEAU 5.6 – Indicateurs statistiques calculés sur les chroniques simulées (MU et MS) et observées durant la période de calage. Les indicateurs sur les chroniques mesurées ont été calculés à partir de données journalières (débits et concentrations moyens et flux cumulés journaliers).

Bassin Versant	Données	y*	y ₅₀	y ₉₅	Cs*	Cs ₅₀	Cs ₉₅	Ts _{50%}	Ts _{90%}	Ms _{2%}	Ms _{10%}	Ws _{50%}	Ws _{90%}
Asse	Mesures	1393	31	3488	2.09	0.09	3.51	0.6	5.7	74.7	94.8	7.3	26.5
	MU	1179	15	2059	1.77	0.04	3.50	0.5	6.3	79.9	93.6	6.7	28.1
	MS	1189	29	2364	1.79	0.05	4.14	0.5	7.1	77.8	93.3	6.8	28.6
Bléone	Mesures	1114	11	1688	1.35	0.02	1.46	0.2	3.4	84.8	97.3	3.8	13.1
	MU	1067	12	1171	1.29	0.02	1.70	0.2	2.6	88.0	97.8	3.7	11.8
	MS	1021	10	1415	1.24	0.02	1.69	0.2	3.5	84.6	96.8	3.3	14.5
Ferrand	Mesures	959	60	5321	0.27	0.06	0.90	3.2	16.5	38.7	79.8	6.8	31.6
	MU	852	65	4059	0.24	0.02	0.78	4.3	21.4	33.8	70.6	9.0	39.4
	MS	839	72	4425	0.23	0.02	0.83	4.4	21.3	32.9	72.2	8.7	38.5
Romanche	Mesures	1179	165	3998	0.38	0.08	0.93	3.6	26.5	38.4	68.9	8.6	45.2
	MU	1063	319	3888	0.35	0.12	0.78	6.6	35.7	29.2	58.4	15.3	64.8
	MS	1035	285	4145	0.34	0.11	0.91	5.7	35.1	30.6	61.7	11.9	63.6

D.1.1.2 Vers un calage unique ?

La procédure de calage a permis de déterminer un calage « optimum » qui permet au modèle de reproduire au mieux les flux mesurés, du point de vue des différents critères d'optimisation. Cependant, dans le domaine de la modélisation hydrologique, de nombreux auteurs se refusent à parler de calage ou de modèle unique (Beven 2001; Beven et Freer 1993; Zin 2002; Le Lay 2006). Plusieurs vecteurs de paramètres peuvent en effet générer des chroniques simulées acceptables, ce qui définit le concept d'équifinalité (Beven 2001). Dans ce cadre, il semble hasardeux de parler de calage optimum.

TABLEAU 5.7 – Critères d'évaluation calculés sur la période de calage pour différents calages admissibles pour les modèles uniforme et spatialisé ; le calage « optimum » apparaît en gras dans le tableau.

Bassin versant	Version du modèle	Calage	EAM	NS	R ²	EBF	EFM
Asse	Uniforme	1	37.50%	0.9361	0.9679	0.48%	23.18%
		2	41.26%	0.9277	0.9637	0.62%	20.64%
		3	43.18%	0.9211	0.9603	0.52%	21.72%
	Spatialisé	1	43.94%	0.9155	0.9575	0.52%	21.58%
		2	39.05%	0.9355	0.9675	0.38%	22.94%
		3	43.99%	0.9082	0.9532	0.87%	24.62%
Bléone	Uniforme	1	35.25%	0.9616	0.9807	0.10%	0.2638%
		2	34.34%	0.9645	0.9822	0.09%	0.2480%
		3	36.70%	0.9689	0.9845	0.19%	0.2573%
	Spatialisé	1	31.34%	0.9755	0.9877	0.21%	23.20%
		2	30.62%	0.9753	0.9876	0.21%	23.35%
		3	30.15%	0.9730	0.9865	0.16%	23.41%
Ferrand	Uniforme	1	56.12%	0.6002	0.7760	1.70%	22.08%
		2	55.79%	0.6178	0.7867	2.00%	19.64%
		3	55.70%	0.6128	0.7836	2.51%	20.00%
	Spatialisé	1	59.02%	0.5894	0.7686	1.84%	27.50%
		2	59.35%	0.5896	0.7686	2.58%	25.58%
		3	57.29%	0.5933	0.7713	2.09%	26.22%
Romanche	Uniforme	1	62.03%	0.5741	0.7581	3.38%	36.56%
		2	59.76%	0.5788	0.7615	3.89%	36.09%
		3	61.58%	0.5625	0.7510	3.43%	39.15%
	Spatialisé	1	64.32%	0.5496	0.7423	3.39%	37.81%
		2	61.82%	0.5570	0.7474	3.65%	37.73%
		3	60.61%	0.5604	0.7494	4.10%	40.43%

Il est en effet possible d'obtenir des calages a priori moins bons du point de vue des critères de calage, mais générant des chroniques de flux tout à fait réalistes et en accord avec les flux observés sur la période de calage (tableau 5.7). Les critères EAM ou de Nash sont effectivement moins bons pour ces calages alternatifs, mais les écarts ne sont pas vraiment significatifs, compris entre 1 et 3%. De plus, les paramètres obtenus présentent des valeurs tout à fait plausibles, si bien qu'ils peuvent être considérés comme acceptables. Les paramètres de ces calages sont présentés en annexe D.

Sur la période de validation, nous ne pouvons calculer les critères que sur les bassins de la Bléone et du Ferrand. Le manque de données sur les bassins de l'Asse et de la Romanche nous a en effet poussé à utiliser toutes les données observées pour caler les modèles.

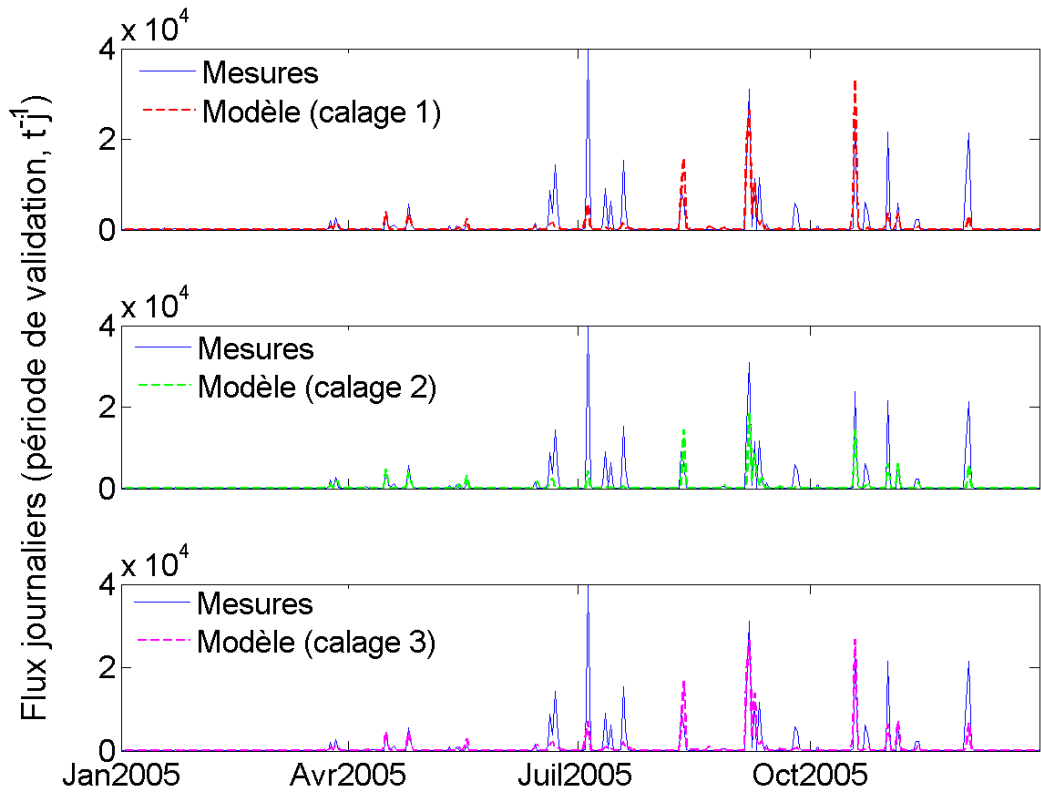
Les critères calculés sur la période de validation du modèle sur les bassins de la Bléone et du Ferrand (tableau 5.8) mettent en évidence que le vecteur de paramètres qui présentait les meilleurs critères sur la période de calage n'est plus nécessairement le meilleur en validation. Seul le calage « optimum » du modèle spatialisé sur le Ferrand présente de meilleurs résultats sur la période de validation. Cependant, là encore, les écarts entre les différents calages sur l'EAM ou le critère NS sont très faibles, compris entre 1 et 5%.

TABLEAU 5.8 – Critères d'évaluation des modèles MU et MS calculés sur la période de validation pour les différents calages admissibles; le calage « optimum » sur la période de calage est représenté en gras dans le tableau.

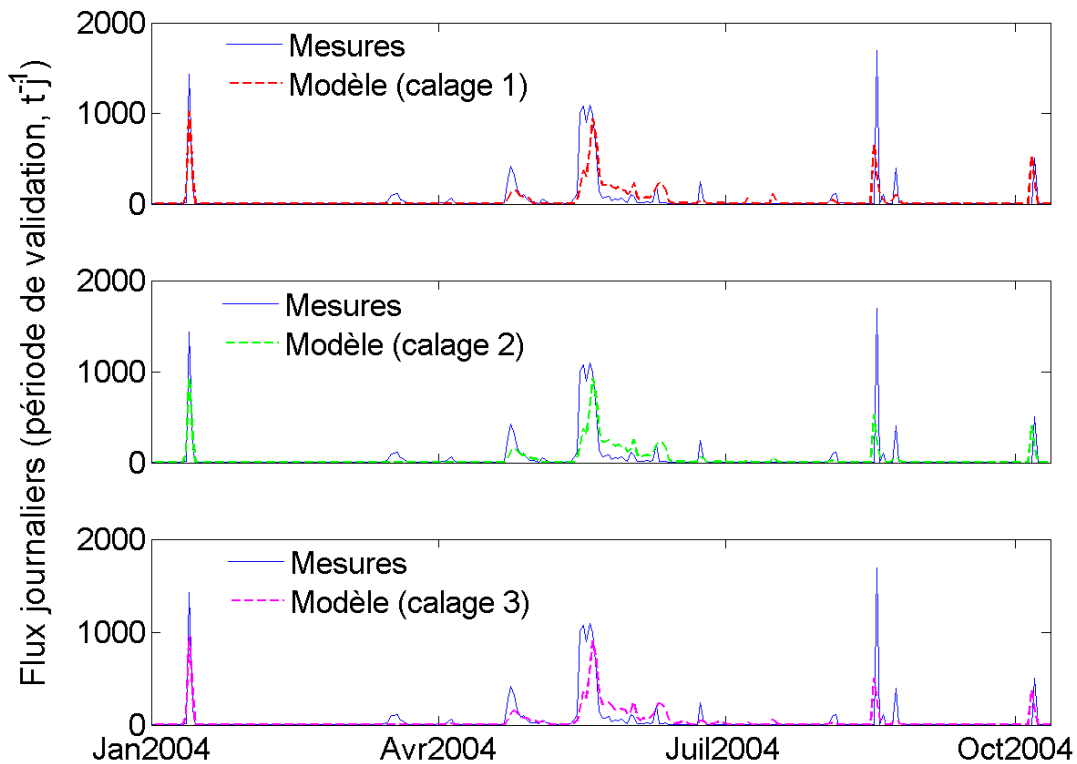
Bassin versant	Version du modèle	Calage	EAM	NS	R ²	EBF	EFM
Bléone	Uniforme	1	77.17%	0.3894	0.6364	1.06%	106.03%
		2	73.70%	0.4399	0.6730	1.32%	95.63%
		3	71.19%	0.4613	0.7221	1.30%	120.78%
	Spatialisé	1	70.21%	0.4771	0.7206	1.69%	100.00%
		2	71.04%	0.4666	0.7285	2.02%	109.14%
		3	73.57%	0.4232	0.7229	2.34%	138.48%
Ferrand	Uniforme	1	84.54%	0.4698	0.6931	1.84%	53.89%
		2	84.22%	0.4763	0.6995	1.98%	51.02%
		3	83.10%	0.4871	0.7102	3.02%	49.89%
	Spatialisé	1	84.08%	0.4529	0.6750	1.71%	61.30%
		2	85.18%	0.4612	0.6805	3.02%	58.04%
		3	82.01%	0.4564	0.6777	2.09%	60.93%

La validation ne permet donc pas non plus de définir parmi ces trois calages un véritable calage de référence. Pour le modèle uniforme par exemple, les flux simulés par ces trois calages sont très proches les uns des autres sur les bassins de la Bléone et du Ferrand (figure 5.9). Aucun des trois calages déterminés précédemment ne semble se distinguer, ni dans les critères calculés sur la période de validation (tableau 5.8), ni visuellement sur les chroniques (figure 5.9).

Le fait d'obtenir plusieurs calages acceptables n'est cependant pas surprenant. Le nombre important de paramètres à caler et la durée trop courte de la période de calage rendent la procédure d'optimisation peu robuste. Du fait de ce grand nombre de paramètres dans la structure du modèle, celui-ci est en mesure de compenser l'erreur commise sur l'estimation de l'un au travers d'un autre. C'est pourquoi dans la suite, trois calages ont été retenus pour chaque bassin versant et pour chacune des deux structures du modèle (MU et MS). Nous justifierons le choix de ces trois calages par la suite.



(a)



(b)

FIGURE 5.9 – Flux journaliers de MES mesurés et simulés à l'aide du modèle uniforme pour trois calages admissibles sur la période de validation pour les bassins de la Bléone (a) et du Ferrand (b).

D.1.2 Modèle uniforme *vs.* modèle spatialisé

Au vue de ces premiers résultats (tableaux 5.7 et 5.8), le modèle spatialisé ne semble pas apporter d'amélioration notable par rapport au modèle uniforme. A part dans le cas du bassin versant de la Bléone, les résultats obtenus en calage et en validation sont meilleurs avec le modèle uniforme.

Sur le bassin de la Bléone, la spatialisation des processus améliore les résultats en calage. Ce gain est néanmoins essentiellement lié à un seul évènement, daté du 3 mai 2002 (figure 5.10). Au cours de cette crue, le flux journalier observé est de l'ordre de 20 000 tonnes. Le modèle spatialisé surestime le flux journalier d'environ 50%, avec une valeur prévue autour de 30 000 tonnes. Le modèle uniforme prédit lui un flux de près de 80 000 tonnes, soit plus de quatre fois le flux mesuré.

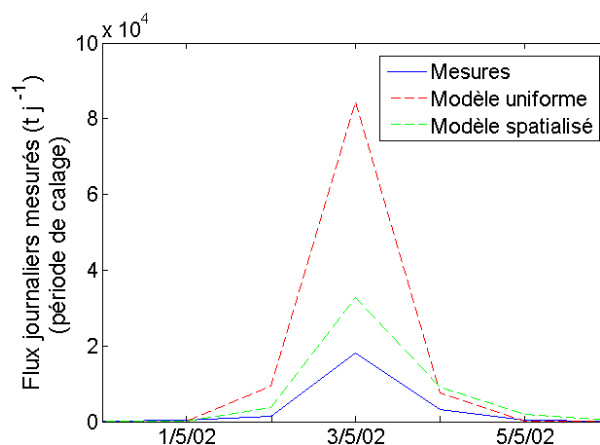


FIGURE 5.10 – Flux journaliers de MES mesurés et simulés par les deux modèles uniforme et spatialisé pour la crue du 3 mai 2002 sur le bassin versant de la Bléone.

L'explication se trouve dans la structure du champ de pluie et la distribution de la sensibilité à l'érosion du sol sur le bassin de la Bléone (figure 5.11). Sa partie située au nord et au nord-est est la zone qui est la plus sensible à l'érosion. Elle n'est cependant pas la plus touchée par les précipitations, avec des cumuls de l'ordre de 50 mm pour la journée du 02/05/2002. Avec des cumuls supérieurs à 85 mm, la partie aval du bassin versant, à l'ouest et au sud, est la plus arrosée. Le modèle spatialisé est en mesure de prendre ces informations en compte et limite en conséquence la production de sédiments par la pluie.

En revanche, le modèle uniforme considère cet évènement pluvieux avec une moyenne de près de 60 mm et génère une production trop importante de sédiments. Les champs de pluie ont en effet été générés en tenant compte de l'orographie (*cf.* paragraphe C.2.2.1). Dans les champs

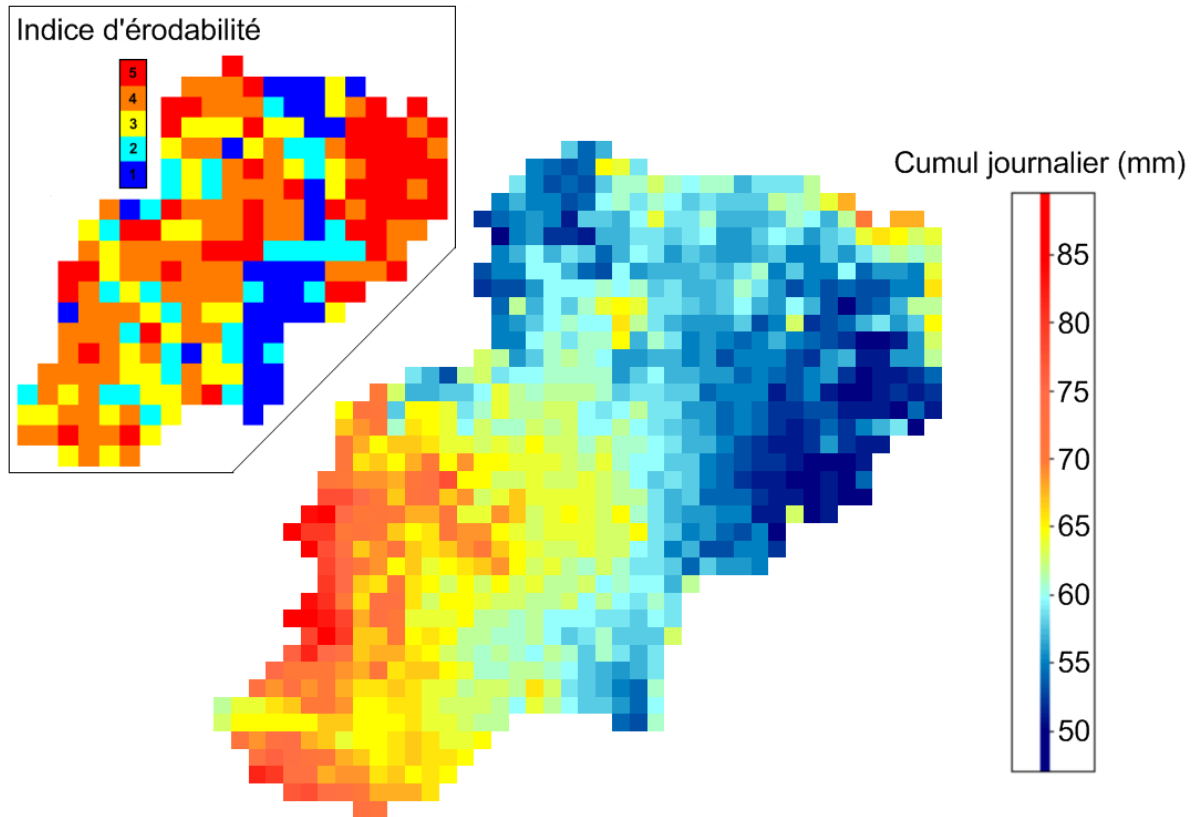


FIGURE 5.11 – Cumul de pluie journalier spatialisé du 2 mai 2002 sur le bassin versant de la Bléone ($1\text{km} \times 1\text{km}$) et rappel de sa carte de sensibilité à l'érosion ($2\text{km} \times 2\text{km}$).

de pluie moyens générés par le modèle de spatialisation des pluies, les cumuls de pluie sont alors plus importants en altitude. Bien que la structure du MU ne permette pas de prendre en compte de manière explicite la spatialisation des processus, le modèle va néanmoins assimiler cette information. Les coefficients mp_1 et mp_2 , qui interviennent dans la fonction de production de la pluie ($\propto mp_1 \cdot [PII]^{mp_2}$), permettent au modèle de s'adapter et d'inclure implicitement la structure du champ de pluie moyen.

Par contre, lorsque le modèle de pluie spatialisé prévoit un champ de pluie un peu « atypique », différent dans sa distribution spatiale d'un événement classique, le MU est pris en défaut, alors que le MS traite bien le problème. Cette situation est observée dans l'exemple précédent du 2 mai 2002 sur la Bléone, où la pluie est plus forte en vallée qu'en altitude sur le haut du bassin versant.

Le cas particulier illustré par cet événement reste cependant assez isolé : c'est le seul exemple sur les 4 bassins versants pour les périodes de calage et de validation où le MS est réellement plus performant que le MU. Tous les autres événements sont aussi bien reproduits par les modèles

uniforme et spatialisé.

Par la suite, les résultats sont présentés pour le modèle uniforme. Ils sont néanmoins transposables au modèle spatialisé.

D.2 Reconstitution des séries de flux journaliers à l'aide du modèle à réservoir

On dispose désormais pour chaque bassin versant de trois calages qui permettent de bien reproduire les flux journaliers sur les périodes de calage et de validation, lorsque celle-ci est disponible.

L'objectif est ici de simuler des chroniques statistiquement réalistes de flux journaliers de MES sur des périodes où celui-ci n'est pas mesuré.

Les entrées du modèle se résument alors aux grandeurs mesurées de précipitations journalières (spatialisées ou non), de débits moyens journaliers et de températures, afin de séparer pluie liquide et neige. Ces données permettent également de caler et de valider le modèle hydrologique, afin de disposer sur cette période d'extension des données de ruissellement superficiel *vs - al* et de fonte *dtr2*.

D.2.1 Variabilité des simulations possibles

L'utilisation de l'un ou l'autre des trois calages sur les périodes de calage ou de validation s'est révélée assez peu discriminante (*cf.* paragraphe D.1.1.2). Pour chaque bassin versant, trois chroniques de flux journaliers de MES ont été simulées à l'aide des calages déterminés précédemment (tableau 5.7, les paramètres de calage sont présentés en annexe D). Les résultats qui suivent étant très peu dépendant de la version du modèle utilisé (MU ou MS), nous ne présentons ici que les résultats issus des simulations avec le modèle uniforme. Les résultats du modèle spatialisé se trouvent en annexe D.

Les figures 5.12, 5.13, 5.14 et 5.15 présentent les trois chroniques simulées au travers des trois calages retenus sur la période d'extension pour l'Asse, la Bléone, le Ferrand et la Romanche. Si l'utilisation d'un calage plutôt qu'un autre ne semblait pas prêter à conséquences sur les périodes de calage et de validation, il n'en est pas de même sur la période d'extension des données. En effet, les flux simulés se révèlent variables selon le calage utilisé. Non seulement les flux maximums

simulés sur la période d’extension sont affectés par le choix du paramétrage, mais le choix du vecteur de paramètres influe également sur l’intensité des différentes crues simulées par le modèle.

Pour chaque bassin versant, le vecteur de paramètres issu du calage qui a été numéroté 1 génère les flux les moins importants, tandis que les flux les plus élevés sont obtenus avec les paramètres du calage noté 3. On remarque également qu’à l’exception du bassin versant de l’Asse, le calage « optimum » correspond au calage 2 et permet de simuler des chroniques intermédiaires (calage en gras dans le tableau 5.7).

D.2.2 Propriétés des chroniques simulées

D.2.2.1 Respect des indicateurs

Nous disposons désormais de chroniques de flux journaliers sur plus de 30 ans, simulées par les 3 calages. Les descripteurs statistiques présentés au paragraphe A du chapitre 4 ont été calculés pour l’ensemble des données simulées sur les périodes d’extension, de calage et de validation (tableau 5.1). Les indicateurs de référence ont été calculés sur l’ensemble des données mesurées disponibles (calage et validation) à partir des données journalières des concentrations moyennes en MES, des débits moyens journaliers et des flux cumulés journaliers (tableau 5.9).

La comparaison des indicateurs des chroniques observées et simulées sur une période plus longue va permettre (i) de contrôler la validité des chroniques simulées, (ii) mais également d’estimer la variabilité temporelle des flux sur une période plus longue.

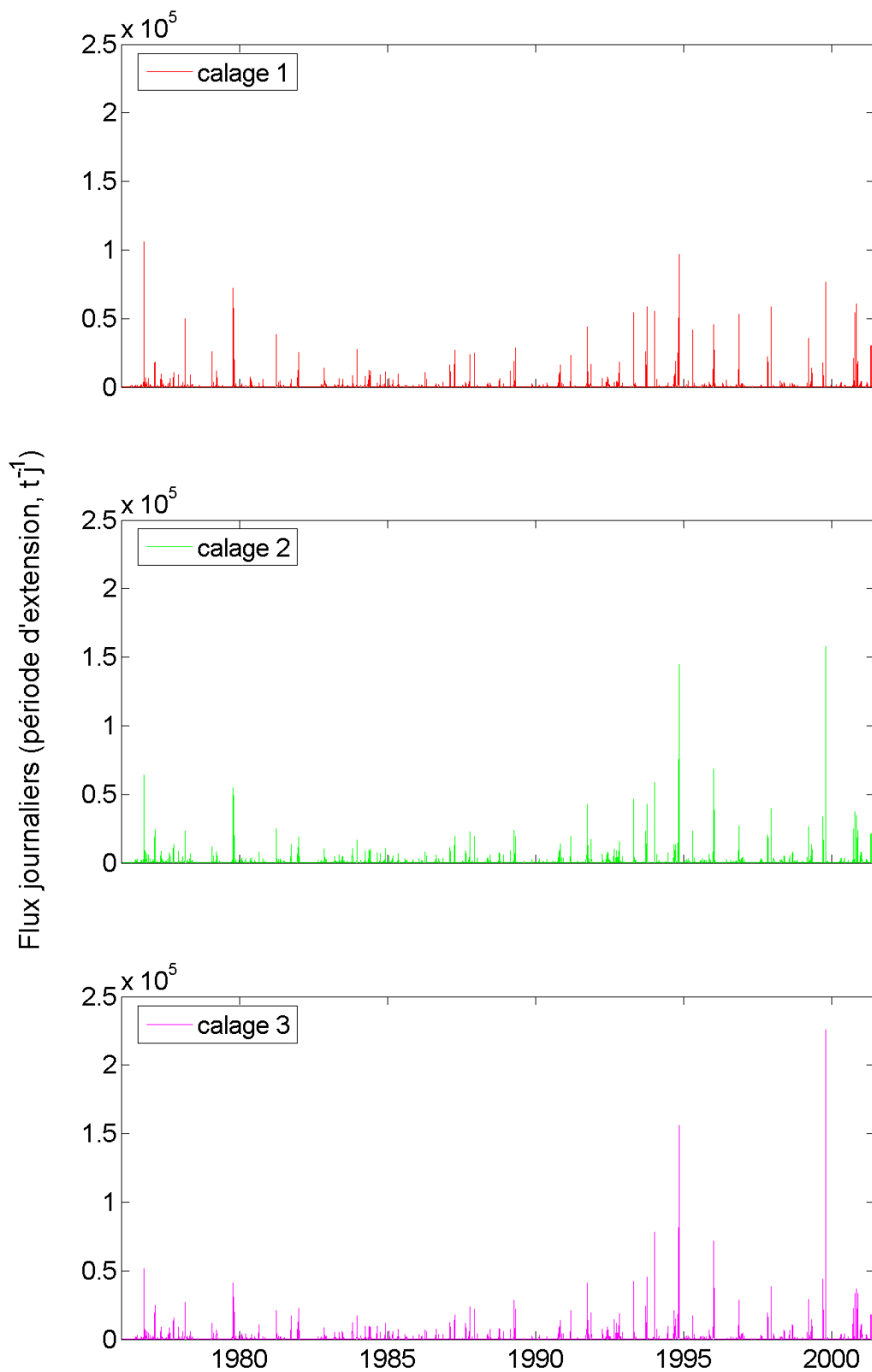


FIGURE 5.12 – Flux journaliers de MES simulés par le modèle uniforme sur le bassin versant de l'Asse pour la période d'extension 1976-2002.

