

N° ORDRE : 3014

# THESE

Présentée à

## L'UNIVERSITE BORDEAUX I

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DU VIVANT,  
GEOSCIENCES ET SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

**Par Melle Alexandra COYNEL**

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR

Spécialité : Biogéochimie de l'Environnement

---

## **Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne**

---

Thèse soutenue le 9 Septembre 2005

Devant la commission d'examen formée de :

M. <b>Gérard Blanc</b> , Professeur, EPOC, Univ. Bordeaux 1	Examineur
M. <b>Michel Combarrous</b> , Professeur, Trèfle, Univ. Bordeaux 1	Examineur
M. <b>Henri Etcheber</b> , Chargé de Recherche CNRS, EPOC, Univ. Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. <b>Christian France-Lanord</b> , Directeur de Recherche, CRPG, Nancy	Examineur
M. <b>Michel Meybeck</b> , Directeur de Recherche CNRS, Sisyphe, Univ. Paris VI	Rapporteur
Mme <b>Anne Probst</b> , Directeur de Recherche CNRS, LMTG, Univ. Toulouse	Rapporteur
M. <b>Jörg Schäfer</b> , Maître de Conférences, EPOC, Univ. Bordeaux 1	Invité







N° ORDRE : 3014

# THESE

Présentée à

## L'UNIVERSITE BORDEAUX I

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DU VIVANT,  
GEOSCIENCES ET SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

**Par Melle Alexandra COYNEL**

Pour obtenir le grade de

## DOCTEUR

Spécialité : Biogéochimie de l'Environnement

---

### **Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne**

---

Thèse soutenue le 9 Septembre 2005

Devant la commission d'examen formée de :

M. <b>Gérard Blanc</b> , Professeur, EPOC, Univ. Bordeaux 1	Examineur
M. <b>Michel Combarrous</b> , Professeur, Trèfle, Univ. Bordeaux 1	Examineur
M. <b>Henri Etcheber</b> , Chargé de Recherche CNRS, EPOC, Univ. Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. <b>Christian France-Lanord</b> , Directeur de Recherche, CRPG, Nancy	Examineur
M. <b>Michel Meybeck</b> , Directeur de Recherche CNRS, Sisyphe, Univ. Paris VI	Rapporteur
Mme <b>Anne Probst</b> , Directeur de Recherche CNRS, LMTG, Univ. Toulouse	Rapporteur
M. <b>Jörg Schäfer</b> , Maître de Conférences, EPOC, Univ. Bordeaux 1	Invité



# REMERCIEMENTS

« *Quand le destin ferme une fenêtre, c'est pour ouvrir une porte* » – Je me rappelle lors de l'écriture des remerciements de mon rapport de DEA m'être dit de les faire les plus exhaustifs possibles car j'avais l'impression d'une fin d'aventure. C'était alors le seul moment pour remercier toutes les personnes m'ayant aidé à leur manière durant tout ce chemin ; j'avais bien tort ! Quatre ans plus tard (que le temps passe vite !), je me retrouve à rédiger ceux achevant la rédaction de cette thèse mellant des sentiments bien contrastés : le soulagement et l'euphorie de l'avoir enfin terminée s'ajoutant à un petit pincement au cœur pour avoir mis un point final à ce travail tant l'implication durant ces années a été grande. Ce mémoire est l'achèvement d'une Grande Aventure Personnelle consacrée aux mystères des transports de fleuves et rivières et à la quête des crues (rares en périodes sèches, d'où une formation accélérée dans les incantations et les danses pour amener la pluie) et qui n'aurait pu aboutir sans l'incessante entr'aide au sein de l'équipe Traceurs Géochimiques et Minéralogiques (TGM) dans laquelle j'ai effectué ma thèse, sans de nombreuses collaborations et soutiens extérieurs et que je tiens à remercier ici.