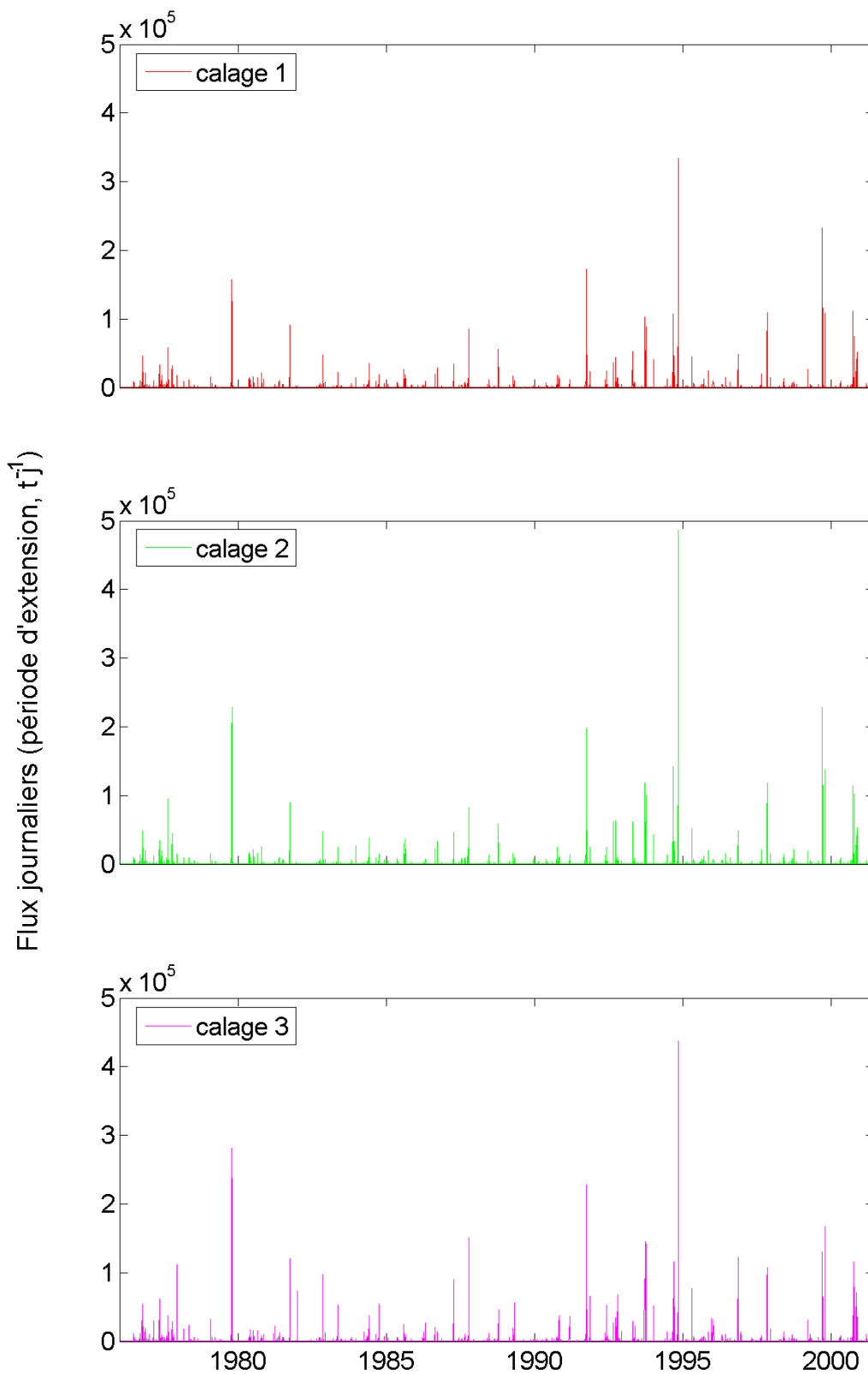


FIGURE 5.13 – Flux journaliers de MES simulés par le modèle uniforme sur le bassin versant de la Bléone pour la période d'extension 1976-2002.

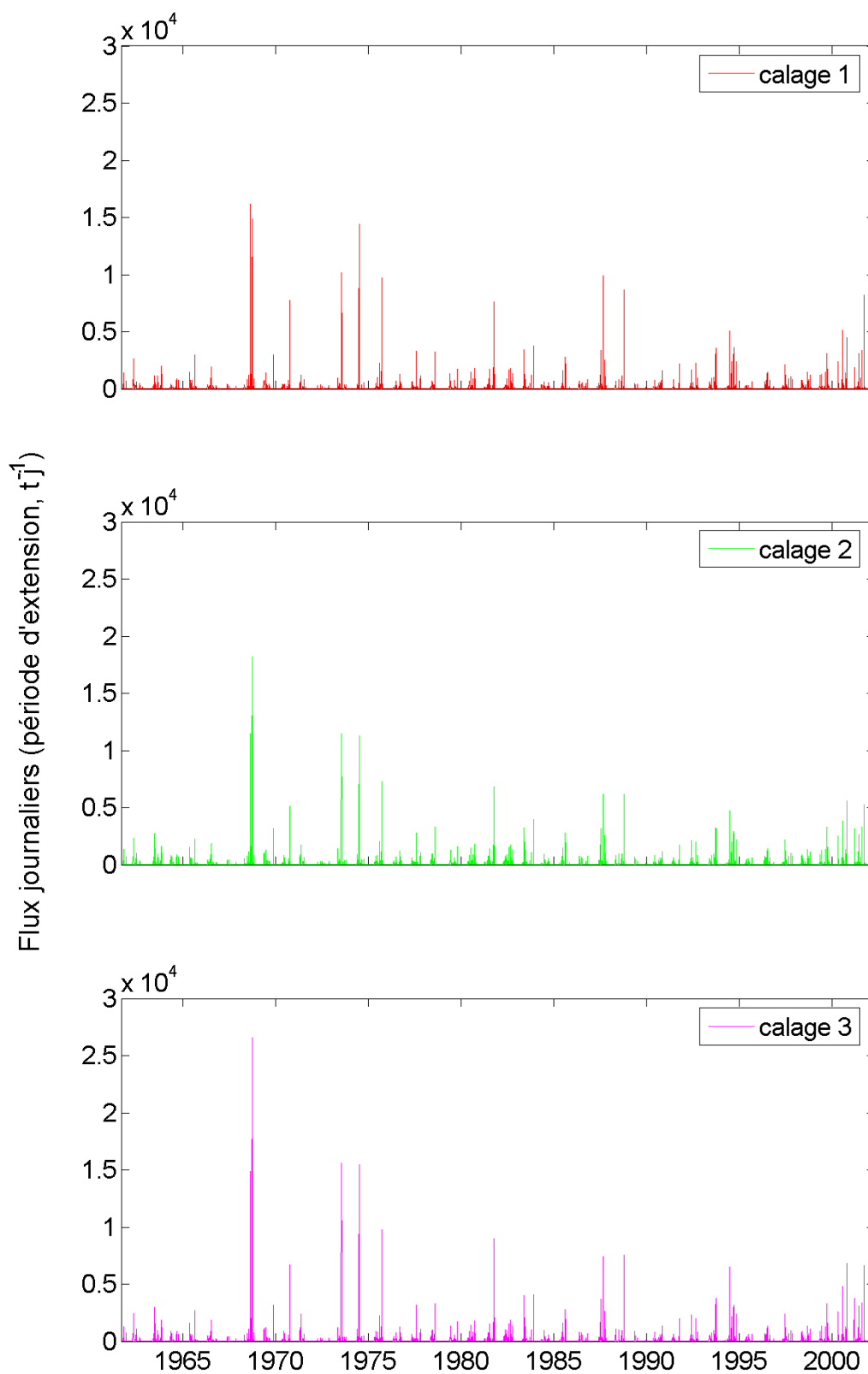


FIGURE 5.14 – Flux journaliers de MES simulés par le modèle uniforme sur le bassin versant du Ferrand pour la période d'extension 1961-2002.

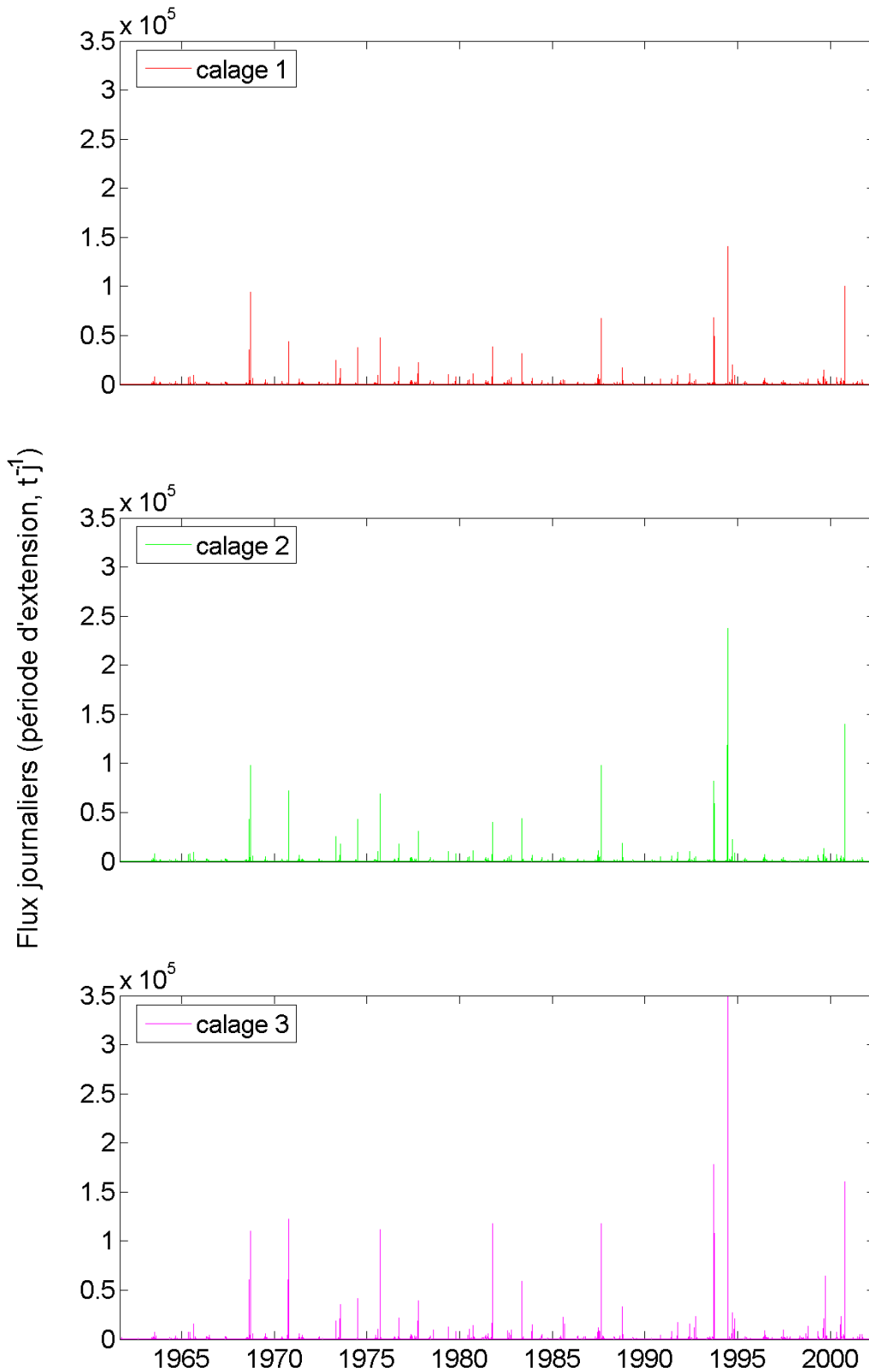


FIGURE 5.15 – Flux journaliers de MES simulés par le modèle uniforme sur le bassin versant de la Romanche sur la période d'extension 1961-2002.

TABLEAU 5.9 – Indicateurs calculés sur les chroniques reconstituées par le modèle uniforme pour les trois calages avec toutes les données simulées (calage, validation et extension). Le calage « optimum », déterminé sur la période de calage (*cf.* paragraphe D.1.1.1) est représenté en gras. Pour chaque bassin versant, la ligne *mesures* présente les indicateurs calculés sur l'ensemble des données mesurées disponibles (calage et validation, tableau 5.1) à partir des données journalières (concentrations et débits moyens journaliers et flux cumulés journaliers).

BV	cal	y*	y ₅₀	y ₉₅	Cs*	Cs ₅₀	Cs ₉₅	Ts _{50%}	Ts _{90%}	Ms _{2%}	Ms _{10%}	Ws _{50%}	Ws _{90%}
Asse	mesures	1389	31	3459	2.09	0.09	3.50	0.6	5.7	74.8	94.8	7.3	26.5
	1	898	17	2651	1.43	0.06	3.89	0.9	10.6	64.7	89.3	8.9	33.9
	2	947	11	3630	1.51	0.04	4.27	1.3	11.3	58.1	88.0	11.0	37.8
	3	975	20	3819	1.55	0.05	3.81	1.3	10.0	58.9	89.9	10.5	36.7
Bléone	mesures	1100	11	2514	1.31	0.02	1.94	0.3	4.4	78.6	96.8	3.6	14.3
	1	932	15	2249	0.94	0.02	1.73	0.5	5.5	75.6	95.3	3.3	17.7
	2	1030	13	2235	1.04	0.02	1.92	0.4	5.1	77.3	95.5	3.0	16.5
	3	1103	10	2486	1.11	0.02	1.86	0.4	5.8	76.8	94.8	3.6	18.9
Ferrand	mesures	849	40	4579	0.30	0.05	0.87	2.8	14.7	27.0	82.8	6.8	31.8
	1	794	20	2988	0.25	0.01	0.46	1.5	14.2	54.5	84.4	3.9	35.0
	2	854	39	3595	0.27	0.02	0.53	2.2	15.7	48.4	81.2	6.1	37.8
	3	940	41	3695	0.29	0.02	0.56	2.0	16.2	50.4	81.2	5.6	38.8
Romanche	mesures	1237	216	5124	0.37	0.08	1.08	4.1	28.7	34.9	67.7	8.5	45.9
	1	1409	154	4737	0.50	0.09	0.82	2.7	24.8	46.2	72.3	7.9	55.4
	2	1537	142	4697	0.55	0.09	0.79	1.9	24.2	50.3	73.9	6.0	54.7
	3	1897	123	4890	0.50	0.09	0.82	0.7	20.2	60.0	80.0	2.2	45.5

a) Simulation des flux et des concentrations en MES

Il est difficile d'imaginer que le modèle reproduise parfaitement les flux réels. En effet, le modèle n'est déjà pas toujours en mesure de reproduire les flux observés sur les périodes de calage et de validation. Bien qu'il arrive que le modèle surestime les flux journaliers, il est plus fréquent que celui-ci sous-estime les crues solides (figures 5.7, 5.8 et 5.9).

Les flux issus des simulations sont néanmoins statistiquement acceptables (tableau 5.9). Les flux spécifiques issus des chroniques simulées et les différents centiles de la distribution des flux journaliers (y^* , y_{50} , y_{95}) sont en effet très proches des valeurs issues des chroniques de mesure. Le modèle reproduit aussi bien les flux observés en période de crue (y_{95}) que les flux observés 50% du temps ou le flux moyen (y_{50} et y^*). Les indicateurs statistiques permettent bien de retrouver

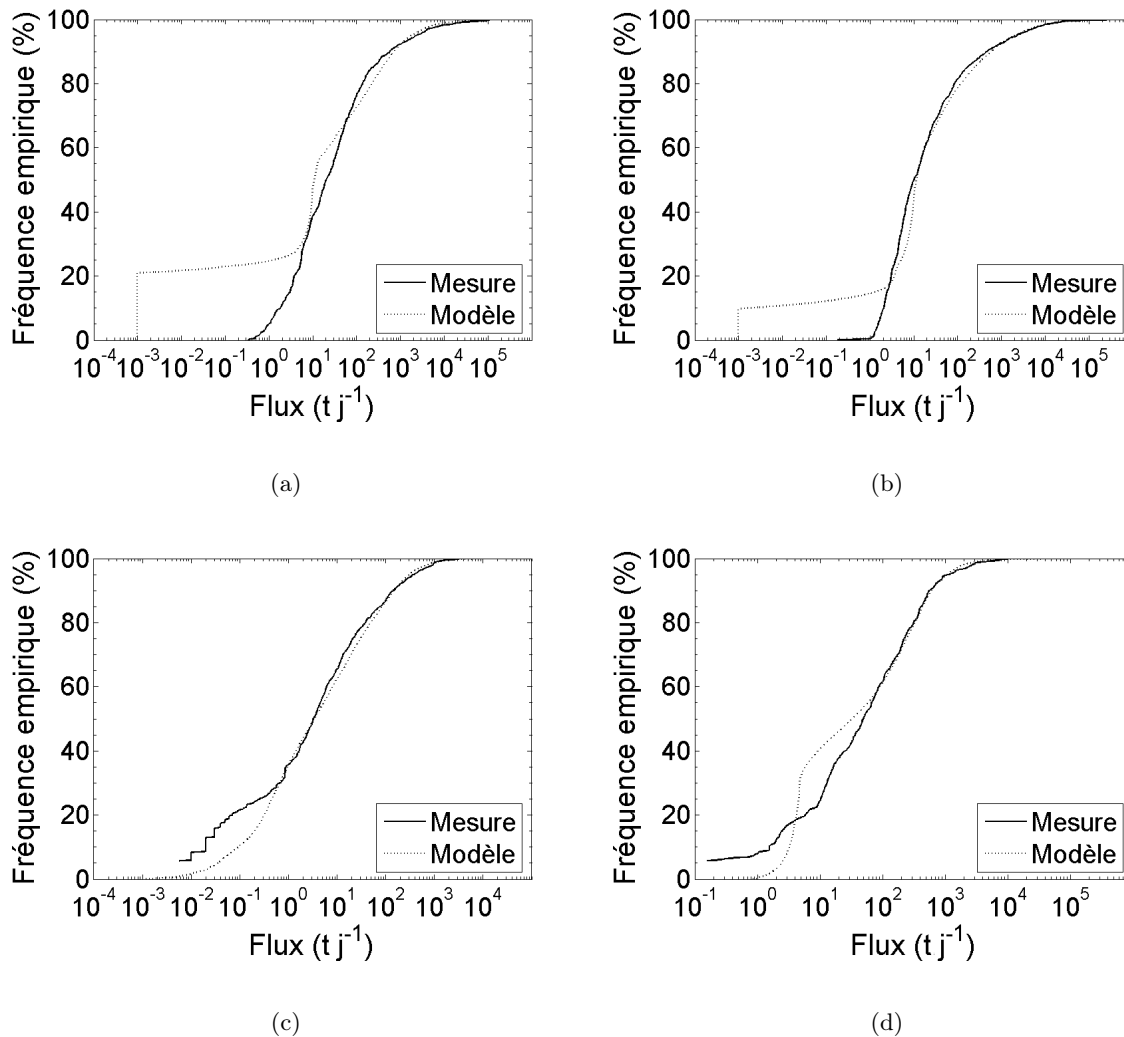


FIGURE 5.16 – Distributions statistiques des flux journaliers observés et simulés par le modèle uniforme sur les bassins de l'Asse (a), de la Bléone (b), du Ferrand (c) et de la Romanche (d).

la tendance du calage 1 à simuler les flux les plus faibles, tandis que le calage 3 présente des flux plus importants (tableau 5.9).

La distribution statistique des flux simulés respecte également la distribution mesurée (figure 5.16), notamment pour les flux élevés. Pour les flux les plus faibles, observés assez rarement (moins de 20% du temps), la distribution issue des simulations s'écarte assez fortement des valeurs mesurées, particulièrement sur les bassins de l'Asse et de la Bléone. Les concentrations simulées au cours de ces journées sont de l'ordre de 0.1 mg l^{-1} , plus faibles que les concentrations minimums mesurées sur ces bassins versants. Le flux journalier minimum simulé a été fixé à 10^{-3} t j^{-1} dans le modèle pour tous les bassins versants (équation v1.6 et v2.6, paragraphe C.2.3). Cette valeur est certainement trop faible sur les bassins méditerranéens et devrait être définie en fonction des valeurs minimums observées sur le bassin étudié. Ces flux journaliers compris entre 1 et 100 kg j^{-1} n'ont cependant qu'une incidence faible sur les flux cumulés ou sur la dynamique du transport en suspension.

Cette bonne adéquation entre mesure et modèle est également observée sur les indicateurs relatifs aux concentrations Cs^* , Cs_{50} et Cs_{95} . Comme pour les flux, les concentrations observées 50% du temps ou en période de crue sont bien représentées.

b) Simulation de la dynamique des flux de MES

Les courbes bi-fréquences (figure 5.17) et les indicateurs relatifs aux temps de transfert des sédiments (tableau 5.9) sont bien simulés par le modèle, qui représente correctement la dynamique du transport en suspension. Les flux de sédiments simulés transitent durant un intervalle de temps court sur l'ensemble des bassins versants ($Ts_{90\%} < 30\%$ et $Ms_{10\%} > 70\%$). Les volumes d'eau nécessaires pour transporter les MES, $Ws_{i\%}$, sont eux aussi bien représentés. 90% des sédiments issus des flux simulés transitent avec moins de 50% des volumes d'eau. Les indicateurs calculés sur les données simulées sont là encore très proches des valeurs calculées sur les données observées.

Le choix du calage semble avoir moins d'influence sur les indicateurs relatifs aux temps de transfert des sédiments que sur les indicateurs d'intensité du transport en suspension.

Comme sur les données observées, les temps de transfert sont un peu plus longs sur les bassins de haute montagne ($Ts_{90\%} > 15\%$) que sur les bassins méditerranéens ($Ts_{90\%} < 10\%$). Les apports liés à la fusion nivale sont bien reproduits et celle-ci produit un apport de MES plus régulier à l'exutoire du bassin versant. L'introduction de la variable $dtr2$ du modèle hydrologique

liée au ruissellement de fonte permet en effet au modèle de reproduire la production et le transport de MES par la fusion nivale.

Sur le Ferrand et la Bléone, les indicateurs calculés sur les chroniques simulées et mesurées sont très proches. C'est sur l'Asse et la Romanche que l'on observe les plus grands écarts entre le modèle et les mesures, notamment pour l'indicateur $T_{s_{50\%}}$ (tableau 5.9). Sur l'Asse, le temps nécessaire pour faire transiter $i\%$ des sédiments ($T_{s_{i\%}}$) est plus faible sur les données simulées, alors qu'il est plus long sur la Romanche (figure 5.17). Les flux spécifiques y^* sont également plus faibles (élevés) sur le bassin de l'Asse (Romanche).

Ces écarts peuvent avoir deux explications. D'une part, il est possible que le modèle sous-

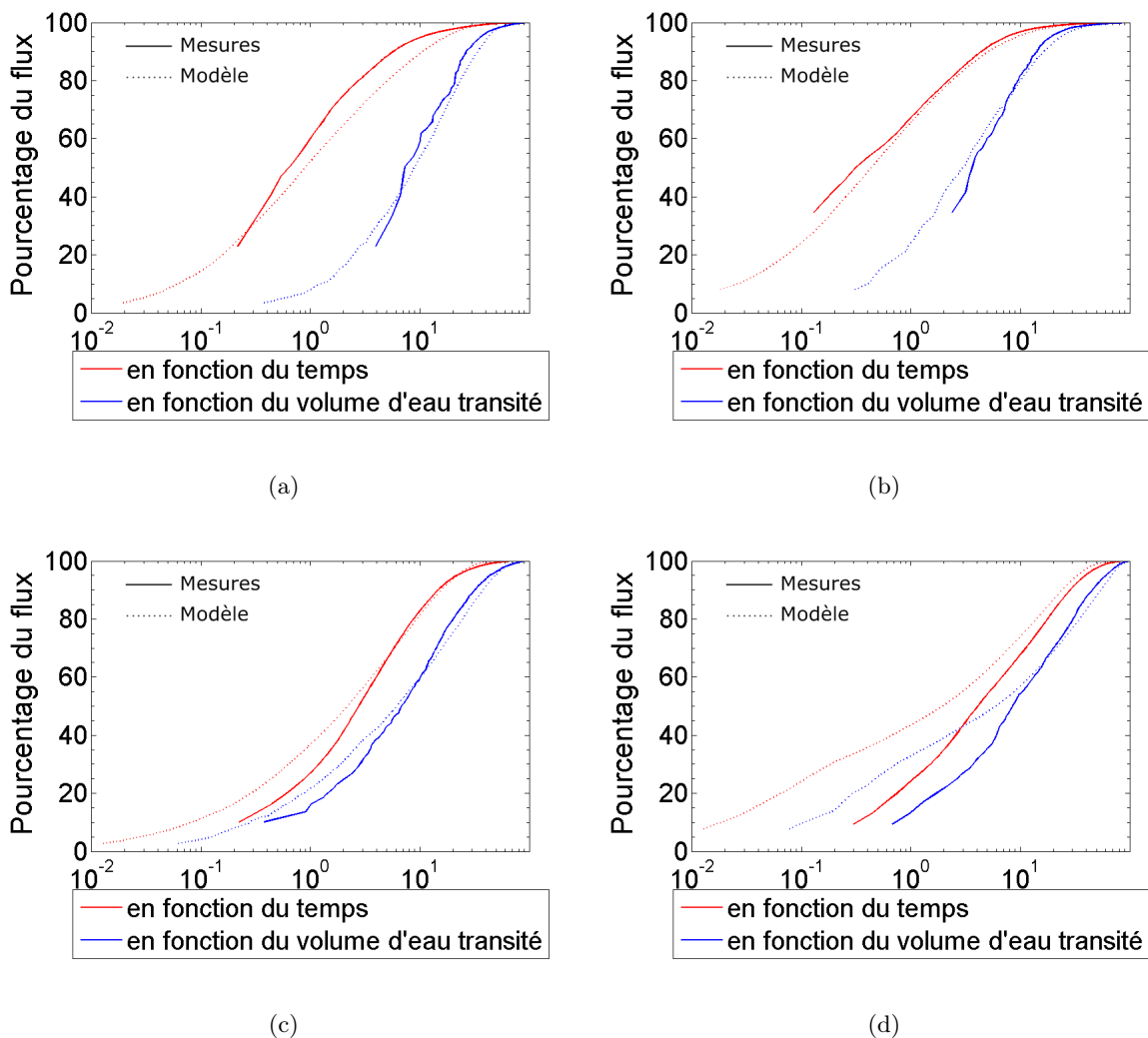


FIGURE 5.17 – Courbes bi-fréquences générées à partir des données observées et simulées par le modèle uniforme sur les bassins de l'Asse (a), de la Bléone (b), du Ferrand (c) et de la Romanche (d).

estime les flux de MES sur la période d'extension sur le bassin de l'Asse et les surestime sur la Romanche. Les calages n'ont en effet pas été validés par des observations sur ces deux bassins versants. Dans ce cas, le calage 3 semble être le plus plausible sur le bassin de l'Asse, alors que le calage 1 serait plus approprié sur la Romanche. Néanmoins, il est également possible que les indicateurs calculés sur des périodes de seulement deux ou trois ans de mesures ne soient pas réellement représentatifs du comportement du bassin à plus long terme.