Tout d'abord, je dois remercier Henri Etcheber sans qui je ne me serais peut être jamais intéressée aux transferts dans les rivières, n'aurais jamais cherché à courir au devant d'une crue ou à remonter aux lieux de naissance d'une rivière. Il aura su attiser ma curiosité dès mon plus jeune âge, recrutant lors de ses tournées dans les lycées du Sud-Ouest de la France, dans le cadre de son programme Eco-Fleuve. Je le remercie (maintenant !) d'avoir su développer mon potentiel d'autonomie, me laissant toute liberté pour mener de front cette thèse. Je n'aurais qu'un seul regret : suite à sa perversion, je ne peux plus regarder les infos télévisées comme tout spectateur. Je scrute les faits divers annonçant pluies diluviennes et ne peux que me lamenter de ne pouvoir échantillonner les rivières chargées lorsque celles-ci arrivent ailleurs alors que tant d'autres personnes se tourmentent suite aux inondations.

J'exprime également tous mes remerciements à Gérard Blanc, pour m'avoir accueillie au sein de son équipe dès mon DEA, pour sa clairvoyance lors de nos discussions au café, en réunion ou dans ses commentaires sur le manuscrit de thèse. Je le remercie pour la confiance qu'il m'a accordée sur le projet de Decazeville, pour ces encouragements surtout en fin de thèse (j'en avais besoin, il en sait quelque chose), pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse. Et comme dirait quelqu'un, c'est « un bon chef » !

## *Je tiens à remercier tous les membres de mon jury -*

Madame Anne Probst qui a accepté de rapporter minutieusement ce travail de thèse connaissant le volume de la thèse et donc le travail que ca allait lui demander.

Monsieur Michel Meybeck, « le Monsieur Fleuves », second rapporteur de ce travail, et qui est sans doute également pour beaucoup à l'origine de cette thèse, suite aux explications passionnées et en toute simplicité qu'il aura su m'apporter lors de mon DEA. Je le remercie également pour son soutien dans l'accouchement difficile du papier sur le Zaïre, pour ses encouragements au cours de la thèse et pour toutes les idées qu'il a pu me suggérer au cours de nos différentes rencontres et maintenant dans le cadre du projet Variflux.

Monsieur Michel Combarous qui m'a fait l'honneur de présider mon jury de thèse sur un sujet quelque peu éloigné de sa problématique de recherche, d'inaugurer sa première thèse effectuée dans le cadre du programme GIS-ECOBAG dont il assure la présidence.

Monsieur Christian France-Lanord qui a accepté de faire parti de ce jury de thèse traitant de l'érosion et de transferts de rivières pouvant paraître bien infimes en comparaison de celles drainant l'Himalaya. J'ai apprécié sa gentillesse et j'espère avoir l'occasion de discuter plus amplement avec lui lors de futures rencontres.

Et enfin Jörg Schäfer, invité à participer à ce jury de thèse. Ah que dire, si ce n'est que je te remercie pour tout : pour m'avoir expliqué les rudiments de la rédaction d'articles scientifiques avec toute ta rigueur, accompagnée dans mes voyages les plus fous (sous la neige avec la frontale pour récupérer un peu d'eau et en rallye entre les congères), m'avoir récompensé avec du Gewurtz quand tu pensais m'avoir donné trop de travail (je ne t'ai jamais contredit la-dessus même si c'était normal que je le fasse), avoir corrigé certaines parties de la thèse en congrès te privant de superbes visites et surtout m'avoir soutenue voire maintenue la tête hors de l'eau certains jours (surtout les derniers). En résumé, je te remercie pour tes conseils et ton encadrement sachant qu'administrativement tu n'y étais pas obligé !

#### ***Je dois également remercier l'équipe de choc dans laquelle j'ai évolué –***

Cécile Bossy et Gilbert Lavaux pour leur disponibilité, pour avoir répondu à toutes mes questions sur l'ICP-MS, leur assistance, leur égale bonne humeur et savoir faire régner dans le labo « ordre et discipline », souvent soumis à rude épreuve. Merci Cécile pour les analyses de dernières minutes ! Hervé Derriennic, merci de m'avoir supporté sur le terrain, d'avoir accepté de m'accompagner dans mes courses folles (sans arrêt repas, mille excuses), même à des heures pas possibles. J'ai cru plusieurs fois qu'on rentrerait à pieds laissant le 4x4 sur le bord de la route ou enlisé, mais tu as toujours trouvé un tracteur ou arrêté un automobiliste pour nous sortir de là. Merci aussi pour le temps passé pour les filtrations où l'on désespérait de ne pas voir de matières en suspension. Je remercie également Jean-Pierre Lissalde de m'avoir accompagné dans mes périples, et surtout ce fameux jour sur la Baïse où il a fallu porter sur plusieurs dizaines de mètres des bidons remplis jusqu'au camion, et en pente pour arranger le tout. Pourquoi faire simple quand on peut faire compliqué ? Le ponton c'était trop simple... ça se mérite une crue. Merci également de m'avoir fait partager vos recettes secrètes, plus savoureuses les unes que les autres lors des longs trajets.

D'autres anciens étudiants d'Henri ont, à leur manière, contribué de façon significative à mes travaux. Eric Maneux, responsable maintenant de la cellule de transfert adossée au laboratoire, mon aîné (tu m'avais prévenu, j'aurais dû t'écouter). Je ne sais comment te remercier pour m'avoir toujours ouvert la porte de ton bureau (plus ou moins bien rangé pour que je vienne me défouler quand j'avais l'impression de rentrer dans la quatrième voire la cinquième dimension). Bien-sûr merci pour Decazeville et les dizaines d'anecdotes que j'aurais à raconter à mes petits enfants (rallye chronométré à Decaz, crue à Firmi...)! Si l'on avait pensé à une caméra lors de notre tournage du remake de Blair Witch, on aurait pu le soumettre à Cannes et c'était la reconversion assurée. Je ne saurais remercier également Manu (Emmanuelle Lemaire), pour avoir été là durant un an, pour son organisation du labo, sa gaïté et pour son accompagnement lors de mes missions. Et que serait l'ambiance dans le laboratoire sans les deux blaireaux Matthieu et Aymeric avec qui j'ai eu à « travailler » quotidiennement ! Je tiens



également à adresser mes encouragements à Naïg Girardot qui vient jute de prendre la relève sur Decazeville.

***Et les travaux de recherche ne s'arrêtent pas aux portes de Bordeaux –***

Je tenais à remercier Patrick Seyler pour avoir été là dès mon dea et avoir répondu à tant de questions e-mailistes sur une vaste région inconnue qu'est l'Amazone. J'espère bien que tu me feras un jour l'honneur de m'en faire la visite guidée, à moins que ce soient l'Afrique et les chutes Victoria. Un énorme merci trans-atlantique à Pascal Fraisy, l'Indiana Jones de l'Amazone, pour m'avoir initiée à la mesure des débits en acceptant de venir avec moi jauger les « féroces » rivières pyrénéennes, toute proportion gardée avec celles qu'ils domptent ! De même, mille mercis à Florentina Moatar (GéEAC de Tours) pour l'aide qu'elle m'a apportée dans la rédaction et la correction de la thèse sur la partie MES, à toute l'équipe de choc paloise avec à sa tête Dolorès de Bortoli, Pascal Palu, Marie-Paule Lavergne, Roger Sabrier, Dominique Cussey, Dominique Cunchinabe pour toutes les supers moments sur le terrain basco-bearnais, au CPIE de Saint Etienne de Baïgorry et spécialement à Monsieur Bidart, Philippe Iñara et Iban pour leur soutien technique et leur constant accueil chaleureux, à l'INRA de Saint Pée sur Nivelle, particulièrement à Jacques Dumas, Lionel Barrère et Olivier Clément, à Magali Gérino et toute l'équipe du LEH de Toulouse et à Cécile Grosbois de Limoges pour ses messages de coaching d'avant soutenance. I have to thank particularly Arthur Horowitz (Atlanta) for his supporting remarks concerning of sampling frequency works and temporal variability of SPM fluxes in river and for his encouragements before my PhD presentation.