D.2.2.2 Simulation de la variabilité saisonnière

L'analyse des quelques années de mesures disponibles ont permis d'estimer la contribution des flux mensuels aux cumuls annuels. Les résultats des simulations sur la période d'extension viennent confirmer les dynamiques saisonnières, observées sur les chroniques de mesures (*cf.* paragraphe C.2 du chapitre 3). La distribution des flux mensuels au cours de l'année est peu dépendante du calage utilisé et la simulation de la variabilité saisonnière des flux peut donc être considérée comme fiable. La saisonnalité des flux est bien marquée sur les chroniques simulées, pour chaque bassin versant (figure 5.18).

Sur l'Asse, on observe une première période de transport important au printemps (avril et mai), durant laquelle 26% du flux annuel transite en moyenne. Une deuxième période, de septembre à décembre, produit plus de 50% des cumuls annuels. Ces six mois de plus fort transport contribuent ainsi en moyenne à plus de 75% du flux annuel. Les 25% restant sont transportés durant le reste de l'année, janvier à mars et juin à août.

Le même type de répartition annuelle est observée sur la Bléone, mais la saisonnalité est encore plus marquée. Seulement 16% des flux transitent au cours des mois d'étiage, de décembre à mars et en juin et juillet. Les mois d'avril et mai, représentent en moyenne 21% du flux annuel, tandis que sur la période d'août à novembre, environ 63% du flux est transporté.

La contribution des mois de janvier à mars représente en moyenne 15% des apports annuels sur l'Asse contre seulement 5% sur la Bléone. Le bassin de la Bléone est situé plus au nord que l'Asse et les altitudes moyennes sur ce bassin sont plus élevées. La probabilité de trouver de la neige au sol ou d'observer des précipitations neigeuses est ainsi plus importante sur le bassin de la Bléone. L'influence de la neige sur ce bassin versant méditerranéen, bien que limitée, est néanmoins plus importante que sur l'Asse.

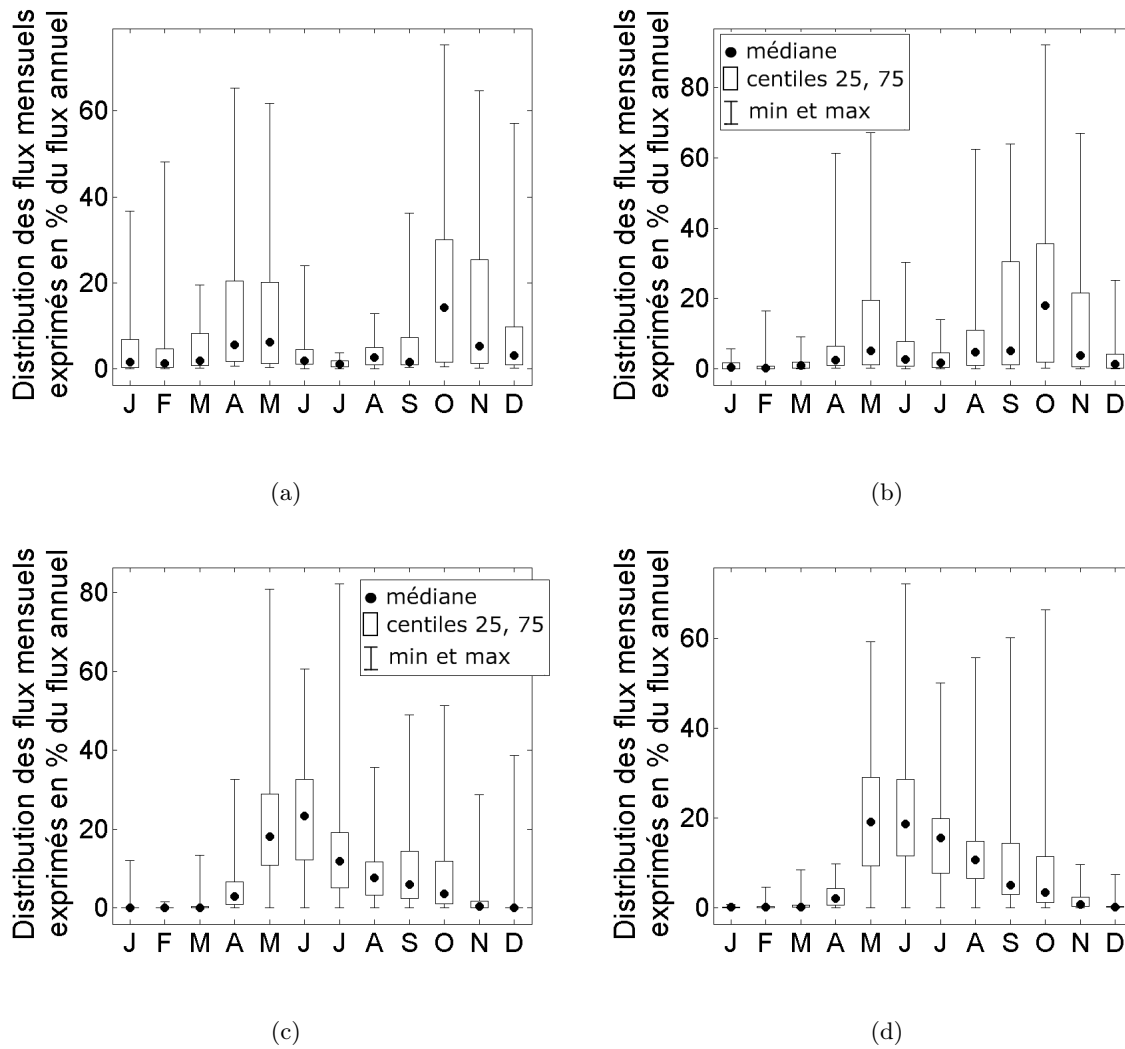


FIGURE 5.18 – Distributions des flux mensuels exprimés en % du flux annuel simulées par le modèle uniforme sur les bassins de l'Asse sur la période 1976-2003 (a), de la Bléone sur la période 1976-2003 (b), du Ferrand sur la période 1961-2003 (c) et de la Romanche sur la période 1961-2003 (d).

Sur le Ferrand et la Romanche, la haute altitude joue un rôle prépondérant dans la dynamique saisonnière des flux de MES. De janvier à mars, les sols sont recouverts en permanence d'un manteau neigeux et les précipitations se présentent généralement sous forme neigeuse. Leur pouvoir érosif peut alors être considéré comme nul. Sur cette période, c'est moins de 1% du flux annuel qui transite sur ces bassins versants. En revanche, les flux observés sur la période de fusion nivale, de mai à juillet, contribuent en moyenne à 60% du flux total annuel. Si l'on ajoute les 31% produits au cours des mois d'août à octobre, c'est plus de 90% du flux de MES qui transite durant les six mois de mai à octobre.

La figure 5.18 met également en évidence que la contribution d'un seul mois peut varier entre moins de 5% et plus de 70% du flux annuel selon l'année de simulation. Les flux mensuels d'octobre et novembre sur les bassins méditerranéens et ceux de mai, juin et juillet sur les bassins de haute montagne sont les plus variables d'une année à l'autre. En revanche, le mois de juillet sur l'Asse et la Bléone et le mois de février sur les bassins du Ferrand et de la Romanche, sont soumis à des étiages solides quelle que soit l'année de simulation.

D.2.2.3 Simulation de la variabilité annuelle

On dispose désormais de deux outils différents pour estimer la variabilité des flux annuels. Les figures 5.19 et 5.20 et le tableau 5.10 présentent en effet les flux spécifiques calculés par la formule de Ludwig et Probst (*cf.* paragraphe C.3.2.2 du chapitre 3) et par la somme des flux journaliers au cours d'une année avec les données reconstituées par le modèle à réservoir.

D'une manière générale, les flux spécifiques issus du modèle à réservoir sont plus faibles que ceux issus la formule de transport de Ludwig et Probst. Une des causes probable est la sous-estimation de certains évènements par le modèle à réservoir, qui entraîne une sous-estimation des flux annuels globaux. Néanmoins, la formule de Ludwig et Probst n'a elle été calée que sur quelques années de mesures et l'extension à des périodes non mesurées ne saurait en aucun cas constituer une référence absolue. Ici encore, la même hiérarchie est observée au sein des trois calages. Les paramètres du calage 1 produisent les flux spécifiques les plus faibles et ceux du calage 3 les flux les plus élevés.

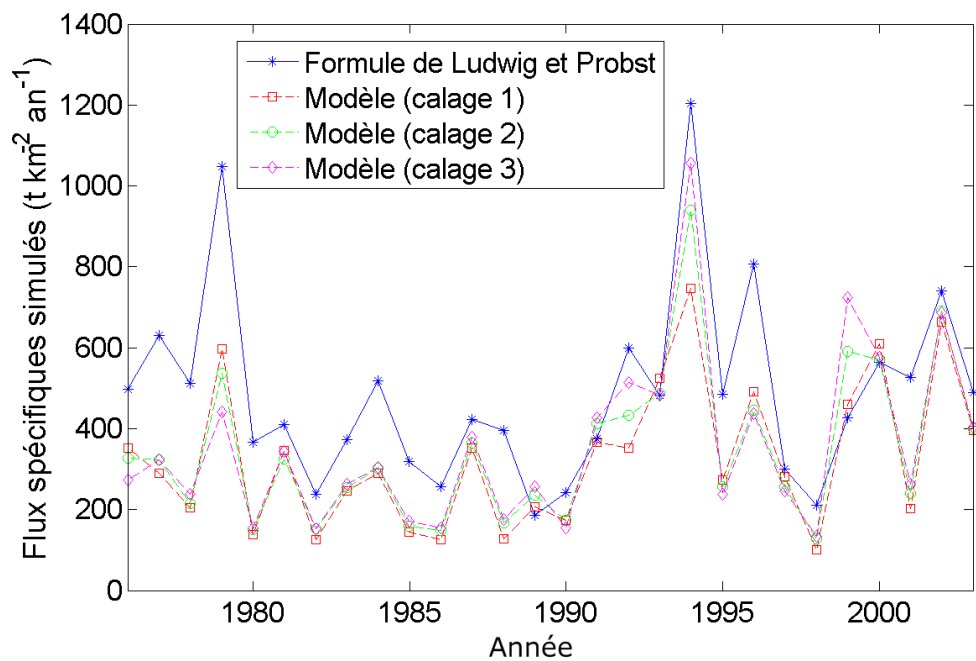
Le modèle à réservoir simule une variabilité inter-annuelle supérieure à celle obtenue à l'aide de la formule de Ludwig et Probst. Le rapport des flux spécifiques maximum sur minimum est compris entre 8 et 27. A l'exception du bassin de l'Asse, ce rapport dépasse 10 et paraît

conforme aux valeurs observées dans la littérature sur ce type de bassin versant. L'écart type n'est en revanche pas nécessairement plus élevé sur les séries générées par le modèle à réservoir (tableau 5.10). L'utilisation de l'écart type n'est cependant pas judicieuse pour comparer la variabilité de séries de moyenne différente comme c'est le cas ici.

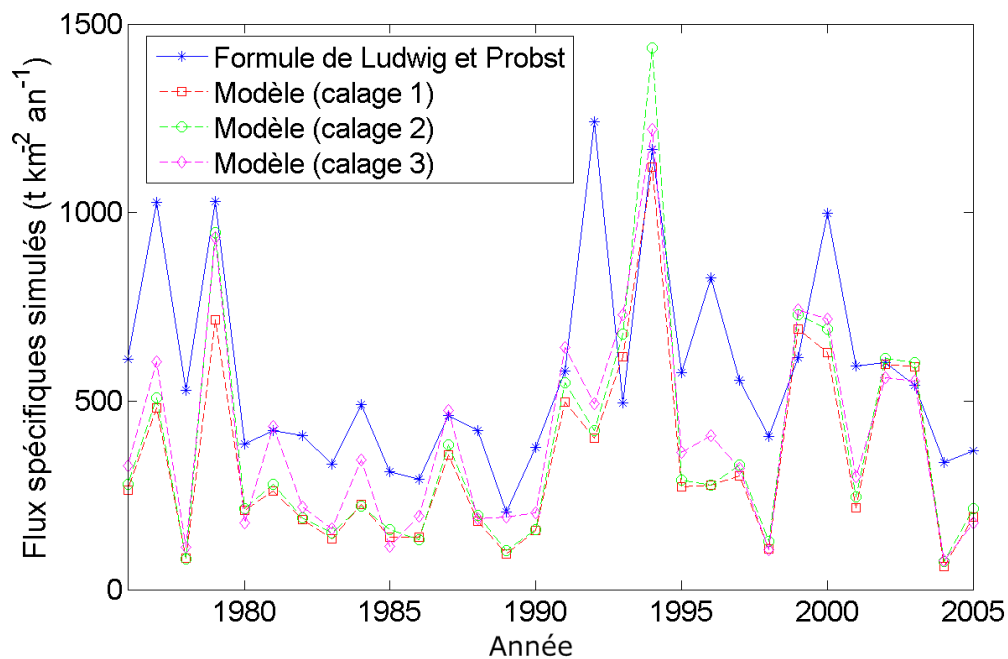
Le coefficient de variation adimensionnel $CV = \frac{\sigma_y}{y_{moy}}$ est plus adapté que l'écart type pour l'analyse de la variabilité des flux annuels. Avec un coefficient de variation compris entre 0.5 et 0.8 pour tous les bassins, le modèle à réservoir génère une variabilité annuelle supérieure à celle issue de la formule de Ludwig et Probst, pour laquelle le coefficient CV est toujours inférieur à 0.5. Ces variations entre les années simulées sont d'ailleurs plus en accord avec les résultats obtenus sur des bassins versants similaires à partir de mesures de transport en suspension (Serrat 1999; Serrat *et al.* 2001; Lenzi *et al.* 2003).

TABLEAU 5.10 – Flux annuels spécifiques y simulés par le modèle uniforme et par la formule de Ludwig et Probst (1998) sur la période 1976-2003 pour l'Asse et la Bléone et 1961-2004 pour le Ferrand et la Romanche; le calage « optimum » est représenté en gras dans le tableau.

Bassin versant		y_{moy}	σ_y	y_{max}	y_{min}	$\frac{y_{max}}{y_{min}}$	$CV = \frac{\sigma_y}{y_{moy}}$
		t km ⁻² an ⁻¹					-
Asse	L&B	486	235	1203	185	6.5	0.48
	C1	328	178	746	100	7.5	0.54
	C2	346	192	940	127	7.5	0.55
	C3	356	211	1056	133	8	0.60
Bléone	L&B	589	272	1240	206	6	0.47
	C1	340	246	1120	62	18	0.72
	C2	376	302	1437	74	19.5	0.80
	C3	403	275	1221	76	16	0.68
Ferrand	L&B	213	594	1111	172	6.5	0.39
	C1	289	155	774	58	13.5	0.54
	C2	311	153	752	63	12	0.49
	C3	342	190	940	56	17.5	0.56
Romanche	L&B	196	520	1088	201	5.5	0.49
	C1	521	316	1701	75	22.5	0.61
	C2	558	400	2233	83	27	0.72
	C3	665	525	2713	117	23	0.80

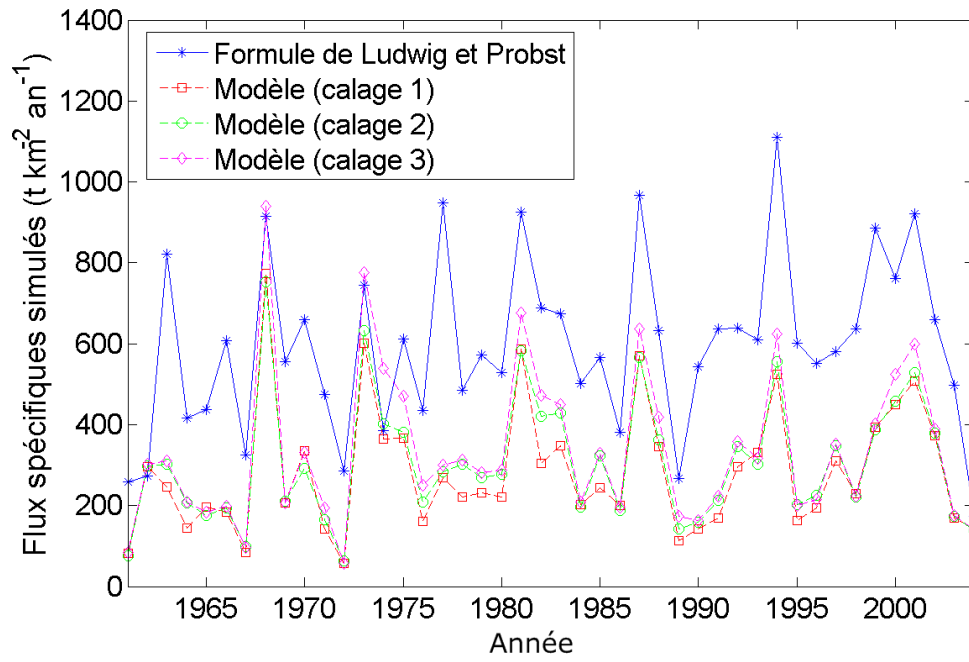


(a)

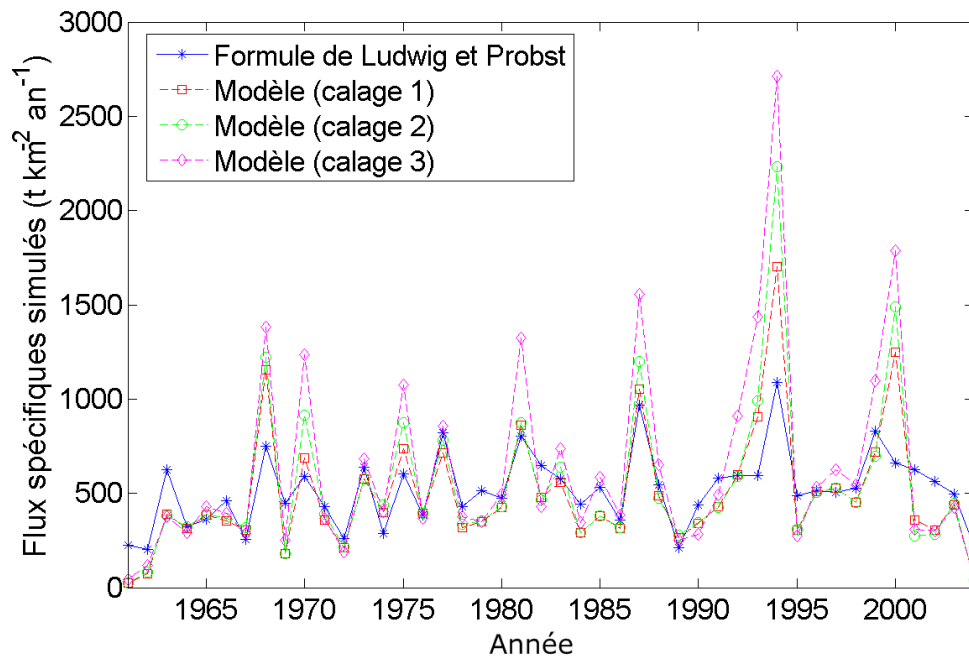


(b)

FIGURE 5.19 – Flux spécifiques annuels simulés par le modèle uniforme pour différents calages et par la formule de Ludwig et Probst (1998) pour les bassins de l'Asse (a) et de la Bléone (b).



(a)



(b)

FIGURE 5.20 – Flux spécifiques annuels simulés par le modèle uniforme pour différents calages et par la formule de Ludwig et Probst (1998) pour les bassins du Ferrand (a) et de la Romanche (b).

Les deux approches utilisées ici sont assez différentes conceptuellement. La formule de Ludwig et Probst est une formule globale, le flux annuel est calculé à partir de données moyennes annuelles. L'estimation du flux annuel par le modèle à réservoir est elle réalisée en simulant des flux journaliers et des évènements de fort transport solide en suspension. Les flux annuels sont ensuite calculés comme la somme des flux journaliers sur l'année.

Cependant, malgré cette différence d'approche, les résultats de la simulation des fluctuations des flux spécifiques sont assez similaires avec les deux méthodes. En particulier, les deux modèles restituent bien les alternances entre les années de fort et de faible transport (figures 5.19 et 5.20). L'indice centré réduit calculé pour les flux annuels spécifiques (figures 5.21 et 5.22) permet de mettre en évidence ces similitudes dans les variations :

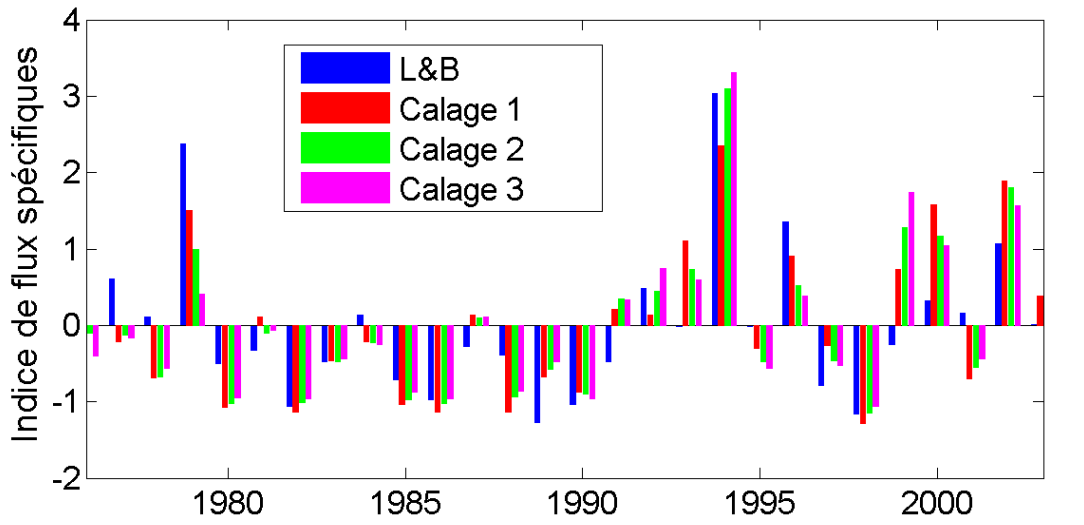
$$I_y(i) = \frac{y(i) - \bar{y}}{\sigma_y} \quad (5.7)$$

où $I_y(i)$ est l'indice centré réduit des flux pour l'année i ,

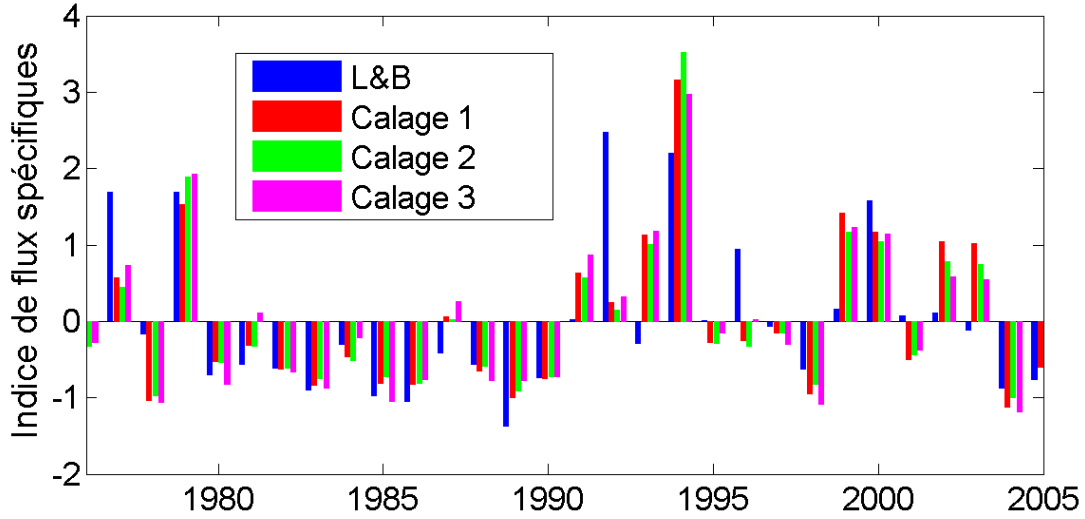
$y(i)$ le flux spécifique de l'année i ,

\bar{y} et σ_y sont respectivement la moyenne et l'écart type des flux spécifiques annuels.

Lorsque l'indice est positif (respectivement négatif), le flux annuel est supérieur (inférieur) à la moyenne. On constate sur les figures 5.21 et 5.22 que cet indice est positif ou négatif pour les mêmes années, qu'il soit calculé à partir des données issues du modèle à réservoir ou de la formule de Ludwig et Probst. Les deux méthodes sont donc capables de retranscrire les alternances de fort ou de faible transport en suspension sur une échelle de temps supérieure à trente ans.