***Un énorme merci également à toutes les personnes dans le laboratoire qui même extérieur à mes travaux de recherche ont eu un grand poids -***

Je ne saurais remercier Christian Carruesco pour avoir guidé mes premiers pas dans l'enseignement au début de mon monitorat. J'ai énormément apprécié de travailler avec lui car il a su me montrer que l'on pouvait concilier la bonne humeur dans des cours de géologie structurale. Je le remercie également pour son soutien permanent et d'avoir toujours ouvert sa porte et proposé son aide.

De la même manière, je remercie :

Laurent Massé qui, de son côté, a guidé mes pas vers la pétrologie sédimentaire et impressionné par son investissement dans l'enseignement et qui est le lien entre les étudiants et les enseignants.

Georges Oggian pour mes débuts en navigation du poto-poto à Malause, et ce, au dépend de quelques lignes de pêche, pour sa constante gentillesse et sa disponibilité (j'espère que le moule n'est pas cassé car tout irait si bien s'il n'y avait que des personnes comme lui).

Je remercie également Amaury de Resseguier, qui a accepté de venir à Malause et de se jeter à l'eau pour récupérer des carottes sédimentaires.

Une spéciale dédicace à Jean-Emmanuel Hurtrez (même si son départ à Montpellier a remis en question beaucoup de travaux que l'on avait en commun), Jean-Pierre Peypouquet (et spécialement pour ses encouragements dès le DEA), Patrice Bretel (tu l'auras ta caisse de bière ...), Maria Sanchez-Goñi (ah si tous les directeurs et co-directeurs de thèse était comme toi...), Nadia Sénéchal, Elsa Jullien, Emmanuelle Ducassou, Gwenaël Abril, Christelle Benoît, Valérie Bellec, Bruno Malaizé, Jean-Marie Jouanneau, Frédérique Eynaud, Dominique Poirier, Gérard Chabaud, Joël Saint-Paul, Patrice Castaing pour leurs renseignements, leurs aides ponctuelles et leurs constants encouragements. Gros merci à Charlotte Lavenier pour s'occuper si bien de nous.

***Enfin, je tiens à remercier ceux qui m'ont particulièrement encouragé et motivé au cours de ces longues années d'études –***

Il y a d'abord ceux que j'ai connus au cours de mes études puis au labo (au sens général, sans distinction entre les différents laboratoires). Merci d'abord à toi Stéphanie (Desprat), la copine avec qui j'ai fait toutes mes études et qui a toujours été d'un grand soutien. Je te souhaite pleins de bonnes choses, une grande carrière dans les pollens (je n'en doute pas) mais pas trop loin quand même. Je remercie également Louis (Laurent Houy, père fondateur du l'Houy d'Or), Vince Domec (copain de galère depuis le début de la fac), Nicolas Pollet (le coach sportif de tous, enfin presque ...), Jeff Lataste (le montois du Sud, supportant les dacquois en rugby) et Samuel Naar (mon p'tit élève..., revenu du Québec pour notre grand bonheur), pour tous les moments partagés au RU (il y eut des jours plus durs que d'autres) et pour les soirées passées ensemble à refaire le monde. Je vous remercie également d'avoir accepté, et ce, malgré vos origines (laboratoire du CDGA), d'entériner les quelques guéguerres et de vous sacrifier ces derniers mois en venant prendre le café avec Jean-Pierre, Aymeric, Matthieu, Sabine et moi, et ce, afin de nous aider à écouler plus vite le stock colossal de paquets de café « pas top top ! » acheté par Jörg.

Et puis, il y a ceux en dehors du labo (eh oui, il y a quand même une vie en dehors du labo et de toute Recherche). Il y a ceux de toujours, du moins presque aussi loin que remonte ma mémoire (Rémi, Cathy, Damien, Mag, Suhro, Seb et Marie-France). Vous n'avez pas toujours compris ce que je faisais, me demandant quand je pensais commencer à vraiment travailler. Eh bien, c'est peut-être pour demain. Partis de Mont de Marsan pour les quatre coins de France et d'ailleurs, vous avez toujours été d'un grand soutien et piliers de ma bulle protectrice. Je ne saurais oublier p'tit clown Hélène, promise à une très belle carrière de chercheur (pas très longtemps aux USA, j'espère) et à Mumu la béarnaise, survivantes du tracteur fou lors du camp dans les Pyrénées. De même, à Laurent Rocco (le frère adopté s'il veut encore) et ma Juju (Morvan) pour qui j'aurais plus de temps disponible surtout qu'ils m'ont fait l'honneur d'être « presque-tati » avec l'arrivée de la p'tite Marie (qu'elle évite les forams !!). Merci également aux copains rencontrés tout au long des soirées et ferias et que j'ai plaisir à revoir chaque année comme si on ne s'était pas quitté et qui, par leur mail ou leur SMS ont toujours eu un mot réconfortant ou une petite blague (Filipa, Christophe Fontanier le Fou accompagné de son inséparable compagnon Farid Nafati, Aurélie, Tonton Guigui, Stéphane, Sylvain, Delphine, Phuc, Thomas et son pikoltou, Gwen et ses varzeas, Luc « no safety » et ceux que j'oublie [milles excuses]).

***Je ne saurais terminer ces quelques lignes par mon entourage le plus proche -***

A ma famille qui me suit et me soutient depuis mes débuts et à laquelle est venue s'ajouter ma belle-famille.

A Antoine qui tient la place la plus importante, qui me supporte depuis quatre ans, malgré mes sautes d'humeur, l'incertitude de l'avenir et qui est ma bouffée d'oxygène.

J'ai une pensée particulière pour ma grand-mère (qui n'aura pas vu l'achèvement de cette thèse) et pour le grand-père d'Antoine (parti peu de temps après l'écriture de ces lignes) qui nous surveillent du haut des nuages.

Je dédie ce travail à mes parents.

**« *Tales sunt aquae, qualis terra per quam fluunt* » *Plinius***

(Les eaux sont le reflet des terrains qu'elles traversent),

Degens et *al.*, 1991



# SOMMAIRE

REMERCIEMENTS.....	1
SOMMAIRE .....	7
VALORISATION SCIENTIFIQUE DES TRAVAUX .....	11
EXECUTIVE SUMMARY .....	13
INTRODUCTION GENERALE.....	19
<b>- CHAPITRE I - .....</b>	<b>27</b>
<b>I. Phénoménologie de l'érosion.....</b>	<b>29</b>
I.1. Agents dynamiques responsables de la mobilisation des particules.....	30
I.1.1. Le vent.....	30
I.1.2. La pluie.....	30
I.2. Processus d'érosion hydrique.....	34
I.2.1. Erosion aréolaire.....	34
I.2.2. Erosion en rigoles.....	35
I.2.3. Erosion en ravins.....	35
I.2.4. Erosion hydraulique.....	38
I.2.5. Mouvements de masse.....	38
<b>II. Quantification de l'érosion .....</b>	<b>39</b>
II.1. Utilisation des radionucléides.....	39
II.2. Mesure des flux spécifiques.....	40
II.3. Problèmes et limites des deux techniques.....	41
II.3.1. Sous-estimation de l'érosion.....	41
II.3.2. Spatialisation de l'érosion.....	41
II.3.3. Variabilité temporelle de l'érosion.....	42
II.3.4. Echelle spatiale concernée.....	43
<b>III. Transport solide dans les cours d'eau.....</b>	<b>44</b>
III.1. Force tractrice et mise en mouvement.....	44
III.2. Transport de fond.....	45
III.2.1. Formulation théorique du transport par charriage.....	46
III.2.2. Origines des apports par charriage.....	46
III.2.3. Paramètres influant sur le transport par charriage.....	48
III.3. Transport en suspension.....	49
III.3.1. Formulation théorique de la mise en suspension.....	49
III.3.2. Origines des apports en suspension.....	49
III.3.3. Mesure des transports en suspension.....	50
III.4. Importance relative des transports par charriage et suspension.....	54
III.4.1. Répartition Charriage / Suspension théorique.....	54
III.4.2. Pourcentage des flux transférés par charriage.....	54
<b>IV. Transferts de sédiments et Modélisation de l'érosion à différentes échelles.....</b>	<b>56</b>
IV.1. Présentation des différentes échelles d'observation.....	56
IV.2. Compréhension des processus : parcelle expérimentale.....	57
IV.2.1. Utilisation des équations USLE (1978) et RUSLE (1997).....	57
IV.2.2. Inconvénients de l'expérimentation en parcelle.....	59
IV.3. Estimation des flux exportés à l'échelle globale.....	60
IV.3.1. Premières estimations.....	60
IV.3.2. Importance des petits bassins montagneux.....	62
IV.4. Causes des variabilités spatiales des flux solides à l'échelle globale.....	64
IV.4.1. Paramètres topographiques et hydrologiques.....	65
IV.4.2. Paramètres liés à la température.....	69
IV.4.3. Paramètres biologiques, pédologiques, lithologiques et anthropiques et division par zones climatiques.....	70