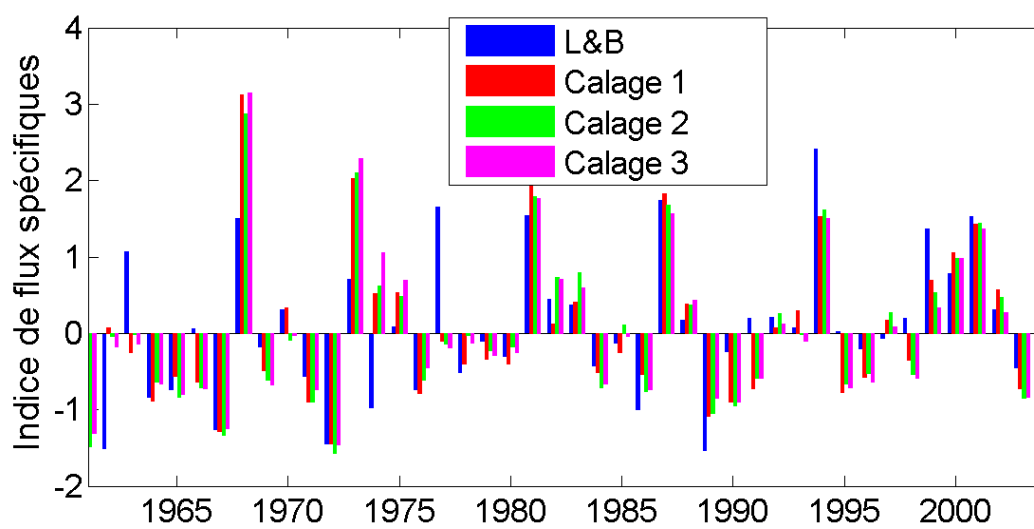


(a)

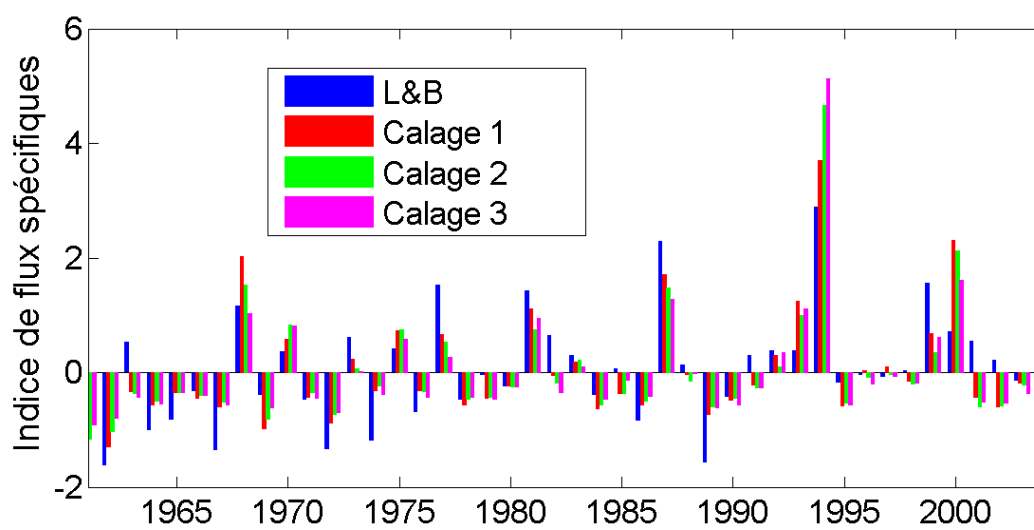


(b)

FIGURE 5.21 – Indices centrés réduits des flux spécifiques annuels sur les bassins de l'Asse (a) et de la Bléone (b).



(a)



(b)

FIGURE 5.22 – Indices centrés réduits des flux spécifiques annuels sur les bassins du Ferrand (a) et de la Romanche (b).

D.3 Limites de la modélisation

Dans le cadre de la modélisation hydrologique, on distingue souvent trois catégories d'incertitudes dans le processus de modélisation : (i) les erreurs d'adéquation du modèle à la réalité ou erreurs structurelles du modèle, (ii) les erreurs numériques et (iii) les imprécisions et incertitudes sur les variables d'entrée et les paramètres du modèle (Zin 2002). On retrouve le même type d'erreurs dans la modélisation du transport solide en suspension.

D.3.1 Qualité des données d'entrée du modèle

La reconstitution des flux de sédiments en suspension repose sur la connaissance de deux grandeurs mesurées : les concentrations et les débits. L'incertitude sur la mesure de ces grandeurs va bien évidemment générer des incertitudes dans les modèles. Elle affecte (i) les variables d'entrée du modèle (pluies, débits, températures) et (ii) les chroniques de flux que l'on cherche à reproduire (concentrations, débits).

D.3.1.1 Données de concentration en MES

Le chapitre 2 a permis de définir clairement la méthodologie de mesure des concentrations en MES dans les cours d'eau. Si les mesures horaires de notre base de données nous permettent de nous affranchir de toute incertitude liée à la fréquence d'échantillonnage, d'autres facteurs peuvent perturber la mesure.

La mesure ponctuelle dans la section pose de manière légitime la question de la représentativité du point de mesure. Même si le brassage des masses d'eau durant les crues rend la distribution des concentrations homogène dans la section, on ne peut pas exclure une erreur de l'ordre de 5 à 10% sur l'estimation des flux (*cf.* paragraphe C.3 du chapitre 2).

Une deuxième source d'erreur sur la mesure des concentrations provient directement de la méthode de mesure par turbidité. La relation concentration-turbidité présente en effet une certaine variabilité qui peut générer des erreurs allant jusqu'à 10% dans la reconstruction des concentrations à partir des turbidités mesurées (*cf.* paragraphe C du chapitre 2).

D.3.1.2 Données de débit

Sur le Ferrand et la Romanche, l'erreur de mesure sur les débits est assez limitée. La mesure des hauteurs d'eau et leur conversion en débit au travers d'une courbe de tarage est la méthode de mesure en continu des débits la plus fiable. Cependant, sur les bassins de haute montagne, les variations du lit du torrent peuvent entraîner une modification de la courbe de tarage à la station de mesure (détarage, lié à la modification de la section). Ainsi, malgré la mesure directe via les hauteurs d'eau, des erreurs peuvent s'introduire dans la mesure des débits, notamment lors des crues, quand le lit est susceptible d'être modifié.

Sur les bassins de l'Asse et de la Bléone, les débits ne sont pas mesurés directement au droit de la station de mesure des concentrations, mais à une station de mesure située sur un sous-bassin en amont (*cf.* paragraphe A.1.3.1 du chapitre 2). Les débits sont alors reconstitués à l'exutoire par transfert d'échelle et déphasage des données. Des erreurs de l'ordre de 10 à 15% dans l'estimation des débits peuvent alors être envisagées.

En cumulant ces valeurs aux erreurs sur l'estimation des concentrations, l'incertitude sur la mesure des flux pourrait atteindre jusqu'à 20% dans les cas les plus défavorables.

D.3.1.3 Données de pluie

La mesure des pluies est un problème bien connu en hydrologie. Même si la mesure ponctuelle à l'aide des pluviomètres peut être considérée comme fiable, l'estimation de la pluie sur une surface plus large comme à l'échelle d'un bassin versant par exemple reste problématique, du fait de la variabilité spatiale importante des phénomènes.

La faible densité du réseau de pluviomètres sur les bassins étudiés rend difficile la spatialisaton des processus. Les champs spatialisés générés par Frédéric Gottardi au cours de sa thèse apportent une première réponse au problème. En intégrant l'orographie et le type de circulation atmosphérique dans l'interpolation, il est possible de retranscrire une part de la variabilité des champs de pluie que les méthodes d'interpolation simple comme le krigeage ne sont pas en mesure de reproduire. Il reste néanmoins toujours difficile de retranscrire certaines situations, comme un orage isolé, pourtant très importantes dans la modélisation du transport solide en suspension (*cf.* paragraphe B du chapitre 3).

D.3.2 Erreurs de modélisation

D.3.2.1 Erreurs du modèle hydrologique

Le modèle hydrologique fournit au modèle de transport solide les variables d'entrée de ruissellement de surface et de fonte qui génèrent une partie de la production de particules sur le bassin versant.

En plus des incertitudes sur les données d'entrée (les pluies) et sur les données à modéliser (les débits), les incertitudes liées à la structure du modèle hydrologique vont nécessairement engendrer des erreurs sur la reproduction des débits, qui vont ensuite se répercuter sur les grandeurs de ruissellement et de fonte.

Lorsque l'on observe dans le détail les chroniques de débits et de flux mesurées et simulées, la dépendance du modèle de transport solide au modèle hydrologique apparaît clairement. Sur la Bléone, ce lien étroit est mis en évidence par deux événements au cours de l'été 2004 (figure 5.23). Le 9 juillet 2004, le modèle hydrologique n'est pas en mesure de reproduire la crue liquide. La

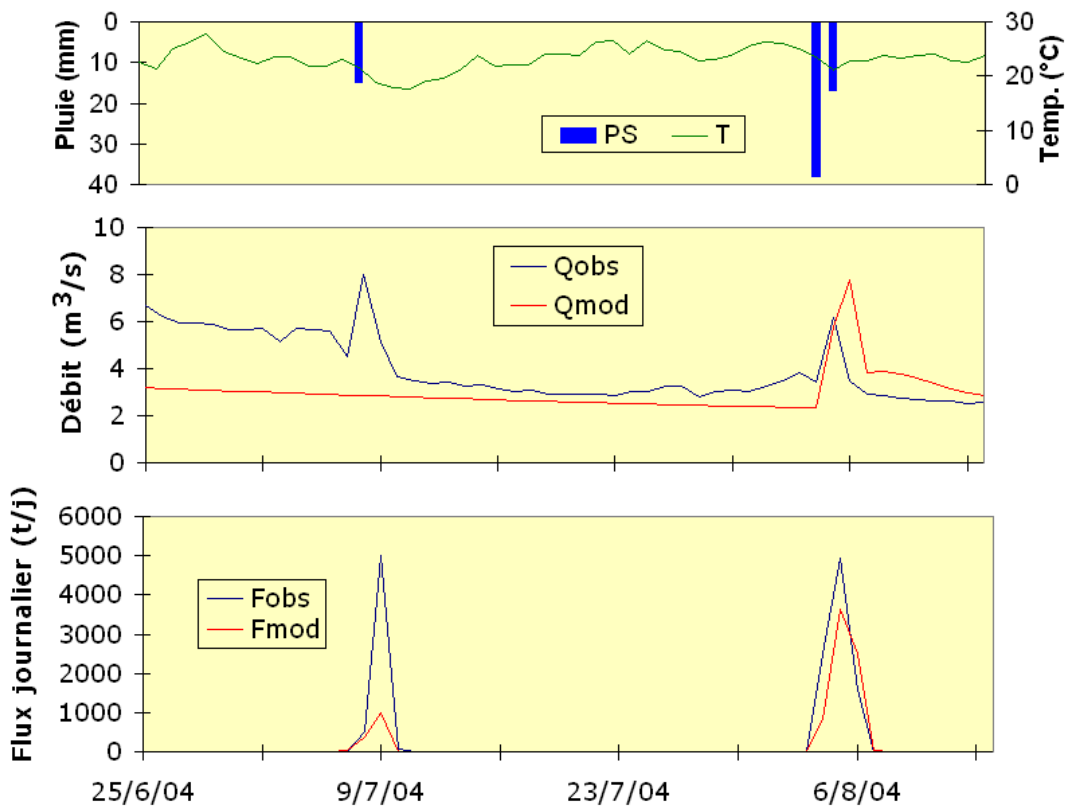


FIGURE 5.23 – Chroniques de pluie, débit et flux journalier de MES mesurées et simulées sur le bassin de la Bléone au cours de l'été 2004.

production de sédiments sur le bassin se limite à l'action de la pluie et le transport solide simulé est fortement sous-estimé. En revanche, le 6 août 2004, le modèle hydrologique représente mieux l'évènement de crue liquide et le transport solide est alors lui aussi bien simulé.

Le même type de situation peut être mis en évidence sur le bassin du Ferrand (figure 5.24). L'incapacité du modèle hydrologique à reproduire la crue du 31 août 2002 pénalise de nouveau le modèle de transport solide. La production de sédiments simulée sur le bassin demeure presque nulle. Les précipitations mesurées par le pluviomètre sont en effet très faibles. Le modèle hydrologique ne génère donc pas de ruissellement superficiel. L'hypothèse d'un orage isolé non décelé par les pluviomètres semble la plus probable. En revanche, l'évènement du 9 septembre 2002, parfaitement représenté par le modèle hydrologique, est également bien retranscrit par le modèle de transport solide en suspension.

Ces deux exemples mettent en évidence la forte dépendance du modèle de transport solide au modèle hydrologique qui lui fournit deux de ses variables d'entrée (*vs - al* et *dtr2*), essentielles pour bien estimer la production de sédiments par le ruissellement de surface ou de fusion nivale.

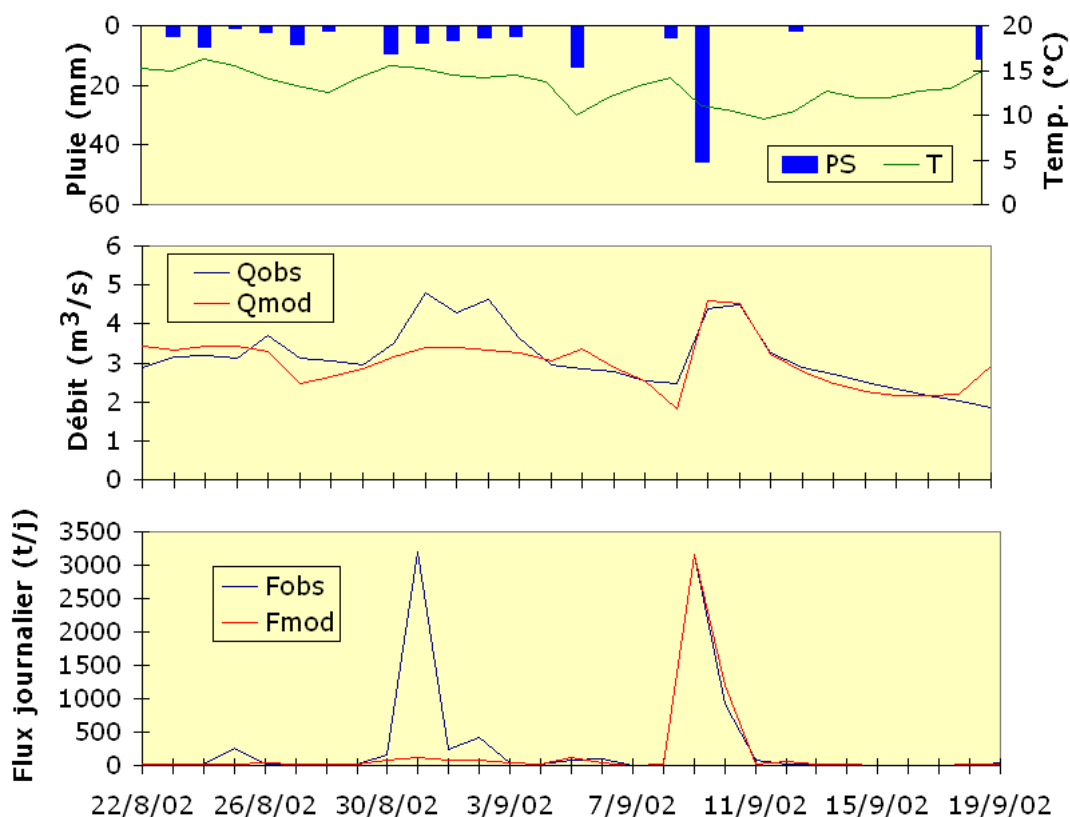


FIGURE 5.24 – Chroniques de pluie, débit et flux journalier de MES mesurées et simulées sur le bassin du Ferrand au cours de l'été 2002.

D.3.2.2 Erreurs structurelles du modèle de transport solide en suspension

Une dernière source d'incertitude dans la modélisation des flux de MES provient de la structure même du modèle. Les choix dans la manière de décrire les processus au sein d'un modèle conceptuel à réservoir ne permettent pas de représenter l'ensemble des processus physiques mis en jeu. Ce type d'approche nécessite de synthétiser et d'appréhender les phénomènes de manière globale. Cette démarche détermine la structure du modèle, c'est à dire le nombre de réservoirs et les transferts entre ces derniers. Cette schématisation du fonctionnement du bassin versant ne peut être une représentation exacte des phénomènes observés.

D'autre part, le choix du paramétrage réalisé lors du calage du modèle constitue lui aussi une phase délicate de la démarche de modélisation. Le manque de données de calage, les incertitudes sur les données d'entrée et de sortie vont entraîner des erreurs dans l'estimation des paramètres du modèle. C'est pourquoi il est délicat de parler de calage « optimum ». Il est alors préférable d'envisager plusieurs jeux de paramètres, générant des flux statistiquement acceptables sur la période de calage et de validation, afin de prendre en compte ces incertitudes sur le calage du modèle.

E Synthèse sur la modélisation des flux journaliers de MES

Ce chapitre a permis de décrire un modèle conceptuel de transport solide en suspension à même de représenter correctement les flux de MES en calage et en validation. Malgré son incapacité à bien simuler certains événements de crue solide, ce modèle est bien meilleur que des modèles statistiques de type corrélation multiple entre flux et variables hydro-climatiques. Tous les critères d'évaluation des modèles ont en effet été significativement améliorés.

Deux modèles à réservoir ont été testés : un premier, où les processus sont représentés de manière uniforme sur la surface du bassin versant et un second, pour lequel la fonction de production des particules par la pluie est distribuée. Il ressort de cette étude que l'apport de la spatialisation des pluies est limité. De plus, cette démarche augmente considérablement les temps de calcul. Au vu des résultats obtenus, un modèle uniforme semble en mesure d'intégrer la structure spatiale des processus la plus courante dans le calage des paramètres. Ces résultats demandent néanmoins à être confirmés sur des séries temporelles plus longues. Le modèle spatialisé pourrait en effet se révéler plus robuste que le modèle uniforme.

Les modèles uniforme comme spatialisé se sont montrés capables de générer des chroniques réalistes de flux à l'aide de longues séries de débit, pluie et température. Ces simulations ne peuvent pas être comparées à des données mesurées, mais elles respectent sur le long terme les indicateurs statistiques calculés dans le chapitre 4. Ces derniers ont été définis par Meybeck *et al.* (2003) et traduisent la dynamique des flux de MES à l'échelle du bassin versant. Le fait que les chroniques respectent ces indicateurs permet d'affirmer le caractère statistiquement réaliste des flux simulés.

Pour chaque version du modèle et pour chaque bassin versant, plusieurs jeux de paramètres ont permis de bien reproduire les flux en calage et validation, ce qui nous a conduit à proposer plusieurs séries de flux de MES sur la période d'extension des données. Les flux simulés par ces différents jeux de paramètres se sont en effet révélés différents sur cette période d'extension. Plusieurs scénarios plausibles pour ces périodes non mesurées ont ainsi été définis. Comme dans le domaine de la modélisation hydrologique, la notion de calage unique est donc rejetée, au profit de plusieurs jeux de paramètres réalistes.

Conclusion générale

Cette étude du transport de sédiments en suspension dans les cours d'eau a permis une approche globale de la problématique. En effet, nous nous sommes efforcés de traiter le problème dans son ensemble. Notre démarche peut être décomposée en trois étapes successives : la mesure des flux de MES, la compréhension des processus à l'échelle du bassin versant, et finalement la modélisation des flux de MES.

Principaux résultats

Mesure des flux de MES dans les cours d'eau

Cette étape est obligatoire dans toute étude de la dynamique du transport de MES à l'échelle du bassin versant. Elle repose notamment sur la mesure des concentrations en MES dans les cours d'eau.

Que ce soit dans un cadre d'étude des processus, de diagnostic ou dans un cadre opérationnel, la mesure doit être fiable, continue et disponible en temps réel. Les solutions technologiques répondant à ces obligations sont assez peu nombreuses. La plus fiable est sans doute l'association d'un turbidimètre et d'un préleveur automatique. Le premier de ces deux instruments est en effet capable d'acquiesir une mesure en continu disponible en temps réel. Néanmoins, il ne permet pas d'obtenir une mesure directe de concentration et doit donc être calibré. Cette calibration est réalisée à l'aide de prélèvements d'eau, dans toute la gamme de concentrations observables, durant les étiages ou les crues. Ces mesures simultanées de concentration et de turbidité permettent d'établir une relation entre ces deux grandeurs. Les chroniques de turbidité enregistrées peuvent alors être converties en chroniques de concentration en MES.

Cette méthode permet d'obtenir des mesures de bonne qualité et se révèle bien adaptée à la surveillance en rivière. Elle présente néanmoins un inconvénient important : la mesure est ponctuelle dans la section. Il conviendra de vérifier l'homogénéité des concentrations dans cette section de mesure afin de justifier le calcul des flux comme le produit du débit par la concentration mesurée en un point fixe unique.

Selon la morphologie du lit de la rivière, cette hypothèse forte sera parfois difficile à vérifier. Pour des rivières à lit en tresses ou à bras multiples, il sera plus compliqué de mettre en oeuvre ce type de méthode de mesure. Le point de mesure doit en effet être choisi judicieusement, dans une section la plus homogène possible et la mieux mélangée, en fonction des contraintes matérielles d'installation.

L'acquisition de mesure avec un pas de temps d'une heure a permis de mettre en évidence l'influence de la fréquence de mesure sur l'estimation des flux sur des bassins versants alpins de tailles variées. Sur les bassins les plus petits ($< 100 \text{ km}^2$), une fréquence de mesure de quatre heures est nécessaire pour reconstituer les cumuls de flux avec une précision de $\pm 20\%$. Sur un bassin alpin plus large tel que l'Isère (5720 km^2), les mesures peuvent être plus espacées, mais devront être au moins bi-journalières. Associée à d'autres études du même type (Coyne *et al.* 2004; Moatar *et al.* 2006; Moatar *et al.* 2007), cette analyse de sensibilité de l'estimation des flux en fonction de la fréquence de mesure permet de proposer une fréquence de mesure minimum selon le type et la surface du bassin versant et de quantifier les incertitudes sur l'estimation des flux calculés dans la littérature selon la fréquence de mesure utilisée.

Dynamique des flux de MES dans les cours d'eau

L'analyse des flux de MES à l'échelle de la crue solide permet de mettre en évidence les processus fondamentaux qui régissent le transfert des sédiments sur le bassin versant. Sur des bassins versants méditerranéens comme l'Asse ou la Bléone, la pluie et le ruissellement sont les deux processus qui gouvernent la production de MES. Lorsque l'on s'intéresse à des bassins versants de haute montagne, comme le Ferrand ou la Romanche, la pluie ne peut cependant plus être considérée comme le seul agent érosif. La fusion nivale joue en effet un rôle important dans le bilan sédimentaire de ces bassins versants, puisque plus de 30% des flux annuels sont observés durant des jours secs entre le 1^{er} avril et le 30 septembre.

Les processus responsables de l'érosion et du transport des particules ne sont pas uniformément répartis sur les bassins versants, quel que soit celui que l'on considère. Les bassins versants de haute montagne sont très sensibles aux orages estivaux, très localisés. Des crues solides importantes sont parfois observées durant des journées où les pluviomètres disponibles relèvent moins de 5 mm de pluie. Ces derniers, généralement situés à l'aval des bassins, ne permettent de représenter correctement ni l'intensité, ni les cumuls de pluie sur l'amont des bassins versants. L'étude de ces événements est rendue compliquée par le manque d'information.

Le transport de MES sur le bassin versant est très variable dans le temps. Les concentrations en sédiment sont en général faibles dans les cours d'eau étudiés ($< 0.1 \text{ g l}^{-1}$), mais peuvent dépasser plusieurs dizaine de g l^{-1} durant les crues. Ces événements occupent une place prépondérante dans le bilan sédimentaire à l'échelle du bassin versant. Pour l'ensemble des bassins étudiés, plus de la moitié du flux annuel transite en moins de 2% du temps, soit moins de huit jours au cours de l'année. De plus, ces 50% de la charge sédimentaire annuelle ne sont transportés que par 6% des volumes d'eau transitée pendant une année.

Durant un cycle hydrologique, les apports ne sont pas réguliers. Sur les bassins méditerranéens, deux périodes, d'avril à juin, puis de septembre à décembre contribuent à plus de 80% des flux annuels. Sur les bassins de haute montagne ou de l'Isère, la fusion nivale et les pluies d'été ou d'automne sont responsables de plus de 90% du flux annuel, sur la période d'avril à octobre.

Les flux annuels de MES sont également très variables entre les années. Si les mesures n'ont pour l'instant pas permis de mettre en évidence cette variabilité sur le long terme, les modèles rétrospectifs permettent de prédire son ordre de grandeur. Les flux annuels de sédiments dans les bassins alpins étudiés pourraient varier dans un rapport de dix entre les années de fort et de faible transport.

Modélisation des flux de MES dans les cours d'eau

Sur les bassins versant alpins étudiés, des modèles statistiques de type corrélation simple ou multiple ne sont pas adaptés pour représenter correctement les flux journaliers de MES. Un modèle conceptuel présentant un réservoir « stock » permet d'améliorer considérablement la reconstitution des flux. Ce modèle, initialement développé par EDF, a été testé sur les bassins étudiés et nous avons tenté d'y apporter quelques améliorations.

Dans sa version initiale, ce modèle travaille de manière uniforme à l'échelle du bassin versant. Afin d'améliorer ses performances, la fonction de production de la pluie a été spatialisée sur le bassin versant, en utilisant à la fois des champs de pluie distribuée (thèse de Frédéric Gottardi, EDF DTG) et un indice de sensibilité à l'érosion des sols. Cette démarche avait pour but de mieux prendre en compte la contribution des différentes zones sources de sédiments en fonction de la distribution spatiale des précipitations. Les résultats obtenus n'ont pas été à la hauteur de nos attentes. La spatialisation de la fonction de production par la pluie n'améliore pas ou peu les résultats. Les événements mal représentés par le modèle à réservoir, dans sa version uniforme comme spatialisée, sont souvent associés à des orages isolés. Malgré la meilleure représentation des champs de pluie journaliers apportée par la spatialisation, celle-ci ne permet pas encore de retranscrire ce type d'événements dans les chroniques. Le modèle spatialisé n'apporte alors que peu d'amélioration par rapport au modèle uniforme.

Les deux versions du modèle à réservoir, uniforme ou spatialisée, sont aptes à générer des chroniques de flux journaliers de sédiments à l'aide de données historiques de débit, pluie et température. Les flux ainsi reconstitués sur des périodes de plus de trente ans peuvent être considérés comme réalistes. Les simulations reproduisent bien les caractéristiques du transport en suspension sur les bassins étudiés et respectent les indicateurs statistiques définis par Meybeck *et al.* (2003), calculés sur les différentes périodes de mesure.

Le faible nombre d'années de mesure disponibles (deux à trois ans dans cette étude) rend difficile le calage des quinze ou seize paramètres du modèle. Pour deux des bassins d'étude, nous avons même préféré supprimer la période de validation du modèle afin de conserver un minimum de données de calage. Dans ces conditions, il est délicat de parler de calage « unique » du modèle. Bien qu'un calage de référence puisse être défini, d'autres, légèrement moins bons, obtiennent tout de même des résultats tout à fait acceptables sur les périodes de calage et de validation. Le choix de trois paramétrages du modèle permet ainsi de proposer trois chroniques historiques différentes, notamment en terme de volume de sédiments transités. En revanche, elles respectent toutes les trois les indicateurs statistiques et peuvent être envisagées comme trois scénarios plausibles de transport en suspension sur ces bassins au cours des trente dernières années.

Perspectives

Sur la mesure ...

Même si elle peut paraître évidente, la première chose à faire est de continuer à mesurer les concentrations en sédiment en suspension dans les cours d'eau. A l'heure actuelle, il existe trop peu de bases de données de mesures à haute fréquence sur de longues périodes. En effet, des campagnes de mesures ponctuelles dans le temps ne sont pas suffisantes si l'on souhaite par exemple quantifier les effets de la pression anthropique (aménagement hydrauliques sur les cours d'eau ou modification d'utilisation des sols) sur les bilans sédimentaires.

Un prolongement des chroniques mesurées permettra également (i) d'améliorer la connaissance actuelle de la dynamique des flux de MES dans les cours d'eau et (ii) d'alimenter les modèles de transport de MES et donc d'en améliorer la qualité. De plus, ces mesures de concentration devraient être accompagnées d'une intensification de la mesure des paramètres clefs comme la pluie ou le débit. Dans le cadre du projet ANR STREAMS (2006-2009), mené conjointement par le LTHE, le CEMAGREF et EDF, l'instrumentation de différents sous bassins de la Bléone devrait apporter des réponses aux problèmes de variabilité spatiale des processus.

Du point de vue des méthodes de mesure, des instruments comme les ADCP semblent prometteurs. De nombreux essais de mesure de profils de concentration dans une section présentent déjà des résultats encourageants. Si ce type de mesure s'avère concluant, l'installation d'H-ADCP fixes permettrait alors un suivi à haute résolution temporelle des concentrations dans l'ensemble de la section de mesure.

Sur la modélisation ...

Bien que présentant des résultats encourageants, les modèles de transport de MES ne sont pas parfaits, loin s'en faut.

La spatialisation de la fonction de production de la pluie n'a pas apporté de résultats convainquants. Néanmoins, cette piste de recherche ne doit pas être abandonnée. Elle demande avant tout des chroniques de mesures plus longues. Le modèle spatialisé pourrait en effet se révéler plus robuste qu'un modèle de type uniforme sur le long terme. Si cela se vérifiait, une distribution de la fonction de production du ruissellement pourrait alors également être envisagée.

Outre la distribution spatiale des processus, il serait possible d'introduire plus de variabilité

temporelle dans ce modèle. On peut en effet envisager de réduire le pas de temps de calcul afin de mieux prendre en compte la dynamique des processus sur le bassin, ou d'intégrer dans les variables d'entrée la signature temporelle des événements : variabilité des débits dans la journée, intensité maximum des précipitations, rapport cumul/durée des pluies ...

Une autre voie de recherche pour améliorer la modélisation pourrait être de tester une structure plus complexe du modèle. Celui-ci présente en effet pour le moment un seul réservoir « stock ». L'introduction d'un réservoir supplémentaire représentant par exemple une quantité de sédiments « facilement mobilisables » pourrait permettre de prendre en compte le rôle de l'état du sol dans la production de sédiments.

Enfin, nous avons pour l'instant utilisé le modèle pour reconstruire des chroniques passées. Si celui-ci se révèle performant sur des chroniques de mesures plus longues, on pourra envisager de le tester en prévision. Il constituerait alors un outil de gestion des flux de MES intéressant, à la fois pour reconstituer les flux non mesurés et anticiper les apports de MES dans le système fluvial.

Références bibliographiques

- Allain-Jegou C.** (1999). *Relation végétation-écoulement-transport solide dans le lit des rivières. Étude de l'Isère dans le Grésivaudan*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I.
- Alp M. et Cigizoglu H.K.** (2006). Suspended sediment load simulation by two artificial neural network methods using hydrometeorological data. *Environmental Modelling and Software* **22**, pp. 2–13.
- Antoine P., Giraud D., Meunier M. et Van Ash T.** (1995). Geological and geotechnical properties of the Terres Noires in southeastern France : weathering, erosion, solid transport and instability. *Engineering Geology* **40**, pp. 223–234.
- Asselman N.E.M.** (1999). Suspended sediment dynamics in a large drainage basin : the River Rhine. *Hydrological Processes* **13**(10), pp. 1437–1450.
- Asselman N.E.M.** (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology* **234**(3-4), pp. 228–248.
- Belleudy P., Valette A. et Graff B.** (2008). Passive hydrophone monitoring of bedload in river beds : First trials and exploration. Technical report, USGS Scientific Investigations Report.
- Benkhaled A. et Remini B.** (2003). Temporal variability of sediment concentration and hysteresis phenomena in the Wadi Wahrane basin, Algeria. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques* **48**(2), pp. 243–255.
- Benson T. et French J.R.** (2007). InSiPID : a new low-cost instrument for in situ particle size measurements in estuarine and coastal waters. *Journal of Sea Research* **58**(3), pp. 167–188.
- Beven K.** (2001). Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources* **16**, pp. 11–29.
- Beven K. et Freer J.** (1993). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology* **249**, pp. 41–51.

- Bicknell B.R., Imhoff J.C., Kittle J.L., Donigian A.S. et Johanson R.C.** (1997). *Hydrological Simulation Program-FORTRAN; User's Manual for Release-11*. USEPA Environmental Research Laboratory, Athens.
- Boiffin J.** (1984). *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action de la pluie*. Thèse de doctorat, Institut National Agronomique de Paris Grignon.
- Bouvard M.** (2004). *Transport des sédiments dans les ouvrages hydrauliques*. Presse de l'École Nationale des Ponts et Chaussées.
- Brasington J. et Richards K.** (2000). Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hills. *Hydrological Processes* **14**, pp. 1448–1463.
- Bryan R.B.** (2000). Soil erodability and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* **32**(3-4), pp. 385–415.
- Cerdan O., Le Bissonnais Y., Souchere V., Martin P. et Lecomte V.** (2002). Sediment concentration in interrill flow : interactions between soil surface conditions, vegetation and rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms* **27**, pp. 193–205.
- Cerdan O., Souchere V., Lecomte V., Couturier A. et Le Bissonnais Y.** (2002). Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model : sealing and transfer by runoff and erosion related to agricultural management. *Catena* **46**(2-3), pp. 189–205.
- Cheng N.S. et Chiew Y.M.** (1999). Analysis of initiation of sediment suspension from bed load. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* **125**(8), pp. 855–861.
- Chien N.S. et Zhaohui W.** (1999). *Mechanics of sediment transport*. ASCE Press.
- Chikita K.A., Kemnitz K. et Kumai R.** (2005). The effect of floods on the transport of suspended sediments and contaminants : a case study from the estuary of the Dese River (Venice Lagoon, Italy). *Environmental International* **31**, pp. 948–958.
- Chikita K.A., Kemnitz R. et Kumai R.** (2002). Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River, Alaska. *Catena* **48**(4), pp. 235–253.
- Cigizoglu H.K.** (2004). Estimation and forecasting of daily suspended sediment data by multi-layer perceptrons. *Advances in Water Resources* **27**(2), pp. 185–195.
- Clifford N.J., Richards K.S., Brown R.A. et Lane S.N.** (1995). Laboratory and field assessment of an infrared turbidity probe and its response to particle size and variation in suspended concentration. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques* **40**(6), pp. 771–791.

- Coussot P.** (1992). *Rhéologie des laves torrentielles*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG).
- Coynel A.** (2005). *Érosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1.
- Coynel A., Schafer J., Hurtrez J.E., Dumas J., Etcheber H. et Blanc G.** (2004). Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *Science of the Total Environment* **330**(1-3), pp. 233–247.
- Coynel A., Seyler P., Etcheber H., Meybeck M. et Orange D.** (2005). Spatial and seasonal dynamics of total suspended sediment and organic carbon species in the Congo River. *Global Biogeochemical Cycles* **19**(4), pp. GB4019.
- De Vente J., Poesen J., Bazzoffi P., Van Rompaey A. et Verstraeten G.** (2006). Predicting catchment sediment yield in Mediterranean environments : the importance of sediment sources and connectivity in Italian drainage basins. *Earth Surface Processes and Landforms* **31**(8), pp. 1017–1034.
- Dedkov A.P. et Moszherin V.I.** (1992). Erosion and sediment yield in mountain regions of the world. In *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, Volume 209, Publication IAHS, Chengdu, pp. 29–36.
- Descroix L. et Mathys N.** (2003). Processes, spatio-temporal factors and measurements of current erosion in the french southern Alps : a review. *Earth Surface Processes and Landforms* **28**, pp. 993–1011.
- Descroix L. et Olivry J.C.** (2002). Spatial and temporal factors of erosion by water of black marls in the badlands of the French southern Alps. *Hydrological Sciences Journal* **47**(2), pp. 227–242.
- Dinehart R.L. et Bureau J.R.** (2005). Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. *Journal of Hydrology* **314**(1-4), pp. 1–21.
- Dolan D.M., Yui A.K. et Geist R.D.** (1981). Evaluation of river load estimation methods for total phosphorus. *Journal Great Lakes Research* **7**, pp. 207–214.
- Doten C.O., Bowling L.C., Maurer E.P., Lanini J.S. et Lettenmaier D.P.** (2006). A spatially distributed model for the dynamic prediction of sediment erosion and transport in mountainous forested watersheds. *Water Resource Research* **42**(4).
- Downing J.** (2005). *Environmental Instrumentation and Analysis Handbook*. Chapitre 24 : *Turbidity monitoring*, pp. 511–546. John Wiley and Sons.

- Downing J.** (2006). Twenty-five years with OBS sensors : The good, the bad, and the ugly. *Continental Shelf Research* **26**(17-18), pp. 2299–2318.
- Duan N.** (1983). Smearing estimate : a nonparametric retransformation method. *Journal of the American Statistical Association* **78**, pp. 605–610.
- Dumas D.** (2004). Optimisation de la quantification des flux de matières en suspension d'un cours d'eau alpin : l'Isère à Grenoble (France). *Comptes Rendus Geosciences* **336**(13), pp. 1149–1159.
- Dumas D.** (2007). The results of 10 years of daily observations of the flux of suspended matter in one of the main watercourses in the European Alps : the Isere at Grenoble (France). *Comptes Rendus Geosciences* **339**(13), pp. 810–819.
- Eads R. et Lewis J.** (2002). Continuous turbidity monitoring in streams of Northwestern California. In *Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop*, Reno.
- Edwards L.M.** (1991). The effect of alternate freezing and thawing on aggregate stability and aggregate size distribution of some Prince-Edward-Island soils. *Journal of Soil Science* **42**(2), pp. 193–204.
- Erpul G., Norton L.D. et Gabriels D.** (2002). Raindrop-induced and wind-driven soil particle transport. *Catena* **47**(3), pp. 227–243.
- Etcheber H., Taillez A., Abril G., Garnier J., Servais P., Moatar F. et Commarieu M.V..** (2007). Particulate organic carbon in the estuarine turbidity maxima of the Gironde, Loire and Seine estuaries : origin and lability. *Hydrobiologia* **558**(1), pp. 247–259.
- Faucette L.B., Risse L.M., Nearing M.A., Gaskin J.W. et West L.T.** (2004). Runoff, erosion, and nutrient losses from compost and mulch mankets under simulated rainfall. *Journal of Soil and Water Conservation* **59**(4), pp. 154–160.
- Ferguson R.I.** (1986). River loads underestimated by rating curves. *Water Resource Research* **22**, pp. 64–76.
- Ferro V. et Minacapilli M.** (1995). Sediment delivery processes at basin scale. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques* **40**(6), pp. 703–717.
- Foser G.R., Flanagan M.A., Lane L.M., Risse L.M. et Finkner S.C.** (1995). *USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP), Technical Documentation*, Chapitre 11 : *Hillslope erosion component*. United States Department of Agriculture.
- Foster I.D.L. et Charlesworth S.M.** (1996). Heavy metals in the hydrological cycle : Trends and explanation. *Hydrological Processes* **10**(2), pp. 227–261.

- Fryirs K. et Brierley G.J.** (2001). Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia : implications for geomorphic river recovery. *Geomorphology* **38**(3-4), pp. 237–265.
- Gafrej R.** (1993). *Modélisation conceptuelle du transfert des matières en suspension : effets d'échelles spatio-temporelles*. Thèse de doctorat, Université de Paris 6.
- Garçon R.** (1996). Préviation opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. *La Houille Blanche* **51**, pp. 49–95.
- Gautheron A.** (1994). Incertitudes sur les mesures des matières en suspension en Basse Durance. Rapport interne, EDF DTG.
- Gilley J.E. et Finkner S.C.** (1985). Estimating soil detachment caused by raindrop impact. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **28**(1), pp. 140–146.
- Gimenez R. et Govers G.** (2002). Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds. *Soil Science Society of America Journal* **66**(5), pp. 1475–1483.
- Gippel C.J.** (1995). Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams. *Hydrological Processes* **9**, pp. 83–97.
- Gottardi F.** (2009). *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Applications aux grands massifs montagneux français*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Gottardi F., Obled C., Gailhard J. et Paquet E.** (2007). Statistical estimation of precipitation over french mountain ranges. In *International Conference on Alpine Meteorology*, Chambéry, France.
- Hama M.** (2001). *Glissements de terrain, base de données et méthodes des perturbations en 3D*. Thèse de doctorat, Institut National des Sciences Appliquées (INSA), Lyon.
- Hiromu O., Tetuaki N., Takashi I. et Tadao Y.** (2002). Effect of previous flood on suspended sediment transport during rainstorm runoff. 12th ISCO conference, Beijing.
- Hodson A.J. et Ferguson R.I.** (1999). Fluvial suspended sediment transport from cold and warm-based glaciers in Svalbard. *Earth Surface Processes and Landforms* **24**(11), pp. 957–974.
- Hoitink A.J.F. et Hoekstra P.** (2005). Observations of suspended sediment from ADCP and OBS measurements in a mud-dominated environment. *Coastal Engineering* **52**(2), pp. 103–118.

- Holdaway G.P., Thorne P.D., Flatt D., Jones S.E. et Prandle D.** (1999). Comparison between ADCP and transmissometer measurements of suspended sediment concentration. *Continental Shelf Research* **19**(3), pp. 421–441.
- Horowitz A.J.** (2003). An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes* **17**(17), pp. 3387–3409.
- Horowitz A.J., Elrick K.A. et Smith J.J.** (2001). Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins : methodological considerations as applied to the NASQAN programme. *Hydrological Processes* **15**(7), pp. 1107–1132.
- Huffaker R. et Hotchkiss R.** (2006). Economic dynamics of reservoir sedimentation management : optimal control with singularly perturbed equations of motion. *Journal of Economic Dynamics and Control* **30**, pp. 2553–2575.
- Ichim I.** (1990). The relationship between sediment delivery ratio and stream order. In *Erosion, Transport and Deposition Processes*, Volume 189, Publication IAHS, pp. 79–86.
- Jain S.K., Singh P., Saraf A.K. et Seth S.M.** (2003). Estimation of sediment yield for a rain, snow and glacier fed river in the Western Himalayan region. *Water Resources Management* **17**(5), pp. 377–393.
- Jansson M.B.** (1996). Estimating a sediment rating curve of the Reventazon River at Palomo using logged mean loads within discharge classes. *Journal of Hydrology* **183**(3-4), pp. 227–241.
- Joines J.A., Kay M.G. et Houck C.R.** (1995). A genetic algorithm for function optimization : a Matlab implementation. Technical report, North Carolina State University.
- Kinnell P.I.A.** (1981). Rainfall intensity kinetic-energy relationships for soil loss prediction. *Soil Science Society of America Journal* **45**, pp. 153–155.
- Kinnell P.I.A.** (2005). Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction : a review. *Hydrological Processes* **19**(14), pp. 2815–2844.
- Kinnell P.I.A. et Risse L.M.** (1998). USLE-M : Empirical modeling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. *Soil Science Society America Journal* **62**, pp. 1667–1672.
- Kirkby M.J., Jones R.J.A., Irvine B., Gobin A., Govers G., Cerdan O., Van Rompaey A.J.J., Le Bissonnais Y., Daroussin J., King D., Montanarella L., Grimm M., Vieillefont V., Puigdefabregas J., Boer M., Kosmas C., Yassoglou N., Tsara M., Mantel S., Van Lynden G.J. et Huting J.** (2004). Pan-European Soil Erosion Risk Assessment : The PESERA Map, Version 1, October 2003. Explanation of special publication Ispra

- 2004 No.73, European soil bureau research report No.16. Technical report, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Kostaschuk R., Best B., Villard P., Peakall J. et Franklin M.** (2005). Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler. *Geomorphology* **68**, pp. 25–37.
- Lamarre H., MacVicar B. et Roy A.G.** (2005). Using passive integrated transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. *Journal of Sedimentary Research* **74**(4), pp. 736–741.
- Lana-Renault N. et Regues D.** (2007). Bedload transport under different flow conditions in a human-disturbed catchment in the Central Spanish Pyrénées. *Catena* **71**(1), pp. 155–163.
- Le Barbu E.** (2008). *Mesure hydro-acoustique des flux de matières en suspension en rivière*. Projet de fin d'études, année spéciale ENSHMG.
- Le Bissonnais Y., Cerdan O., Lecomte V., Benkhadra H., Souchere V. et Martin P.** (2005). Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. *Catena* **62**(2-3), pp. 111–124.
- Le Lay M.** (2006). *Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG).
- Lee Y.H. et Singh V.P.** (2005). Tank model for sediment yield. *Water Resources Management* **19**(4), pp. 349–362.
- Leguedois S.** (2003). *Mécanismes de l'érosion diffuse des sols. Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés*. Thèse de doctorat, Université d'Orléans-INRA Orléans.
- Lenzi M.A., Mao L. et Comiti F.** (2003). Interannual variation of suspended sediment load and sediment yield in an alpine catchment. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques* **48**(6), pp. 899–915.
- Lenzi M.A. et Marchi L.** (2000). Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena* **39**(4), pp. 267–282.
- Lewis A.J. et Rasmussen T.C.** (1999). Determination of suspended sediment concentrations and particle size distributions using pressure measurements. *Journal of Environmental Quality* **28**(5), pp. 1490–1496.

- Littlewood I.G.** (1995). Hydrological regimes, sampling strategies, and assessment of errors in mass load estimates for United-Kingdom Rivers. *Environment International* **21**(2), pp. 211–220.
- Lu H., Moran C.J. et Prosser I.P.** (2006). Modelling sediment delivery ratio over the Murray Darling Basin. *Environmental Modelling and Software* **21**(9), pp. 1297–1308.
- Ludwig W. et Probst J.L.** (1998). River sediment discharge to the oceans : present days controls and global budgets. *American Journal of Science* **298**, pp. 265–295.
- Ludwig W., Probst J.L. et Kempe S.** (1996). Predicting the ocean input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical* **10**, pp. 23–41.
- Maneux E.** (1998). *Érosion mécanique des sols et transports fluviaux de matières en suspension : Applications des systèmes d'information géographique dans les bassins versants de l'Adour, de la Dordogne et de la Garonne*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1.
- Maneux E., Probst J.L., Veyss E. et Etcheber H.** (2001). Assessment of dam trapping efficiency from water residence time : application to fluvial sediment transport in the Adour, Dordogne, and Garonne River basins (France). *Water Resource Research* **37**(3), pp. 801–811.
- Mano V., Moatar F., Coynel A., Etcheber H., Ludwig W., Meybeck M., Nemery J., Poirel A., Blanc G. et Schafer J.** (2006). Space and time variability of suspended particulate matter (SPM) transport in 32 French Rivers (100 to 100 000 km² ; daily to yearly). In *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems* (Poster Report Booklet), ICCE IAHS International Symposium, Dundee, Scotland, pp. 29–37.
- Marnesy A.** (2006). *Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides. Cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes de Haute Provence)*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG).
- Masson J.M.** (1980). Mesure de l'agressivité des pluies en rapport avec l'érosion des sols. *La météorologie* **20**, pp. 324–334.
- Mathevet T.** (2005). *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants*. Thèse de doctorat, École Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts (ENGREF).
- Mathys N.** (2002). *L'Arc et sa vallée. Anthropisation et géodynamique d'une rivière alpine dans son bassin versant*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG).

- Mathys N., Brochot S., Meunier M. et Richard D.** (2003). Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC rainfall-runoff-erosion model. *Catena* **50**, pp. 527–548.
- McHenry J.R., Coleman N.L. et Willis J.C.** (1970). Effect of concentration gradients on performance of a nuclear sediment concentration gauge. *Water Resource Research* **6**, pp. 538–548.
- Merz W.** (1990). *Thresolds conditions for rill erosion of sandy loam Brunisols*. Thèse de doctorat, University of Toronto.
- Meunier M.** (1992). *Éléments d'hydraulique torrentielle*, Volume 1 de *Etude Montagne*. Cemagref.
- Meunier P., Métivier F., Lajeunesse E., Mériaux A.S. et Faure J.** (2006). Flow pattern and sediment transport in a braided river : the torrent de St Pierre (French Alps). *Journal of Hydrology* **330**(3-4), pp. 496–505.
- Meybeck M., De Marsilly G. et Fustec E.** (1998). *La Seine en son bassin*. Elsevier.
- Meybeck M., Laroche L., Durr H.H. et Syvitski J.P.M.** (2003). Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change* **39**(1-2), pp. 65–93.
- Meybeck M., Lestel L., Bonte P., Moilleron R., Colin J.L., Rousselot O., Herve D., De Ponteves C., Grosbois C. et Thevenot D.R.** (2007). Historical perspective of heavy metals contamination (Cd, Cr, Cu, Hg, Pb, Zn) in the Seine River basin (France) following a DPSIR approach (1950-2005). *Science of the Total Environment* **375**(1-3), pp. 204–231.
- Meybeck M. et Vörösmarty C.** (1999). Global transfer of carbon by rivers. *Global Change Newsletter* **37**, pp. 12–14.
- Milliman J.D. et Syvitski J.P.M.** (1992). Geomorphic tectonic control of sediment discharge to the ocean - the importance of small mountainous watersheds. *Journal of Geology* **100**(5), pp. 525–544.
- Mishra A., Kar S. et Singh V.P.** (2007). Determination of runoff and sediment yield from a small watershed in sub-humid subtropics using the HSPF model. *Hydrological Processes* **21**, pp. 3035–3045.
- Moatar F.** (1997). *Modélisations statistiques et déterministes des paramètres physico-chimiques utilisés en surveillance des eaux de rivières : Application à la validation des séries de mesures en continu (cas de la Loire Moyenne)*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG).

- Moatar F., Fessant F. et Poirel A.** (1999). pH modelling by neural networks. Application of control and validation data series in the Middle Loire River. *Ecological Modelling* **120**(2-3), pp. 141–156.
- Moatar F., Meybeck M., Raymond S., Coynel A., Ludwig W., Mano V., Nemery J., Poirel A., Etcheber H. et Crouzet P.** (2007). Evaluation des flux de MES à partir des suivis discrets : méthodes de calcul et incertitudes. In *Transports solides et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains*, La Houille Blanche, Lyon.
- Moatar F., Person G., Meybeck M., Coynel A., Etcheber H. et Crouzet P.** (2006). The influence of contrasting suspended particulate matter transport regimes on the bias and precision of flux estimates. *Science of the Total Environment* **370**(2-3), pp. 515–531.
- Moore R.J.** (1984). A dynamic model of basin sediment yield. *Water Resources Research* **20**(1), pp. 89–103.
- Moss A.J., Walker P.H. et Hutka J.** (1979). Raindrop-stimulated transportation in shallow water flows : an experimental study. *Sedimentary Geology* **22**, pp. 165–184.
- Nemery J., Garnier J. et Morel C.** (2005). Phosphorus budget in the Marne watershed (France) : urban vs. diffuse sources, dissolved vs. particulate forms. *Biogeochemistry* **72**(1), pp. 35–66.
- Newcombe C.P. et Jensen J.O.T.** (1996). Channel suspended sediment and fisheries : a synthesis for quantitative assessment of risk and impact. *North American Journal of Fisheries Management* **16**(4), pp. 693–327.
- Nord G.** (2006). *Modélisation à base physique des processus de l'érosion hydrique à l'échelle de la parcelle*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I.
- Owens P.N. et Walling D.E.** (2002). The phosphorus content of fluvial sediment in rural and industrialized river basins. *Water Research* **36**(3), pp. 685–701.
- Owens P.N., Walling D.E., Carton J., Meharg A.A., Wright J. et Leeks G.J.L.** (2001). Downstream changes in the transport and storage of sediment-associated contaminants (P, Cr and PCBs) in agricultural and industrialized drainage basins. *Science of the Total Environment* **266**(1-3), pp. 177–186.
- Owens P.N., Walling D.E. et Leeks G.J.L.** (1999). Deposition and storage of fine-grained sediment within the main channel system of the River Tweed, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* **24**(12), pp. 1061–1076.

- Palmieri A., Shah F. et Dinar A.** (2001). Economics of reservoir sedimentation and sustainable management of dams. *Journal of Environmental Management* **61**(2), pp. 149–163.
- Paquet E. et Garçon R.** (2000). Modèle MORDOR, Notice méthodologique. Rapport interne, EDF.
- Pardini G., Gispert M. et Dunjo G.** (2003). Runoff erosion and nutrient depletion in five mediterranean soils of NE Spain under different land use. *Science of the Total Environment* **309**(1-3), pp. 213–224.
- Pfannkuche J. et Schmidt A.** (2003). Determination of suspended particulate matter concentration from turbidity measurements : particle size effects and calibration procedures. *Hydrological Processes* **17**, pp. 1951–1963.
- Phillips J.M. et Walling D.E.** (1995). Measurement in situ of the effective particle size characteristics of fluvial suspended sediment by means of a field portable laser backscatter probe : some preliminary results. *Maritime Freshwater Resources* **46**, pp. 349–357.
- Phillips J.M., Webb B.W., Walling D.E. et Leeks G.J.L.** (1999). Estimating the suspended sediment loads of rivers in the LOIS study area using infrequent samples. *Hydrological Processes* **13**(7), pp. 1035–1050.
- Poirel A. et Bessy P.** (2004). Étude du transport solide dans la retenue du Chambon ; Mesures 2002-2003 et extension par modélisation. Rapport interne, EDF.
- Pratt-Sitaula B., Garde M., Burbank D.W., Oskin M., Heimsath A. et Gabet E.** (2007). Bedload-to-suspended load ratio and rapid bedrock incision from Himalayan landslide-dam lake record. *Quaternary Research* **68**(1), pp. 111–120.
- Radoane M. et Radoane N.** (2005). Dams, sediment sources and reservoir silting in Romania. *Geomorphology* **71**(1-2), pp. 112–125.
- Regues D., Guardia R. et Gallart F.** (2000). Geomorphic agents versus vegetation spreading as causes of badland occurrence in a mediterranean subhumid mountainous area. *Catena* **40**(2), pp. 173–187.
- Regues D., Pardini G. et Gallart F.** (1995). Regolith and physical-weathering of clayed mudrock as dependent on seasonal weather conditions in a badland area at Vallcebre, eastern Pyrénées. *Catena* **25**(1-4), pp. 199–212.
- Remaître A.** (2006). *Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud)*. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse Normandie.