IV.4.4. Influences anthropiques .....	77
IV.5. Qualité et représentativité des banques de données de flux des modèles « globaux » .....	80
IV.5.1. Sous-estimation du bed-load .....	80
IV.5.2. Les petites rivières sous-échantillonnées .....	80
IV.5.3. Flux nets aux océans .....	81
IV.5.4. Variabilité interannuelle des flux et banques de données pré-anthropiques .....	81
<b>V. Etude régionale du Sud-Ouest de la France .....</b>	<b>85</b>
<b>VI. Axes de recherche de cette étude .....</b>	<b>87</b>
<b>- CHAPITRE II - .....</b>	<b>91</b>
<b>I. Introduction.....</b>	<b>93</b>
<b>II. Présentation du réseau d'observation .....</b>	<b>93</b>
II.1. Contexte géologique, topographique et géomorphologique régional.....	93
II.2. Climatologie et Hydrologie générale de la zone d'étude .....	95
II.2.1. Climatologie.....	95
II.2.2. Régimes hydrologiques.....	96
II.2.3. Apports liquides moyens annuels au Golfe de Gascogne.....	96
II.3. Occupation du sol .....	97
II.4. Caractéristiques spécifiques des sites .....	98
II.4.1. Localisation .....	98
II.4.2. Débits moyens interannuels .....	100
II.4.3. Conditions hydrologiques durant la période d'étude.....	104
<b>III. Détermination des concentrations et des flux en MES .....</b>	<b>110</b>
III.1. Concentrations en MES.....	110
III.1.1. Installation et fréquence d'échantillonnage .....	110
III.1.2. Prélèvements et détermination des concentrations.....	112
III.1.3. Représentativité de l'échantillon.....	112
III.2. Calcul des flux de MES.....	113
III.2.1. Données hydrologiques.....	113
III.2.2. Calcul des flux .....	114
<b>IV. Analyses du Carbone Organique.....</b>	<b>115</b>
IV.1. Carbone organique particulaire (COP).....	115
IV.1.1. Echantillonnage .....	115
IV.1.2. Analyses .....	115
IV.2. Carbone organique dissous (COD).....	116
IV.2.1. Prélèvements et conditionnement .....	116
IV.2.2. Analyses .....	118
<b>V. Analyses des métaux.....</b>	<b>120</b>
V.1. Echantillonnage et conservation .....	120
V.1.1. Fraction particulaire .....	120
V.1.2. Fraction dissoute .....	121
V.2. Préparation des échantillons de la phase particulaire.....	122
V.2.1. Mise en solution des métaux particuliers par attaques totales .....	122
V.2.2. Extractions sélectives.....	123
V.3. Dosages des métaux par ICP-MS .....	125
V.3.1. Principe du dosage multi-élémentaires par ICP-MS .....	125
V.3.2. Protocole d'analyse.....	126
V.3.3. Validité des mesures et limites de détection .....	127
<b>- CHAPITRE III - .....</b>	<b>131</b>
<b>I. Variabilité temporelle.....</b>	<b>135</b>
I.1. Implications de cette étude .....	135
I.2. Variabilité des concentrations en MES .....	138
I.2.1. Evolution des concentrations en MES avec l'hydrologie .....	138
I.2.2. Evolution des concentrations en MES lors de crues .....	141
I.3. Variabilité des flux de mes.....	147
I.3.1. Saisonnalité des flux de MES .....	147
I.3.2. Répartition des flux en MES par classes de débits .....	150
I.3.3. Impact des crues dans les flux en MES .....	153
<b>II. Incertitude dans l'évaluation des flux.....</b>	<b>154</b>