- Renard K.G., Foster G.A., Weesies D.K., McCool D.K. et Yoder D.C.** (1997). *Predicting soil erosion by water : a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation*. United States Department of Agriculture.
- Restrepo J.D., Kjerfve B., Hermelin M. et Restrepo J.C.** (2006). Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin : the Magdalena River, Colombia. *Journal of Hydrology* **316**(1-4), pp. 213–232.
- Richards G. et Moore R.D.** (2003). Suspended sediment dynamics in a steep, glacier-fed mountain stream, Place Creek, Canada. *Hydrological Processes* **17**(9), pp. 1733–1753.
- Riley S.J.** (1998). The sediment concentration-turbidity relation : its value in monitoring at Ranger uranium mine, Northern territory, Australia. *Catena* **32**, pp. 1–14.
- Rotunno R. et Ferretti R.** (2003). Orographic effects on rainfall in MAP cases IOP 2b and IOP 8. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **129**(588), pp. 373–390.
- Sadar M.** (2002). Turbidity instrumentation - An overview of today's available technology. In *Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop*, Reno.
- Schittkowski K.** (1985). NLQPL : A FORTRAN-subroutine solving constrained nonlinear programming problems. *Annals of Operations Research* **5**, pp. 485–500.
- Serrat P.** (1999). Present sediment yield from a mediterranean fluvial system : the Agly River (France). *Comptes rendus de l'académie des sciences, Série II Fascicule A : Sciences de la Terre et des Planètes* **329**(3), pp. 189–196.
- Serrat P., Ludwig W., Navarro B. et Blazi J.L.** (2001). Spatial and temporal variability of sediment fluxes from a coastal mediterranean river : the Tet (France). *Comptes rendus de l'académie des sciences, Série II Fascicule A : Sciences de la Terre et des Planètes* **333**(7), pp. 389–397.
- Servant G.** (2004). *Modèles en risques naturels, cas des glissements de terrain*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG).
- Shao Z.** (1995). RSQP toolbox, User's Guide. Technical report, Institute of industrial control, Zhejiang University.
- Sharma P.P., Gupta S.C. et Foster G.R.** (1993). Predicting soil detachment by raindrops. *Soil Science of American Journal* **57**(3), pp. 674–680.
- Slattery M.C. et Bryan R.B.** (1992). Hydraulic conditions for rill incision under simulated rainfall : a laboratory experiment. *Earth Processus Landforms* **17**, pp. 127–146.

- Sutter R.D., Verhoven R. et Krein A.** (2001). Simulation of sediment transport during flood events : laboratory and field experiments. *Hydrological sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques* **46**(4), pp. 599–610.
- Swift D.A., Nienow P.W. et Hoey T.B.** (2005). Basal sediment evacuation by subglacial melt-water : suspended sediment transport from Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms* **30**(7), pp. 867–883.
- Thonon I., Roberti J.R., Middelkoop H., Van der Perk M. et Burrough P.A.** (2005). In situ measurements of sediment settling characteristics in floodplains using a LISST-STs. *Earth Surface Processes and Landforms* **30**, pp. 1327–1343.
- Thorne P.D., Vincent C.E., Hardcastle P.J., Rehman S. et Pearson N.** (1991). Measuring suspended sediment concentrations using acoustic backscatter devices. *Marine Geology* **98**, pp. 7–16.
- Tollner E.W., Rasmussen T.C., Upchurch B. et Sikes J.** (2005). Simulated moving bed form effects on real-time in-stream sediment concentration measurement with densitometry. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* **131**(12), pp. 1141–1144.
- van Rijn L.C.** (2007a). Unified view of sediment transport by currents and waves. I : Initiation of motion, bed roughness, and bed-load transport. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* **133**(6), pp. 649–667.
- van Rijn L.C.** (2007b). Unified view of sediment transport by currents and waves. II : Suspended transport. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* **133**(6), pp. 668–689.
- Vansickle J. et Beschta R.L.** (1983). Supply based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resources Research* **19**(3), pp. 768–778.
- Vericat D. et Batalla R.J.** (2006). Sediment transport in a large impounded river : the lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* **79**(1-2), pp. 72–92.
- Verstraeten G. et Poesen J.** (2001). Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology* **40**, pp. 123–144.
- Vörösmarty C.J., Meybeck M., Fekete B., Sharma K., Green P. et Syvitski J.P.M.** (2003). Anthropogenic sediment retention : major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change* **39**(1-2), pp. 169–190.
- Walling D.E.** (1983). The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* **65**(1-3), pp. 209–237.
- Walling D.E.** (1984). *Dissolved loads and their measurement*. Geo Books, Norwich, pp. 111–177.

- Walling D.E.** (2006). Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology* **79**(3-4), pp. 192–216.
- Walling D.E. et Fang D.** (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change* **39**(1-2), pp. 111–126.
- Walling D.E., Russell M.A. et Webb B.W.** (2001). Controls on the nutrient content of suspended sediment transported by British Rivers. *Science of the Total Environment* **266**(1-3), pp. 113–123.
- Walling D.E. et Webb B.W.** (1982). Sediment availability and the prediction of storm-period sediment yields. In *Recent Developments in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield*, Volume 137, Publication IAHS, Chengdu, pp. 327–337.
- Walling D.E. et Webb B.W.** (1987). *Suspended load in gravel bed rivers : UK experience*. John Wiley and Sons.
- Wang Q.J.** (1997). Using genetic algorithms to optimise model parameters. *Environmental Modelling and Software* **12**(1), pp. 27–34.
- Warren N., Allan I.J., Carter J.E., House W.A. et Parker A.** (2003). Pesticides and other micro-organic contaminants in freshwater sedimentary environments - a review. *Applied Geochemistry* **18**(2), pp. 159–194.
- Welch N.H. et Allen P.B.** (1973). Field calibration and evaluation of a nuclear sediment gauge. *Water Resource Research* **9**(1), pp. 154–158.
- Wicks J.M. et Bathurst J.C.** (1996). SHESED : a physically based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling system. *Journal of Hydrology* **175**, pp. 213–238.
- Wigmosta M.S., Nijssen B., Storck P. et Lettenmaier D.P.** (2002). *The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*, in *Mathematical models of small watershed Hydrology and Applications*. Water Resource Publication, pp. 7–42.
- Wischmeier W.H. et Smith D.D.** (1978). *Predicting rainfall erosion losses - A guide to conservation planning*. USDA Agricultural Handbook 537, 58pp.
- Wren D.G., Barkdoll B.D., Kuhnle R.A. et Derrow R.W.** (2000). Field techniques for suspended-sediment measurement. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* **126**(2), pp. 97–104.

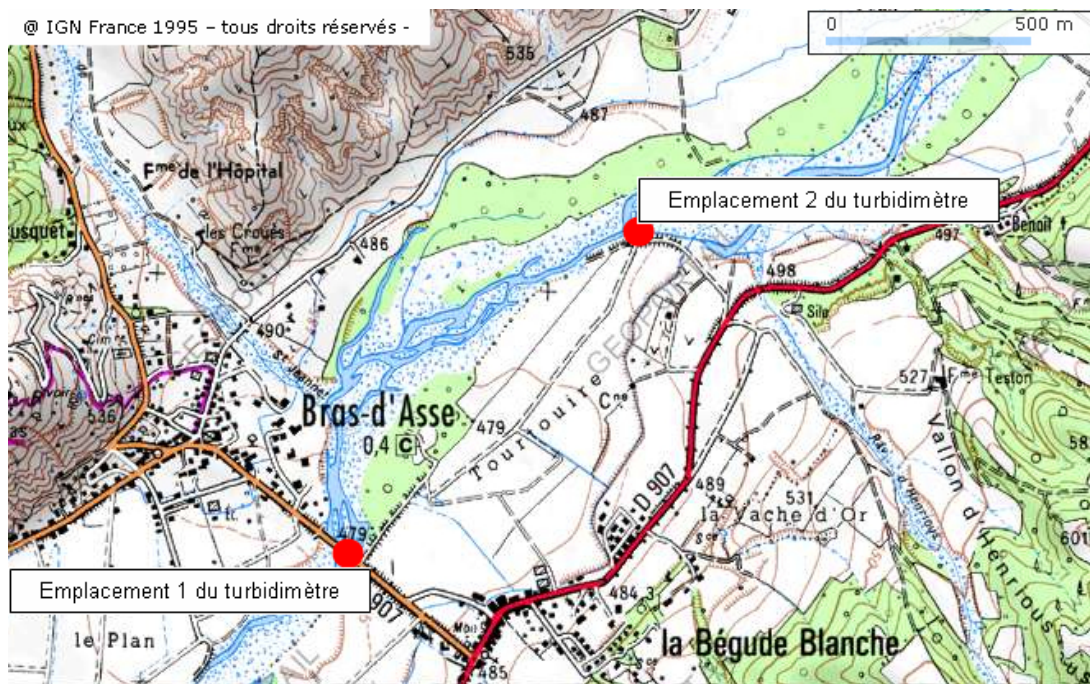
Zin I. (2002). *Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique. Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG).

Annexe A

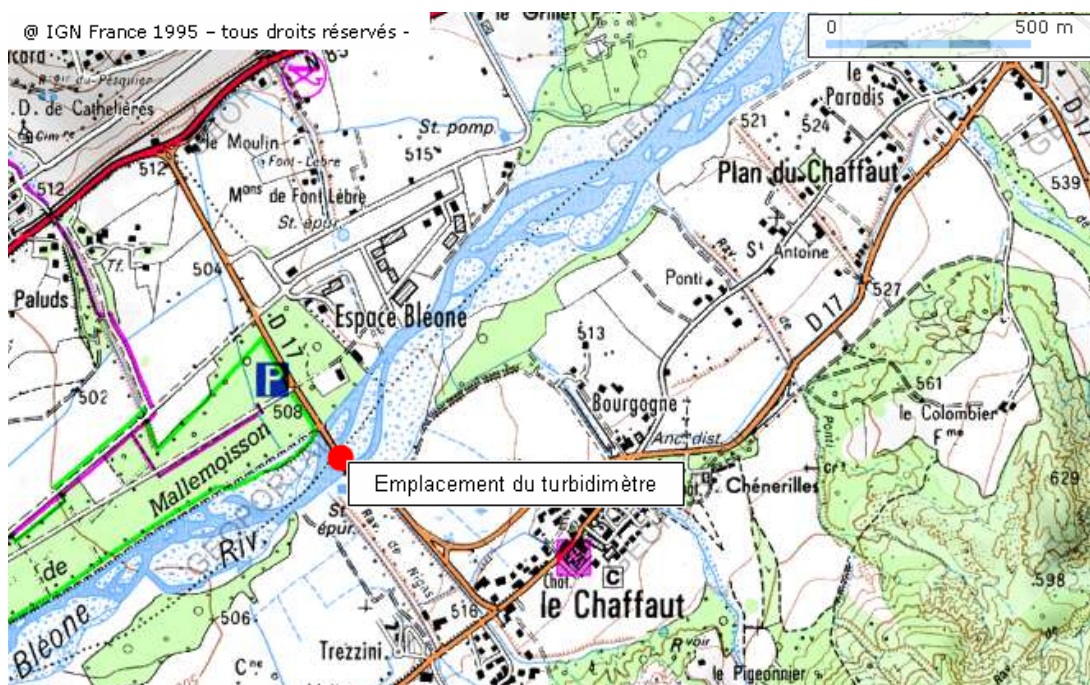
Description des stations de mesure EDF

Les stations de mesure de concentration de l'Asse et de la Bléone ont été mises en place par EDF au cours de l'année 2001. Situées à l'exutoire des bassins versants (figure 6.1), elles se situent dans des zones où la rivière présente un système de lit en tresses (figure 6.3). Suite aux modifications du lit majeur durant les crues, le capteur peut devenir inopérant : la cellule de mesure peut par exemple être mise hors d'eau ou engravée. Il est alors nécessaire de modifier la position du capteur, aussi bien verticalement que latéralement.

Les stations situées sur les bassins du Ferrand et de la Romanche à l'amont de la retenue du Chambon ont été installées par EDF durant l'année 2002 (figure 6.2). Les sections de mesure sont plus stables que sur les bassins méditerranéens (figure 6.3 et 6.4a). La photo de la figure 6.4b illustre l'installation mise en place, composée d'un turbidimètre, d'un préleveur automatique et d'un limnimètre.

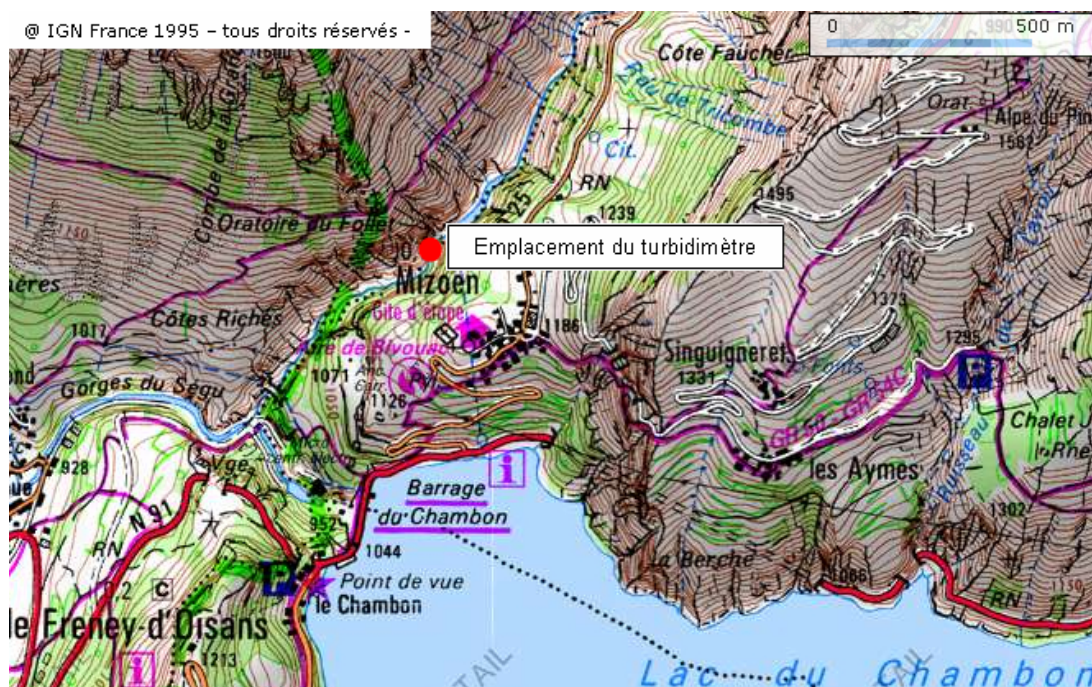


(a)



(b)

FIGURE 6.1 – Localisation des stations de mesure de concentration de l'Asse (a) et de la Bléone (b).



(a)



(b)

FIGURE 6.2 – Localisation des stations de mesure de concentration du Ferrand (a) et de la Romanche (b).



(a)



(b)

FIGURE 6.3 – Section de mesure sur l'Asse (a) et la Bléone (b).



(a)



(b)

FIGURE 6.4 – Installation des capteurs à la station du Chambon sur la Romanche : photo de la section mesure (a) et de l'installation (b).

Annexe B

Méthode de calcul de la fraction liquide des précipitations

Une table publiée par L'US Corps of Engineers fournit le pourcentage de pluie liquide pl d'une précipitation en fonction de la température de l'air, T en °C :

$$\begin{aligned} T < -1.7^{\circ}C & \quad pl = 0 \\ -1.7 \leq T < 1.1^{\circ}C & \quad pl = 15.9019 \cdot e^T - 4.4456 \\ 1.1 \leq T < 4.4^{\circ}C & \quad pl = 40.6878 \cdot \ln(T) + 39.0121 \\ 4.4^{\circ} \leq T & \quad pl = 100 \end{aligned}$$

Dans le cas d'un champ de pluie spatialisé, les précipitations sur un pixel sont directement converties grâce à cette relation. Si l'on ne dispose que de la température T_{ref} à une station d'altitude Z_{ref} , la température T du pixel à l'altitude Z est déterminée à l'aide du gradient vertical de température $\frac{DT}{DZ}$, généralement fixé à $-0.65^{\circ}C$ par 100 m :

$$T = T_{ref} + \frac{DT}{DZ}(Z - Z_{ref})$$

Si l'on dispose de précipitations moyennes sur un bassin versant, ce dernier est découpé en n tranches d'altitudes équiréparties entre ses altitudes extrêmes. Si on note Z_i l'altitude moyenne de la tranche i la température moyenne de la tranche i s'écrit :

$$T_i(T_{ref}) = T_{ref} + \frac{DT}{DZ}(Z_i - Z_{ref})$$

A la tranche i et à la température T_i , on associe la fraction de pluie $pl_i(T_i)$. Le pourcentage de pluie liquide sur l'ensemble du bassin versant s'exprime alors comme la somme des pourcentages de pluie liquide sur l'ensemble des tranches d'altitudes, pondérées par leur surface respective S_i :

$$pl(T_{ref}) = \sum_i pl_i(T_i(T_{ref})) \cdot S_i$$

En faisant varier T_{ref} , on construit la fonction $T_{ref} \mapsto pl(T_{ref})$, c'est à dire le pourcentage de pluie liquide des précipitations, en fonction de la température mesurée T_{ref} à une station d'altitude Z_{ref} .

Une fonction arctangente $fp(T)$ à 4 paramètres $(fp_i)_{i=1:4}$ est alors ajustée sur cette fonction :

$$fp(T) = \frac{\arctan\left(\frac{T-fp_1}{fp_2}\right) + fp_3}{fp_4}$$

La pluie liquide moyenne Pll est ensuite aisément reconstruite à partir d'une précipitation moyenne PS et d'une température T , mesurée à une station de référence :

$$Pll = \frac{fp(T)}{100} \cdot PS$$

Annexe C

Méthode de calcul des flux d'après Phillips *et al.* (1999)

Cette annexe présente différentes méthodes de reconstitution de flux cumulés à partir de suivis discrets (Phillips *et al.* 1999)

	Formulation	Auteur
M1	Interpolation des concentrations avec une relation $Cs = a \cdot Q^b$	
M2	Méthode M1 avec correction du flux annuel par : $CF1 = e^{2.651 s^2} a \cdot Q^b$ où s est la variance de l'erreur de la relation $Cs = a \cdot Q^b$ (en \log_{10})	Ferguson (1986)
M3	Méthode M1 avec correction du flux annuel par : $CF2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 10^{e_i}$ avec $e_i = \log(C_i) - \log(C_{e_i})$ où C_i et C_{e_i} sont respectivement les concentrations mesurées et prédites par la relation $Cs = a \cdot Q^b$	Duan (1983)
M4	Méthode M1 tronquée par saison (6 mois)	
M5	Méthode M1 tronquée par trimestre (3 mois)	
M6	Méthode M1 tronquée par saison et en fonction de l'instant où est réalisé le prélèvement sur l'hydrogramme (phase de montée ou de descente des eaux)	
M7	Méthode M1 tronquée en fonction de l'instant où est réalisé le prélèvement sur l'hydrogramme (phase de montée ou de descente des eaux)	

	Formulation	Auteur
M8	<p>Méthode M1 corrigée. Les concentrations sont interpolées par :</p> $Cr_i = \left(\frac{C_1}{a Q_1^b} + \frac{t}{T} \left(\frac{C_2}{a Q_2^b} - \frac{C_1}{a Q_1^b} \right) \right) a Q^b$ <p>où C_1 (Q_1) et C_2 (Q_2) sont les concentrations (débits) mesurés au cours des prélèvements précédent et suivant, T est la durée entre les deux mesures et t est la durée entre le prélèvement précédent et l'instant où l'on interpole la concentration.</p>	Walling (1984)
M9	<p>Méthode M1 corrigée. Les concentrations sont interpolées par :</p> $Cr_i = \frac{Cs_2}{C_2} CM1_i$ <p>où C_2 est la concentration mesurée à l'instant du prochain prélèvement, Cs_2 et $CM1_i$ sont les concentrations estimées par la relation $Cs = a \cdot Q^b$ à l'instant du prochain prélèvement et à l'instant où l'on interpole la concentration.</p>	Phillips <i>et al.</i> (1999)
M10	Méthode M1 appliquée par classe de débits	Walling (1984)
M11	Méthode M10 avec la correction de M2	
M12	Méthode M10 avec la correction de M3	
M13	Moyenne des concentrations par classes de débits	Walling (1984)
	<p>pour les méthodes M14 à M18, F est le flux total sur la période d'étude, $C_s(i)$ et $Q(i)$ sont des valeurs de concentration et de débit instantanés extraits de la base de données, $\overline{Q(i)}$ et $\overline{Q_r}$ sont respectivement les débits moyens sur la période sur laquelle on considère $C_s(i)$ comme représentative et la moyenne des débits sur l'ensemble de la période où l'on calcule F et K est un facteur de conversion des unités</p>	
M14	$F = K \left(\sum_{i=1}^{ne} C_s(i) \right) \left(\sum_{i=1}^{ne} Q(i) \right)$	
M15	$F = K \sum_{i=1}^{ne} (C_s(i)Q(i))$	

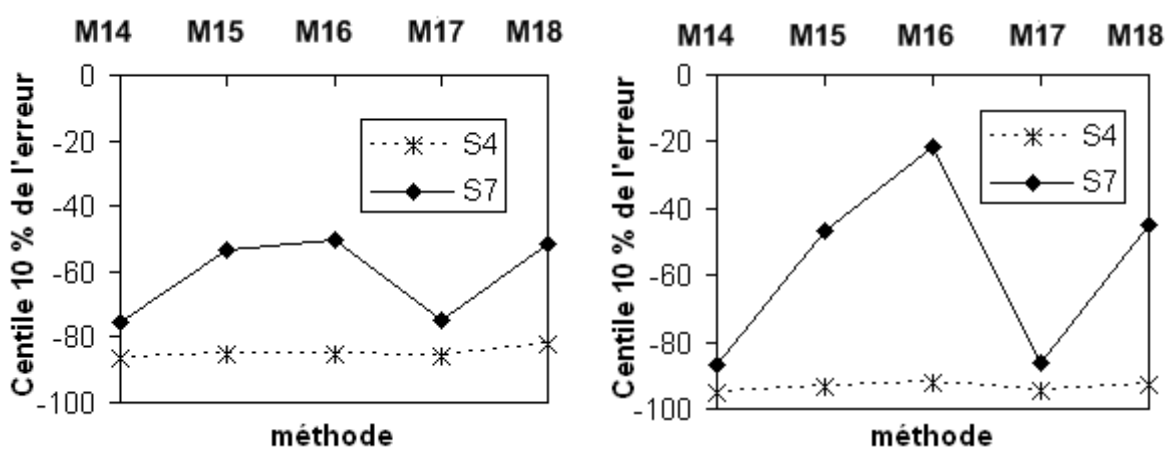
	Formulation	Auteur
M16	$F = K \sum_{i=1}^{ne} (C_s(i) \overline{Q(i)}) h$	
M17	$F = K \left(\sum_{i=1}^{ne} C_s(i) \right) \overline{Q_r}$	
M18	$F = K \frac{\sum_{i=1}^{ne} (C_s(i) Q(i))}{\sum_{i=1}^{ne} Q(i)} \overline{Q_r}$	
M19	<p>Méthode M18 où le flux calculé est corrigé par :</p> $CF3 = \frac{1 + \frac{1}{ns} \frac{S_{lq}}{\bar{l}q}}{1 + \frac{1}{ns} \frac{S_q}{\bar{q}}}$ <p>avec $S_{lq} = \frac{1}{ns-1} \sum_{i=1}^{ns} (Q_i^2 C_i - ns \bar{l} \bar{q})$</p> <p>et $S_q^2 = \frac{1}{ns-1} \sum_{i=1}^{ns} (Q_i^2 - ns \bar{q}^2)$</p> <p>où les C_i et Q_i sont les concentrations et les débits mesurés, \bar{q} et \bar{l} sont le débit et le flux moyens</p>	Littlewood (1995)
M20	Méthode M19 en séparant la base de données en deux selon le débit, si celui-ci est supérieur ou inférieur à la moyenne	Dolan <i>et al.</i> (1981)
M21	Méthode M19 en séparant la base de données en deux selon le débit, si celui-ci est supérieur ou inférieur à la médiane	Dolan <i>et al.</i> (1981)
M22	Séparation des flux de surface et de sub-surface sur la base de la séparation hydrographes d'après Walling et Webb (1982)	Littlewood (1995)

Détermination de la méthode de calcul des flux utilisée dans le chapitre 4

La précision et le biais des méthodes M14 à M18 sont étudiées ici afin de déterminer la meilleure méthode de calcul des flux lors des simulations de sous-échantillonnage des bases de données. Les centiles 10 et 90% de la distribution des erreurs permettent de juger la précision de la méthode et le biais est déterminé par la médiane.

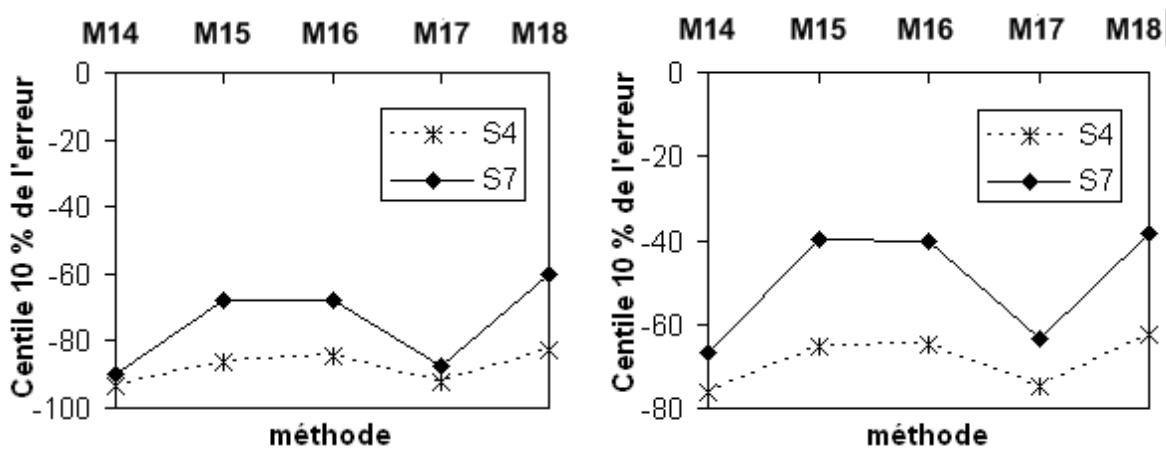
Ces grandeurs ont été calculées pour tous les bassins versants pour les simulations S4 (mesure hebdomadaire) et S7 (mesure journalière). Le flux de référence est ici le flux cumulé sur l'ensemble des périodes de mesure pour chacun des bassins versants, non pas comme dans le chapitre 4, où les flux de référence sont des flux annuels.

La méthode retenue est finalement la méthode M16. Le biais n'est pas plus important qu'avec les autres méthodes et les centiles 10 et 90% sont généralement les plus proches de 0, synonyme d'erreur nulle. Les méthodes M15 et M18 produisent également des résultats convenables. En revanche les méthodes M14 et M17 s'avèrent particulièrement biaisées et sous-estiment en permanence les flux.