II.1. Objectifs scientifiques.....	154
II.2. Fréquence d'échantillonnage et précision des flux de MES pour deux systèmes contrastés .....	154
II.2.1. Résumé des principaux résultats .....	154
II.2.2. Article #1: sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins .....	156
II.2.3. Variabilité temporelle des flux de MES et fréquences d'échantillonnage pour des bassins intermédiaires .....	176
<b>III. Optimisation des relations MES = f (débit) par régressions statistiques .....</b>	<b>184</b>
III.1. Principe et objectifs scientifiques .....	184
III.2. En vue d'une interprétation des relations MES = f (débit) .....	185
III.2.1. Ajustement des courbes de transport dans un repère arithmétique .....	185
III.2.2. Ajustement des courbes de transport tronquées dans un repère logarithmique.....	195
III.2.3. Caractérisation de la variabilité spatio-temporelle des courbes de transport tronquées à partir de descripteurs .....	199
III.3. En vue d'une meilleure prise en compte des relations MES = f (débit) dans le calcul des flux .....	205
III.3.1. Calcul des flux par la méthode log(MES)=f log(débit).....	205
III.3.2. Calcul des flux par la méthode des relations tronquées .....	210
III.3.3. Comparaison de la pertinence des courbes de transport dans l'estimation des flux en MES....	213
<b>IV. Variations régionales des flux en MES.....</b>	<b>222</b>
IV.1. Gamme d'érosion du bassin adour-garonne .....	222
IV.2. Contribution des principaux tributaires du bassin versant de la garonne .....	228
IV.2.1. Contribution pluriannuelle des flux en MES .....	228
IV.2.2. Contribution annuelle des flux en MES.....	231
IV.2.3. Contribution des flux lors de deux événements de crue .....	231
<b>V. Facteurs de contrôle de l'érosion.....</b>	<b>234</b>
V.1. Etude à l'échelle régionale.....	234
V.2. Etude à l'échelle locale.....	238
V.2.1. Implication de cette étude .....	238
V.2.2. Description hydrologique des sites de recherche .....	239
V.2.3. Analyse géomorphologique des sites de recherche.....	239
V.2.4. Identification des zones sources en matériaux .....	245
V.2.5. Réponse à la quantification de l'impact anthropique à l'échelle des bassins versants : comparaison entre les Nive des Aldudes et d'Arnéguy ?.....	250
<b>VI. Conclusions.....</b>	<b>251</b>
<b>- CHAPITRE IV - .....</b>	<b>259</b>
<b>I. Erosion et cycle global du carbone .....</b>	<b>261</b>
<b>II. Généralités sur les origines et la variabilité du carbone organique .....</b>	<b>262</b>
II.1. Carbone Organique Particulaire (COP) .....	262
II.1.1. Variabilité temporelle des concentrations .....	262
II.1.2. Origines du COP .....	264
II.1.3. Devenir du COP .....	265
II.1.4. Variabilité spatiale du COP.....	266
II.2. Carbone Organique Dissous (COD) .....	269
II.2.1. Variabilité temporelle des concentrations .....	269
II.2.2. Variabilité spatiale du COD .....	269
II.2.3. Origines du COD.....	272
<b>III. Etude de la dynamique du CO dans deux systèmes contrastés.....</b>	<b>273</b>
III.1. Objectifs scientifiques .....	273
III.2. Contribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay - Article #2.....	274
III.2.1. Résumé des principaux résultats.....	274
III.2.2. Article : Contribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay .....	276
III.3. Spatial and Seasonal dynamics of Total Suspended Sediment and organic carbon species in the Congo River - Article # 3. ....	295
III.3.1. Précision des objectifs.....	295
III.3.2. Description complémentaire du bassin du Congo et des sites d'étude.....	295
III.3.3. Résumé des principaux résultats .....	296