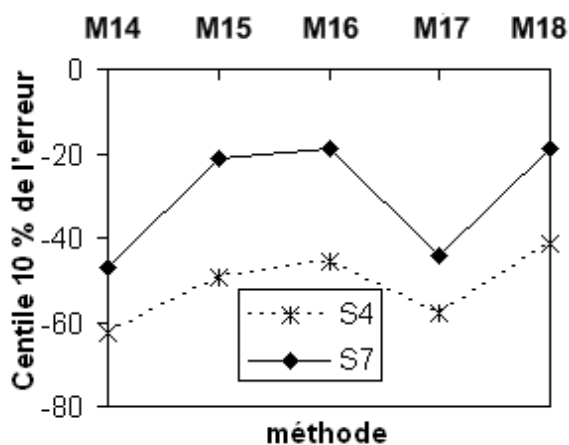
(a)

(b)



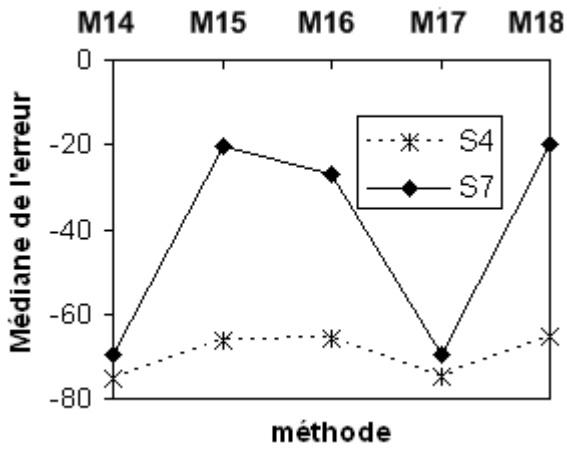
(c)

(d)

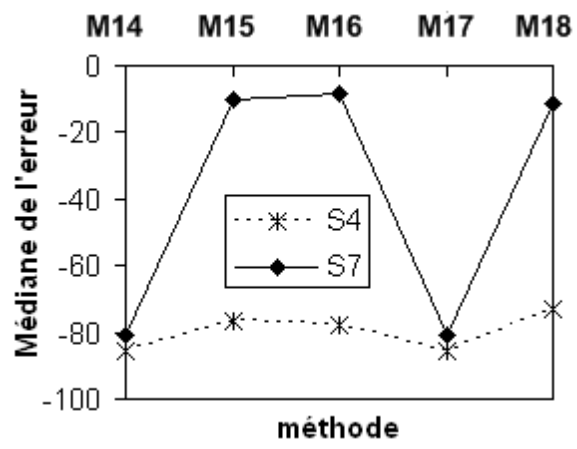


(e)

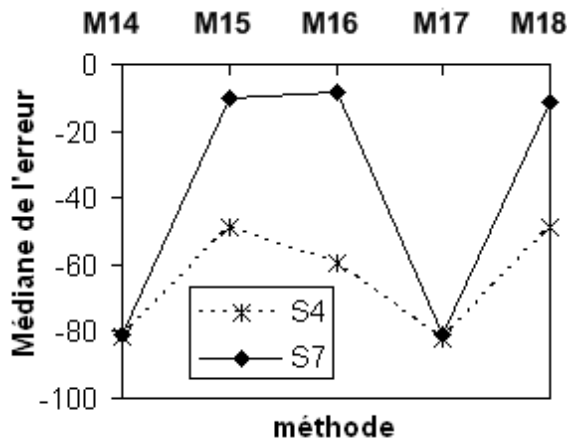
FIGURE 6.5 – Centile 10% de la distribution de l'erreur pour les simulations d'échantillonnage hebdomadaire (S4) et journalier (S7) sur les bassins de l'Asse (a), de la Bléone (b), du Ferrand (c), de la Romanche (d) et de l'Isère (e).



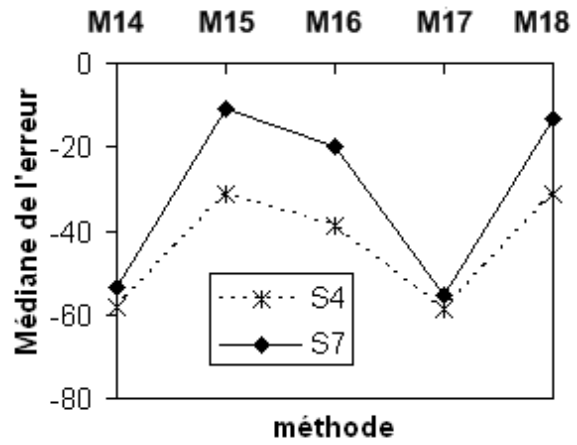
(a)



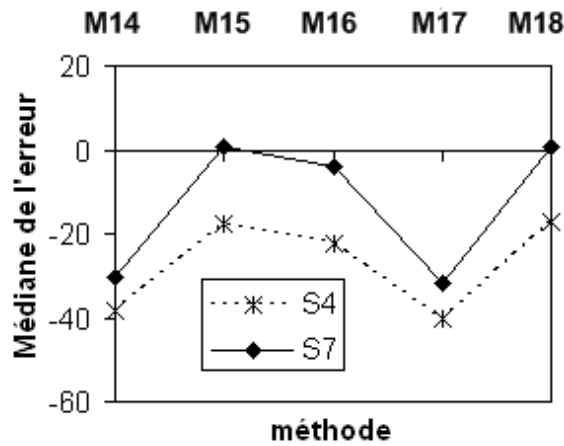
(b)



(c)



(d)



(e)

FIGURE 6.6 – Médiane de la distribution de l'erreur pour les simulations d'échantillonnage hebdomadaire (S4) et journalier (S7) sur les bassins de l'Asse (a), de la Bléone (b), du Ferrand (c), de la Romanche (d) et de l'Isère (e).

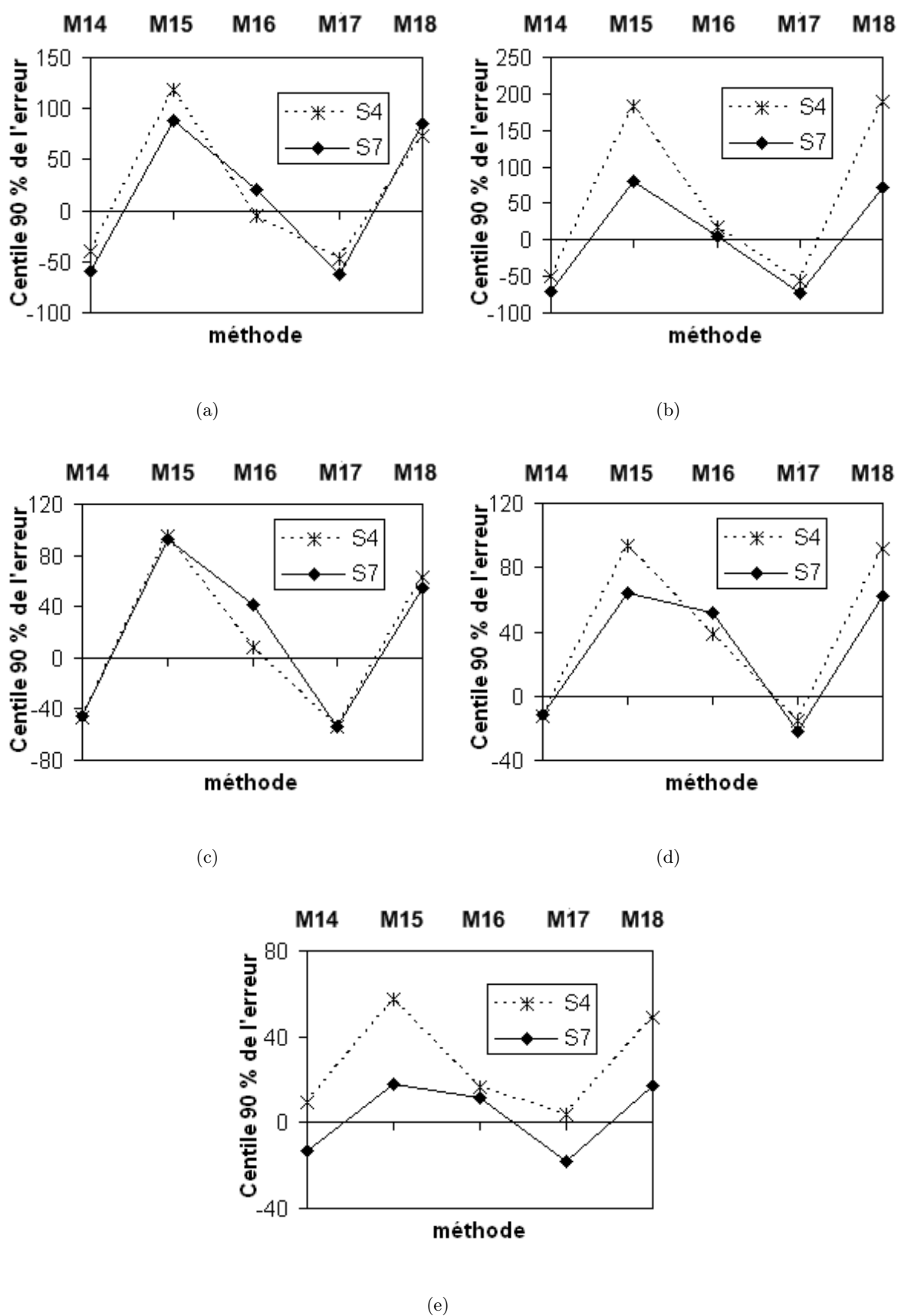


FIGURE 6.7 – Centile 90% de la distribution de l'erreur pour les simulations d'échantillonnage hebdomadaire (S4) et journalier (S7) sur les bassins de l'Asse (a), de la Bléone (b), du Ferrand (c), de la Romanche (d) et de l'Isère (e).

Annexe D

Le modèle hydrologique MORDOR, paramètres et calages

- Schéma détaillé de la structure du modèle (figure 6.8)
- Description des paramètres du modèle (tableau 6.1)
- Calage du modèle utilisé pour les différents bassins versants d'étude (tableau 6.2)

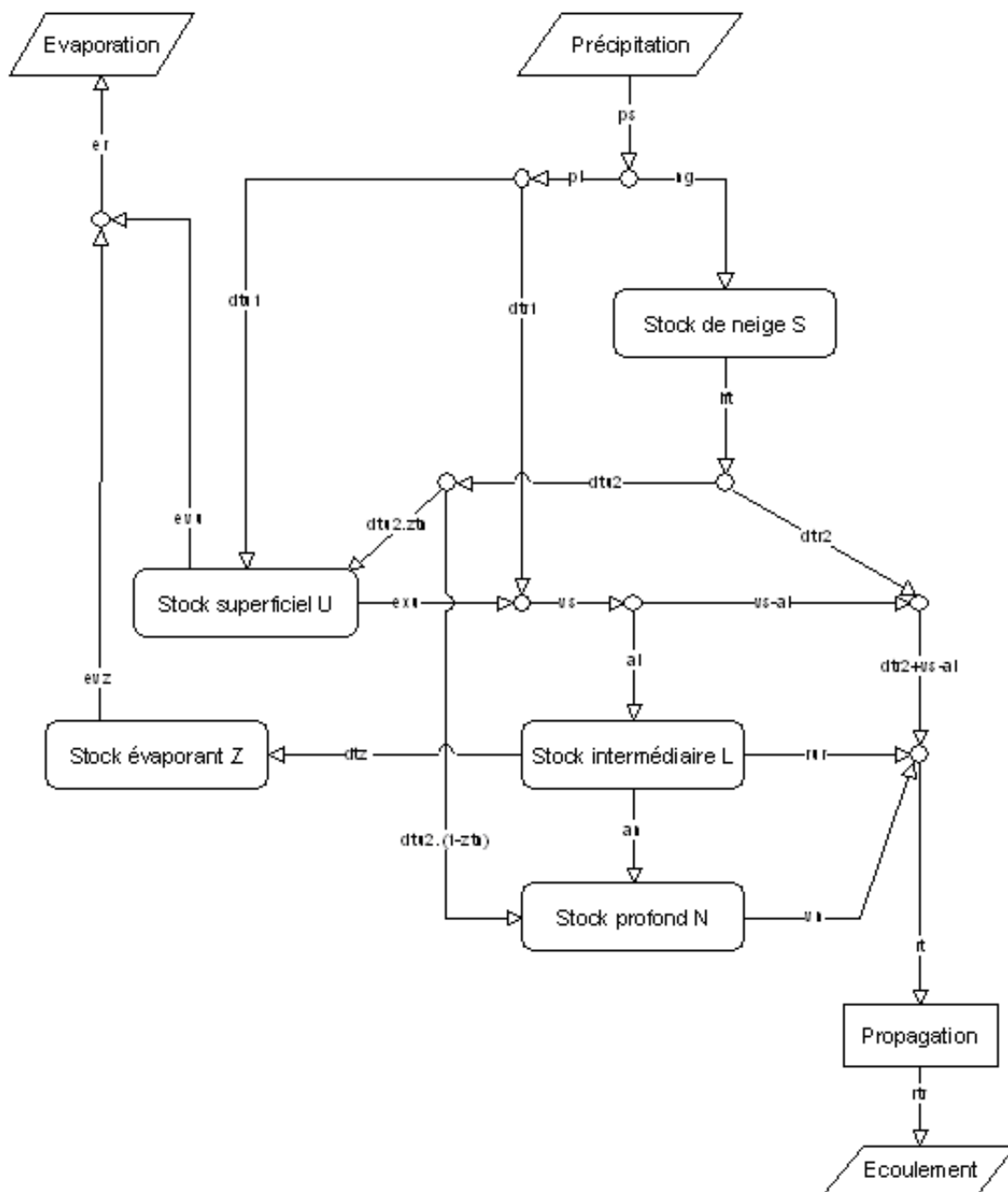


FIGURE 6.8 – Description détaillée des échanges entre les réservoirs du modèle hydrologique MORDOR, d'après Paquet et Garçon (2000).

TABLEAU 6.1 – Description des paramètres du modèle hydrologique MORDOR, d'après Paquet et Garçon (2000).

	PARAMÈTRES DESCRIPTIFS
dh	surface du BV (en km ²) divisée par 86.4, pour passer des m ³ s ⁻¹ au mm jour ⁻¹
fp1 à fp4	coefficients de la fonction arctangente pour le calcul de la fraction liquide des précipitations
fnts0	fraction du bassin en glace ou enneigée en permanence
rtr0	seuil d'écoulement au delà duquel un abattement est opéré (pour simuler un écrêtement dû aux dérivations)
aq	part du bassin réel continuant à alimenter pleinement la retenue au-delà du seuil de ruissellement rtr0
	PARAMÈTRES CALÉS
cp	coefficient correctif appliqué à la précipitation mesurée
ptjp1	poids de la température du jour J+1 dans l'éclatement des précipitations
pnfr	pondération donnée à la neige la plus froide (neige du jour ou stock) pour le calcul de la température du stock
ltm	pondération des températures antérieures pour le calcul de la température de fonte superficielle
prft	pondération de l'influence de la température du jour sur la température de fonte
efp	décalage de la température de référence avant éclatement des précipitations
eft	décalage de la température de référence avant calcul de la lame de fusion
dbt	bonus de température « de beau temps » pour le calcul de la fonte
kf	coefficient brut de fusion superficielle
kfs	coefficient de fusion sous le manteau
es	exposant réglant l'évolution de la surface enneigée lors de la fusion : es=0 : la surface ne varie pas es=1 : l'épaisseur ne varie pas
ztn	portion de la lame de fonte qui ne ruisselle pas directement interceptée par U
fe1 à fe3	paramètres de l'évaporation potentielle
kl1	coefficient de vidange de L vers Z ou la rivière
kl2	coefficient de vidange de L vers Z ou N
kn	coefficient de vidange de N
exn	exposant de la loi de vidange de N
d0 à d4	coefficients de la fonction de transfert ruissellement-débit à l'exutoire
Umax	valeurs maximales du réservoir U
Lmax	valeurs maximales du réservoir L
Zmax	valeurs maximales du réservoir Z

TABLEAU 6.2 – Calage des paramètres du modèle hydrologique MORDOR utilisés sur les bassins versants d'étude.

Paramètre	N°interne	Asse	Bléone	Ferrand	Romanche
cp	6	0.7500	0.7898	1.6217	1.2130
ptjp1	10	0.9316	0.3384	0.7713	0.7358
pnfr	12	100	3.9552	1.4086	0.8554
ltm	15	0.8831	0.3576	0.7477	0.6290
prft	16	1	18	22	24
efp	11	1.8502	1.8676	0.7011	0.0000
eft	13	1.9127	-0.6679	1.5452	2.4522
dbt	14	0.0000	0.599	0.050	0.2171
kf	17	0.4833	6.6035	4.3518	2.4817
kfs	18	0.3510	0.9081	0.1963	0.1987
es	19	1.0000	0.6812	0.9621	1.0000
ztn	51	1.0000	0.0570	0.0592	0.0000
fe1	21	0.0025	0.0077	0.0182	0.0185
fe2	22	2.8241	2.3161	2.3409	1.6284
fe3	23	2.6785	5.0000	4.0473	0.1752
kl1	24	0.0943	0.0664	0.1010	0.1103
kl2	25	0.0564	0.1045	0.3411	0.3599
kn	26	0.0010	0.0071	0.0061	0.0113
exn	27	2.0588	2.5683	2.5133	2.2139
ftr1	28	7.3120	2.8871	3.7612	3.6111
ftr2	29	1.6580	2.0189	1.5222	1.6076
ftp1	30	5.0008	4.0000	4.0000	4.0000
ftp2	31	4	2.0000	2.0000	2.0000
Umax	7	10	7	8	50
Lmax	8	172	159	183	97
Zmax	9	179	88	200	84
Critères					
Nash		0.6802	0.6207	0.8811	0.9003
R^2Q		0.6805	0.6210	0.8811	0.9004
R^2dQ		0.3517	0.1806	0.3455	0.4398
NashQj		0.8953	0.7695	0.9832	0.9905
R^2Qj		0.8964	0.7763	0.9929	0.9921
Cumuls					
Ps (mm)		18512	9342	62945	48119
Vol.obs (mm)		6426	4642	48611	41861
Vol.mod (mm)		6532	4551	48424	41448
Ecart(%)		1.65%	-1.94%	-0.37%	-0.98%
Evapotranspiration					
Potentielle		37944(203%PS)	11326(121%PS)	24280(39%PS)	7073(15%PS)
Réelle		11682(63%PS)	4772(50%PS)	15792(25%PS)	6719(14%PS)
Contribution					
QBVI (mm)		6533(100%Qmod)	4552(100%Qmod)	48423(100%Qmod)	41448(100%Qmod)
vn (mm)		1632(25%QBVI)	1940(43%QBVI)	25388(52%QBVI)	20879(50%QBVI)
rur (mm)		3153(48%QBVI)	2025(44%QBVI)	2890(6%QBVI)	3138(8%QBVI)
vs-al (mm)		777(12%QBVI)	82(2%QBVI)	476(1%QBVI)	469(1%QBVI)
dtr2 (mm)		971(15%QBVI)	505(1%QBVI)	19670(41%QBVI)	16962(41%QBVI)

Annexe E

Le modèle de transport solide en suspension

- Description des paramètres du modèle de transport de MES (tableau 6.3)
- Méthode de calage du modèle
- Paramètres de calage du modèle uniforme pour les trois scénarios simulés (tableau 6.4)
- Paramètres de calage du modèle spatialisé pour les trois scénarios simulés (tableau 6.5)

Résultats du modèle spatialisé sur la période d’extension

- Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé sur le bassin de l’Asse (figure 6.9)
- Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé sur le bassin de la Bléone (figure 6.10)
- Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé sur le bassin du Ferrand (figure 6.11)
- Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé sur le bassin de la Romanche (figure 6.12)
- Indicateurs statistiques calculés à partir des données simulées par le modèles spatialisé pour les trois calages sur les bassins d’étude (tableau 6.6)

TABLEAU 6.3 – Description des paramètres du modèle de transport solide en suspension.

	PARAMÈTRES DU MODÈLE
mp_1	Coefficient multiplicatif de la pluie dans la fonction de production
mp_2	Exposant de la pluie dans la fonction de production
mp_3	Coefficient multiplicatif du ruissellement de surface dans la fonction de production
mp_4	Exposant du ruissellement de surface dans la fonction de production
mp_5	Coefficient multiplicatif du ruissellement de fonte dans la fonction de production
mp_6	Exposant du ruissellement de fonte dans la fonction de production
mp_7	Fraction des sédiments produits par la pluie qui se déposent dans le stock
mp_8	Fraction des sédiments produits par le ruissellement qui se déposent dans le stock
mp_9	Débit limite de début de reprise
mp_{10}	Coefficient multiplicatif de la fonction de reprise dans le stock
mp_{11}	Exposant du $\frac{\text{stock}}{\text{stock de référence}}$ dans la fonction de reprise dans le stock
mp_{12}	Stock de référence
mp_{13}	Exposant du débit dans la fonction de reprise dans le stock
mp_{14}	Fraction de la reprise de la veille différée au jour j
mp_{15}	Stock initial
mp_{16}	Exposant de l'érosivité des pixels dans les fonctions de production ; uniquement pour le modèle spatialisé
	PARAMÈTRES DE LA FONCTION DE TRANSFERT
ft_1	Fraction de l'érosion du jour j transité au jour $j + 1$
ft_2	Fraction de l'érosion du jour j transité le même jour

TABLEAU 6.4 – Calage des paramètres utilisés pour le modèle de transport en suspension uniforme. Présentation des trois calages « acceptables » sur les bassins d'étude. Les paramètres présentant les meilleurs résultats en calage sont en gras.

Paramètres		Asse			Bléone			Ferrand			Romanche		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
coefficient*pluie	mp1	40.29	16.20	5.09	1.37	2.90	12.62	0.15	0.01	0.01	99.24	102.66	8.88
coefficient ^ pluie	mp2	1.44	1.90	2.30	2.74	2.56	2.10	2.78	3.30	3.40	1.30	1.28	2.20
coefficient*ruissellement	mp3	1011.32	139.77	7.07	3308.22	2249.64	5000.00	648.01	1550.84	1551.49	3293.54	2691.48	1748.67
coefficient ^ ruissellement	mp4	1.12	1.60	2.22	1.50	1.83	1.40	1.80	1.36	1.60	1.80	2.19	2.55
coefficient*fonte	mp5	14.63	8.95	20.90	22.29	15.18	55.11	0.02	0.11	0.12	36.58	62.73	68.38
coefficient ^ fonte	mp6	0.10	0.10	0.19	0.10	0.10	0.51	4.50	4.05	4.03	1.02	0.77	0.72
fraction pluie→stock	mp7	0.62	0.55	0.60	0.41	0.43	0.44	0.51	0.02	0.13	0.85	0.87	0.80
fraction ruissellement→stock	mp8	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.80	0.10	0.56	0.58	0.10	0.15	0.10
Q début reprise	mp9	9.94	10.00	9.99	4.68	4.20	2.19	2.56	2.50	0.03	0.15	4.87	5.00
coefficient*(St/Stref)	mp10	12.43	19.34	81.04	12045.48	44086.02	4.26	1.35	1.78	0.45	0.00	0.05	0.08
coefficient ^ (St/Stref)	mp11	0.95	1.17	1.02	4.34	4.75	2.62	1.14	0.87	0.85	4.75	4.75	4.75
St ref	mp12	402190	67169	223219	382372	193166	547617	7764	7235	1663	24847	50018	50000
Rep=f(Q ^ mp6)	mp13	2.51	1.63	1.59	3.66	2.82	3.58	3.08	3.02	3.08	3.13	3.09	3.12
si Q<mp9, Rep=mp14*Rep-1	mp14	0	0	0	0	0.03	0	0	0.01	0	0	0	0
St0	mp15	49998	100000	75000	100	2030	100	13560	11298	11478	500	500	500
transfert à j+1	mfp1	0.42	0.53	0.48	0.77	0.78	0.98	0.28	0.27	0.29	0.49	0.47	0.48
transfert à j	mfp2	0.58	0.47	0.52	0.23	0.22	0.02	0.72	0.73	0.71	0.51	0.53	0.52

TABLEAU 6.5 – Calage des paramètres utilisés pour le modèle de transport en suspension spatialisé. Présentation des trois calages « acceptables » sur les bassins d'étude. Les paramètres présentant les meilleurs résultats en calage sont en gras.

Paramètres	Asse			Bléone			Ferrand			Romanche		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
coefficient*pluie mp1	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.05
coefficient ^ pluie mp2	2.40	1.70	2.20	2.42	2.35	2.30	3.24	3.40	3.60	1.60	1.50	1.80
coefficient*ruissellement mp3	0.14	1.45	0.34	1.87	1.69	1.06	10.54	3.27	17.62	4.41	1.77	8.01
coefficient ^ ruissellement mp4	1.80	1.22	1.60	1.50	1.80	2.10	1.24	1.39	1.50	2.00	1.90	2.11
coefficient*fonte mp5	0.05	0.05	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03	0.20
coefficient ^ fonte mp6	0.16	0.10	0.10	0.26	0.17	0.12	4.03	3.59	4.15	0.84	0.75	0.73
fraction pluie→stock mp7	0.50	0.24	0.55	0.55	0.60	0.70	0.50	0.52	0.00	0.75	0.85	0.90
fraction ruissellement→stock mp8	0.34	0.12	0.00	0.20	0.20	0.10	0.20	0.20	0.60	0.20	0.20	0.15
Q début reprise mp9	10.00	9.42	5.00	2.61	2.31	4.92	2.61	1.17	0.20	1.00	1.00	1.00
coefficient*(St/Stref) mp10	35.00	0.32	45.70	0.07	0.03	0.04	1.55	0.65	0.40	0.02	0.01	0.01
coefficient ^ (St/Stref) mp11	1.02	1.00	1.64	1.56	1.45	1.53	1.06	1.13	1.00	4.11	4.50	4.00
St ref mp12	161327	550000	456552	300000	100000	133924	8754	4567	2500	37702	32607	34063
Rep=f(Q ^ mp6) mp13	1.69	3.47	2.00	3.87	3.64	3.72	3.11	3.20	3.23	3.40	3.24	3.15
si Q<mp9, Rep=mp14*Rep-1 mp14	0	0	0	0.04	0.05	0.08	0	0	0.01	0	0	0
St0 mp15	100000	99634	100000	7436	198	100	10933	10779	10619	17	0	20
coefficient ^ érodabilité mp16	0.75	1.14	0.79	1.50	1.33	1.45	0.05	1.00	0.12	0.96	1.75	0.42
transfert à j+1 mfp1	0.49	0.51	0.55	0.88	0.87	0.90	0.23	0.24	0.24	0.48	0.49	0.47
transfert à j mfp2	0.51	0.49	0.45	0.12	0.13	0.10	0.77	0.76	0.76	0.52	0.51	0.53

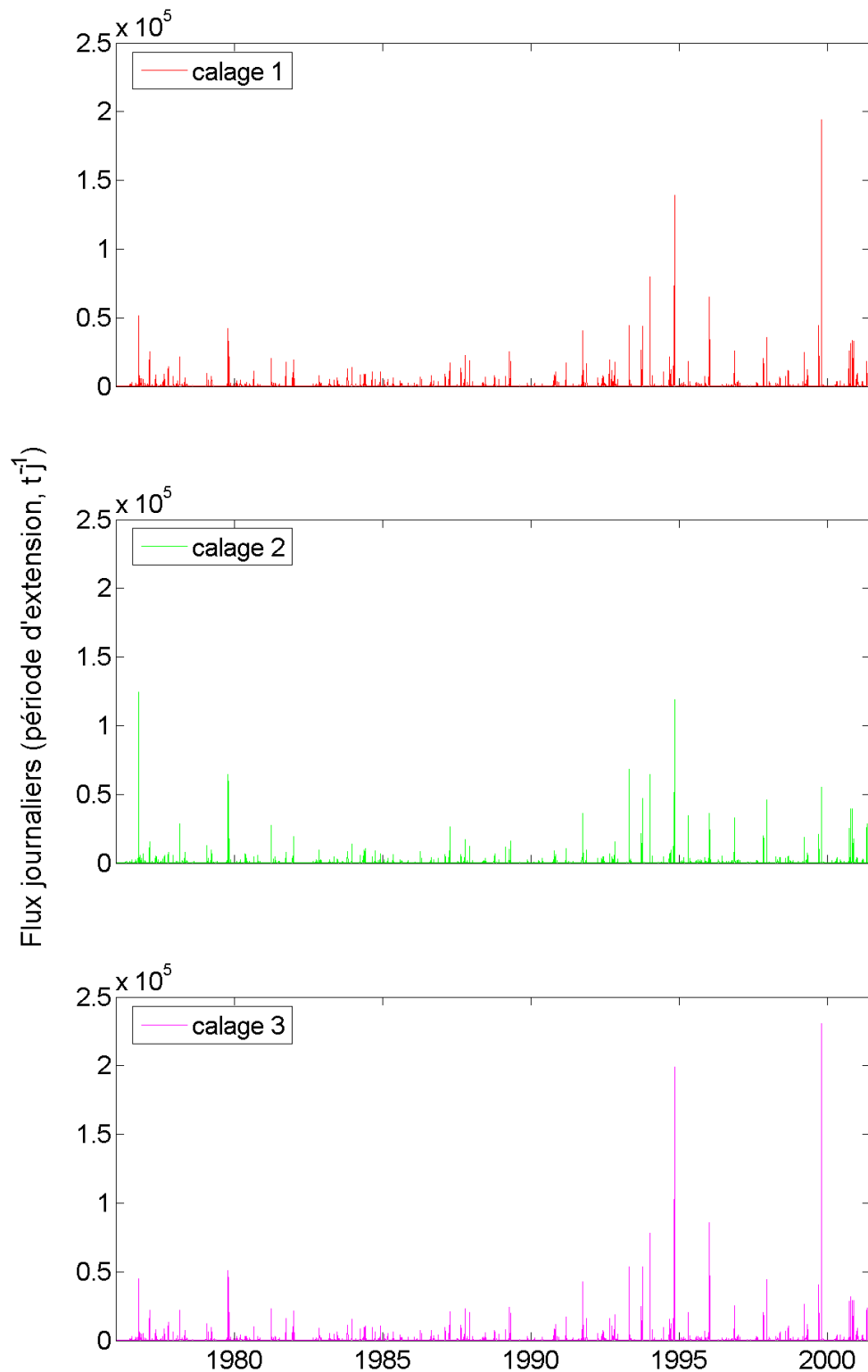


FIGURE 6.9 – Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé sur le bassin versant de l'Asse pour la période d'extension 1976-2002.

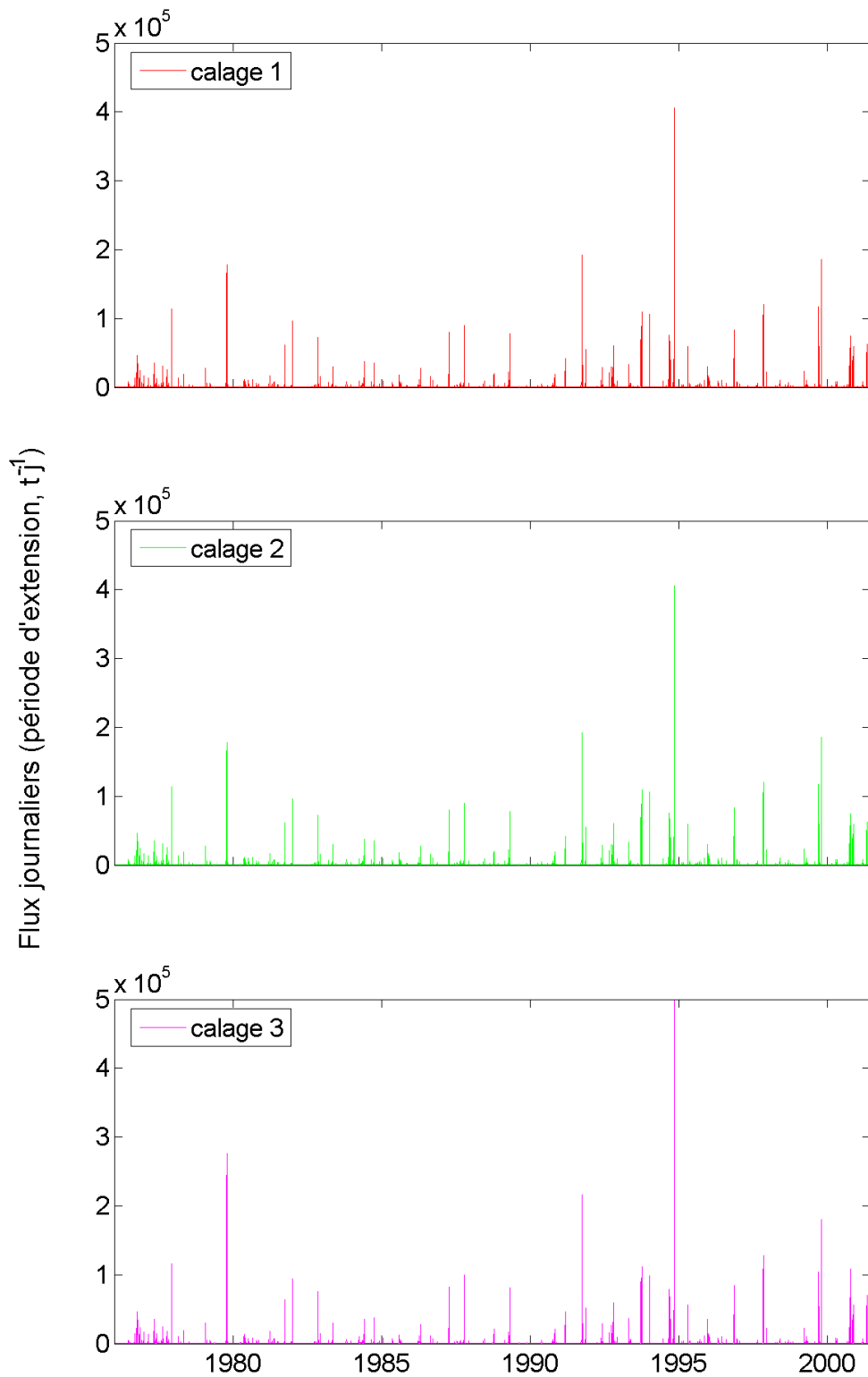


FIGURE 6.10 – Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé sur le bassin versant de la Bléone pour la période d'extension 1976-2002.

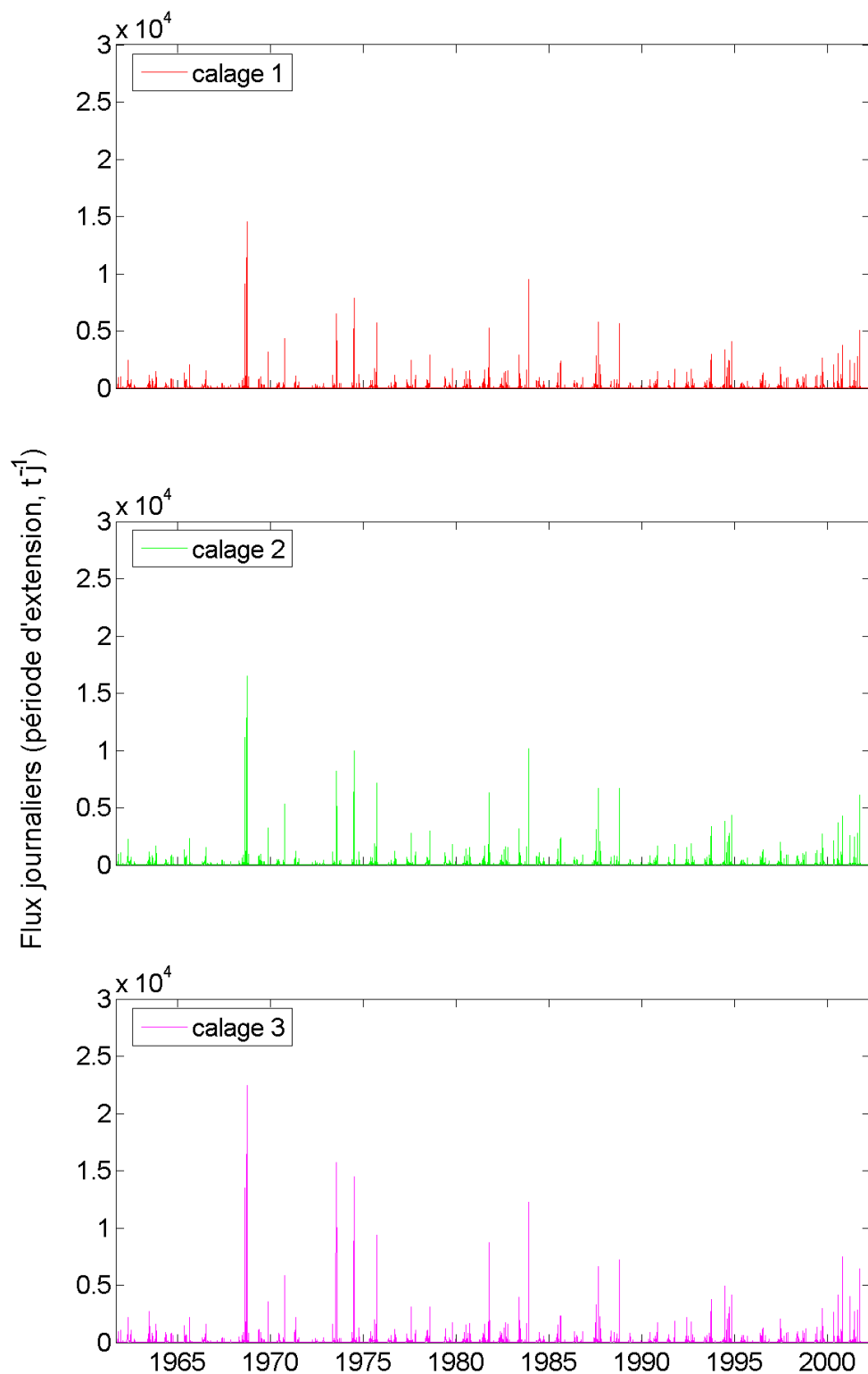


FIGURE 6.11 – Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé sur le bassin versant du Ferrand pour la période d'extension 1961-2002.

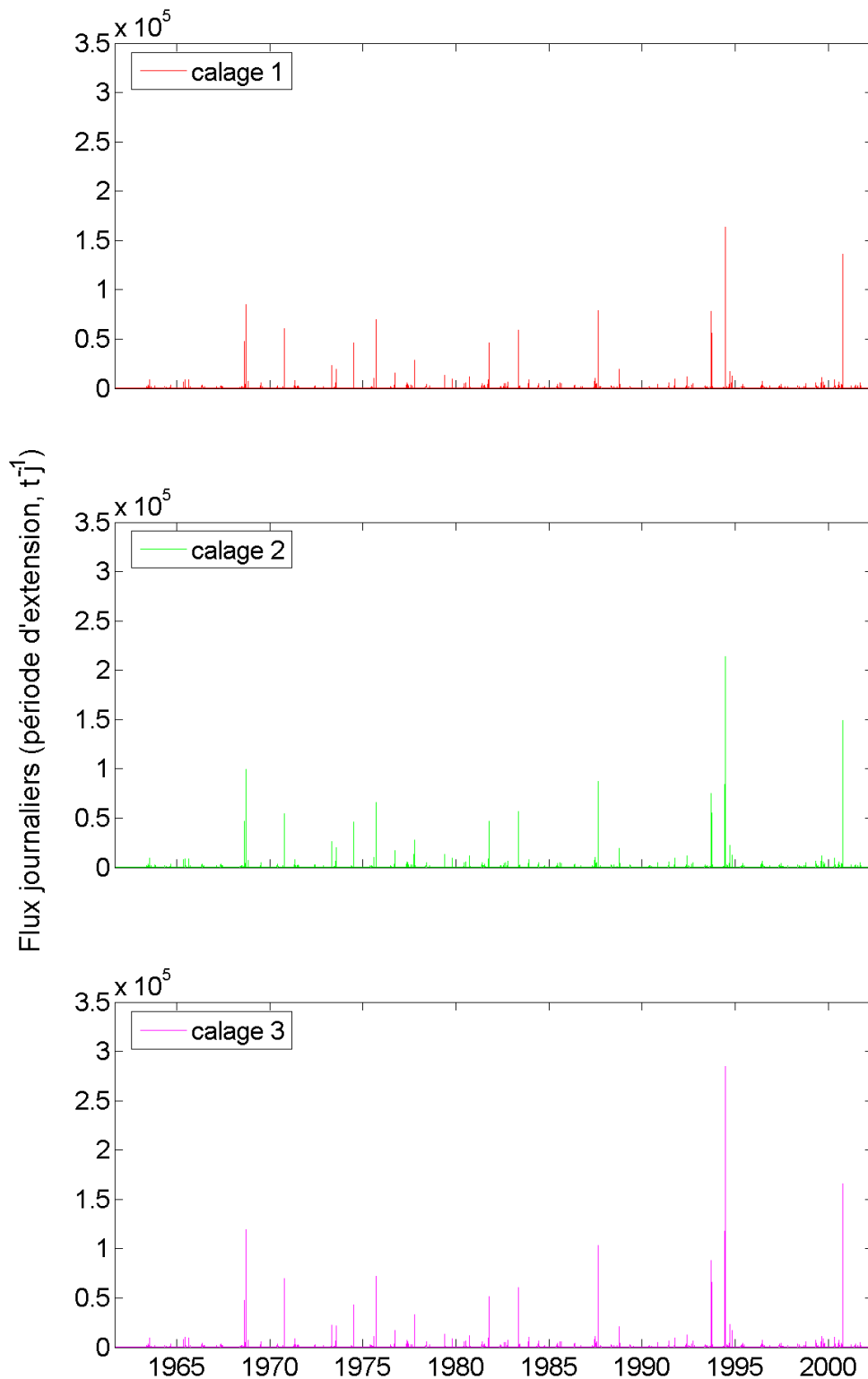


FIGURE 6.12 – Flux journaliers simulés par le modèle spatialisé sur le bassin versant de la Romanche pour la période d'extension 1961-2002.

TABLEAU 6.6 – Indicateurs calculés sur les chroniques simulées par le modèle spatialisé au travers des trois calages (le calage optimum est représenté en gras) ; pour chaque bassin versant, la ligne *mesures* présente les indicateurs calculés sur l'ensemble des données mesurées disponibles (calage et validation) à partir des données journalières (concentration et débit moyen journalier et flux cumulé journalier).

BV	cal	y*	y ₅₀	y ₉₅	Cs*	Cs ₅₀	Cs ₉₅	Ts _{50%}	Ts _{90%}	Ms _{2%}	Ms _{10%}	Ws _{50%}	Ws _{90%}
Asse	mesures	1389	31	3459	2.09	0.09	3.50	0.6	5.7	74.8	94.8	7.3	26.5
	1	931	14	3488	1.48	0.04	3.76	1.2	10.2	60.0	89.7	9.8	36.1
	2	826	32	2592	1.31	0.08	4.22	1.0	11.7	62.0	88.0	9.4	33.1
	3	977	11	3264	1.55	0.05	3.99	1.2	14.0	59.0	85.6	10.5	41.6
Bléone	mesures	1100	11	2514	1.31	0.02	1.94	0.3	4.4	78.6	96.8	3.6	14.3
	1	965	13	2513	0.97	0.02	1.81	0.5	6.4	73.6	94.1	4.1	20.6
	2	984	12	2340	0.99	0.02	1.67	0.4	6.1	75.4	94.4	3.7	20.0
	3	1001	12	1997	1.01	0.02	1.36	0.3	4.9	79.5	95.4	2.9	18.3
Ferrand	mesures	849	40	4579	0.30	0.05	0.87	2.8	14.7	41.1	82.8	6.8	31.8
	1	740	8	3249	0.23	0.01	0.51	2.2	16.0	48.2	81.4	5.9	38.5
	2	783	35	3245	0.24	0.02	0.48	2.1	16.7	49.2	80.9	5.5	40.6
	3	888	37	3507	0.28	0.02	0.53	1.9	16.0	50.8	81.6	5.5	38.4
Romanche	mesures	1179	165	3998	0.38	0.08	0.93	3.6	26.5	38.4	68.9	8.6	45.2
	1	1492	178	4645	0.53	0.10	0.88	1.8	24.1	51.2	75.1	5.4	53.6
	2	1535	189	4966	0.55	0.11	0.86	2.1	24.9	49.4	73.9	6.4	55.7
	3	1724	208	5418	0.62	0.12	0.89	2.0	25.1	50.2	74.0	6.1	56.5

Annexe F

Détermination de la sensibilité des sols à l'érosion

Les cartes de sensibilité des sols à l'érosion sont établies en fonction des données de géologie (cartes BRGM), de couverture au sol (Corine Land Cover), de densité de drainage (BD Carthage) et de pente (dérivées du MNT). Ces paramètres sont en effet généralement considérés comme les facteurs principaux contrôlant l'érosion des sols (Kirkby *et al.* 2004).

Ces cartes sont réalisées à l'aide d'un logiciel de Système d'Information Géographique (SIG) :

- pour chaque couche d'information SIG, on attribue un indice d'érodabilité entre 1 et 5 à chaque entité. Par exemple, pour la couche de géologie (figure 6.13), on attribuera un indice de 1 à une zone composée de roche dures, résistantes à l'érosion et un indice de 5 à des roches tendres, sensibles à l'érosion (figure 6.14a).
- chacune de ces couches d'information est spatialisée sur une grille, avec une résolution de 1km×1km sur les bassins du Ferrand et de la Romanche et 2km×2km sur l'Asse et la Bléone (figure 6.14b). Quatre indices compris entre 1 et 5 sont ainsi attribués à chaque pixel : $I_{\text{géologie}}$, $I_{\text{couverture}}$, I_{pente} et $I_{\text{densité}}$.
- pour chaque pixel de la grille, on croise les différentes informations. L'indice d'érodabilité du pixel est calculé comme la moyenne pondérée des différents indices :

$$\frac{3 \times I_{\text{géologie}} + 3 \times I_{\text{couverture}} + 2 \times I_{\text{pente}} + I_{\text{densité}}}{45}$$

L'indice de sensibilité à l'érosion est donc compris entre 1 et 5. Il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'un indice relatif. Un pixel d'érodabilité 5 ne doit pas être considéré comme 5 fois plus érodable qu'un pixel d'indice 1. Un paramètre du modèle de transport solide (mp_{16} , voir annexe E) permet de caler le rapport d'érodabilité entre les différentes classes.

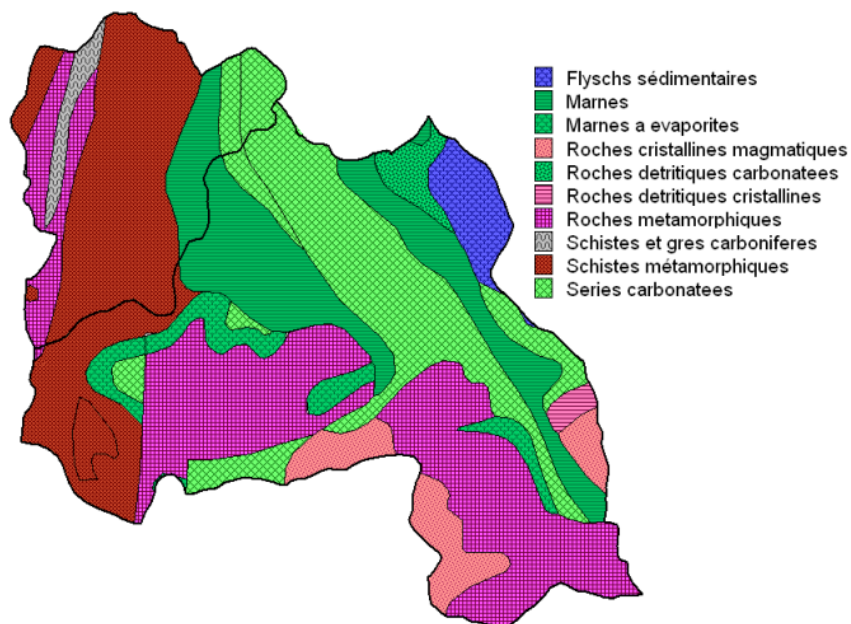


FIGURE 6.13 – Géologie des bassins versants du Ferrand et de la Romanche.

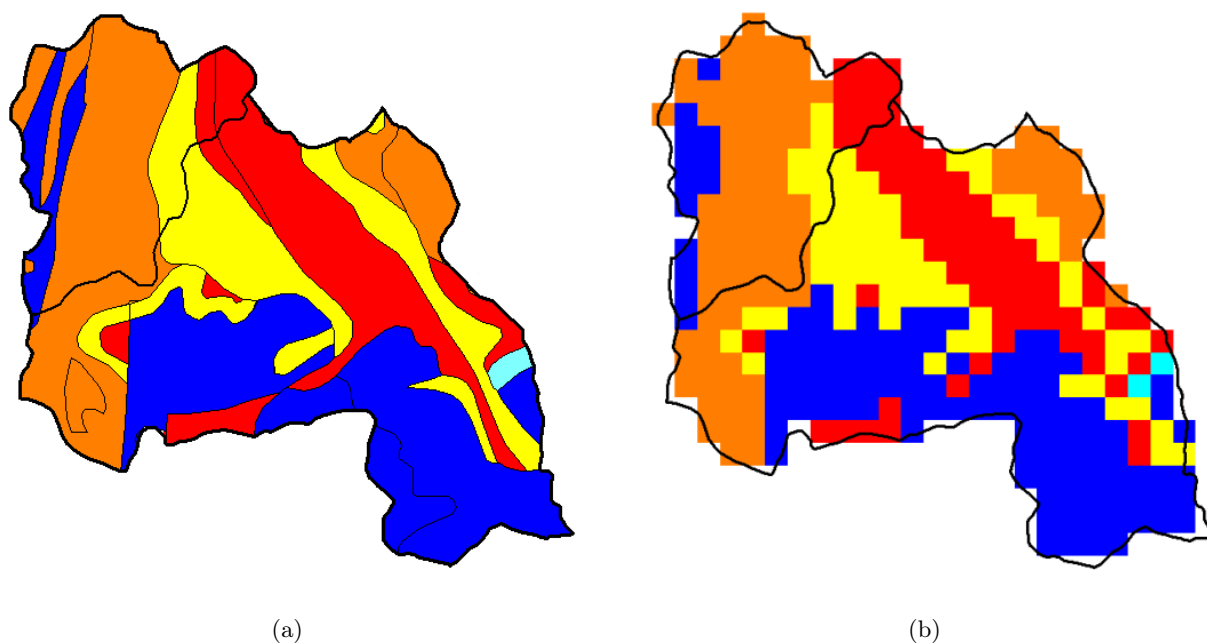


FIGURE 6.14 – Indice d'érodabilité des différentes couches géologiques des bassins du Ferrand et de la Romanche (a) et indice spatialisé avec une résolution de $1\text{km} \times 1\text{km}$ (b).

Thèse de doctorat :

**PROCESSUS CONDITIONNANT LES APPORTS DE SEDIMENTS FINS
DANS LES RETENUES**

- Optimisation des méthodes de mesure et modélisation statistique -

Nom de l'auteur :

Vincent MANO

Établissement :

Université Joseph Fourier - Grenoble 1

Laboratoire :

**Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
LTHE, UMR 5564, CNRS-IRD-UJF-INPG**

Résumé :

Le transport de Matières En Suspension (MES) dans les cours d'eau est le résultat des processus d'érosion des sols et de transport des particules à l'échelle du bassin versant. La dynamique des flux de MES est étudiée dans un contexte alpin, pour deux bassins versants méditerranéens (l'Asse et la Bléone), deux bassins de haute montagne (le Ferrand et la Romanche, dans le massif de l'Oisans, Alpes françaises) et un bassin complexe, l'Isère à Grenoble. Les flux de MES sont calculés à partir des chroniques de débit et de concentration, reconstituées à partir des enregistrements haute fréquence de turbidité. Ces enregistrements permettent de mettre en évidence les processus hydrométéorologiques responsables des apports de MES dans le système fluvial. La variabilité temporelle des flux de MES dans les cours d'eau est mise en évidence et décrite à différentes échelles temporelles (journalière, saisonnière ou annuelle) et le régime de transport de MES des bassins versants est caractérisé à l'aide d'indicateurs statistiques traduisant la dynamique des flux de MES à l'échelle du bassin versant. Un modèle conceptuel à réservoir permettant de reproduire les flux journaliers de MES est présenté. Après calage et validation du modèle sur les chroniques mesurées, il est utilisé afin de reconstituer de longues chroniques réalistes de flux de MES non mesurées, à partir de données historiques de débit et de pluie. Plusieurs scénarios valables sont établis pour chaque bassin versant.

Mots-clés :

Sédiments fins en suspension ; Erosion ; Mesure de concentrations ; Dynamique des flux de MES ; Modélisation statistique ; Bassins versants alpins

Abstract :

Suspended Particle Matter (SPM) transport in rivers results from soil erosion processes and particles transport through the watershed. SPM dynamics is analyzed in an alpine context over two Mediterranean watersheds (the Asse and the Bléone), two mountainous watersheds characterized by snow-melt regime (the Ferrand and the Romanche, French Alps) and a larger rainfall/snow-melt regime watershed, the Isère at Grenoble. High frequency turbidity records are converted to SPM chronicles using a relation between suspended sediment concentration and turbidity. SPM concentration and water discharge data permit to identify fundamental hydro meteorological processes responsible for SPM transport in the fluvial system. SPM fluxes temporal variability is highlighted and described for different time steps, from daily to yearly. Some statistical indicators are calculated and used to describe SPM fluxes dynamics and to characterize SPM transport regime. A statistical tank model simulating daily SMP fluxes is then presented. This model is calibrated and validated using measured SPM fluxes chronicles. Using calibrated parameters set and historical water discharge and rainfall data, the model can simulate SPM fluxes over longer periods. For each watershed, various parameters sets are used to simulate different SMP transport scenarios over the last 30 years.

Key words :

Suspended sediments ; Erosion ; Sediment concentration measurement ; Suspended sediment fluxes dynamics ; Statistical simulation ; Alpine watersheds