III.3.4. Article: Spatial and Seasonal dynamics of Total Suspended Sediment and organic carbon species in the Congo River .....	300
<b>IV. Bilan et étude comparative de ces deux systèmes.....</b>	<b>335</b>
IV.1. Carbone organique particulaire .....	335
IV.2. Carbone organique dissous.....	336
<b>- CHAPITRE V -.....</b>	<b>341</b>
<b>I. Introduction.....</b>	<b>343</b>
<b>II. Contexte régional de la pollution poly-métallique du Lot .....</b>	<b>347</b>
<b>III. Impact d'une crue sur les transferts en éléments traces métalliques .....</b>	<b>351</b>
III.1. Implication de cette étude.....	351
III.2. Importance du contexte météorologique local.....	353
III.3. Analyse haute résolution des ETM lors d'une crue sur un bassin d'échelle moyenne .....	356
III.3.1. Objectifs scientifiques.....	356
III.3.2. Résumé des principaux résultats .....	357
III.3.3. Article # 4: Geochemical characterization of dissolved and particulate trace element transport in a medium scale watershed during a major flood event .....	361
III.3.4. Utilisation de Sb comme traceur de source sédimentaire.....	403
III.3.5. Modèle conceptuel du déroulement de la crue.....	404
III.4. Biodisponibilité potentielle des ETM lors d'une crue majeure .....	407
III.5. Variations saisonnières des ETM dissous sur le Lot .....	412
<b>IV. Analyse haute résolution des ETM à l'échelle annuelle sur un petit bassin versant industriel dans le système fluvial Lot-Garonne .....</b>	<b>423</b>
IV.1. Présentation du bassin de Decazeville.....	425
IV.1.1. Historique du bassin de Decazeville.....	425
IV.1.2. Hydrologie et Géologie du bassin de Decazeville .....	427
IV.1.3. Choix et mise en place des stations de mesures.....	428
IV.1.4. Stratégie d'échantillonnage et de mesures.....	431
IV.2. Quantification des apports liquides des sous-bassins de Decazeville.....	432
IV.2.1. Site du MOULIN sur le Riou Viou.....	432
IV.2.2. Site de FIRMI sur le Riou Mort .....	434
IV.2.3. Site de USINE sur le Riou Viou.....	436
IV.2.4. Répartition des débits annuels des sous-bassins .....	437
IV.3. Evolution des concentrations en MES avec l'hydrologie.....	439
IV.4. Comportement des ETM dissous.....	441
IV.4.1. Caractéristiques physico-chimiques des eaux de surface .....	441
IV.4.2. Concentrations en ETM dissous .....	443
IV.4.3. Variabilité temporelle des ETM dissous.....	448
IV.5. Comportement des ETM particulaires.....	464
IV.5.1. Concentrations totales dans les MES.....	464
IV.5.2. Variabilité spatiale des concentrations en ETM de laisses de crue : « stream sediments » .....	467
IV.5.3. Dominance relative des effets de dilution / érosion et variabilité spatio-temporelle des ETM particulaires .....	473
IV.5.4. Relations entre les phases particulaire et dissoute .....	479
IV.6. Identification de sources additionnelles .....	483
IV.7. Flux des MES, ETM particulaires et dissous dans le bassin de Decazeville .....	493
IV.7.1. Flux de MES et taux d'érosion nets.....	493
IV.7.2. Flux d'ETM particulaires et dissous.....	496
IV.8. Conclusion.....	511
<b>CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES .....</b>	<b>517</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE .....</b>	<b>523</b>
<b>TABLE DES ILLUSTRATIONS.....</b>	<b>559</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX .....</b>	<b>569</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>573</b>



# VALORISATION SCIENTIFIQUE DES TRAVAUX

## PUBLICATIONS

A. Coynel, J. Schäfer, G. Blanc, C. Bossy, Geochemical characterization of dissolved and particulate trace element sources during a major flood event in a medium scale watershed. Soumis dans *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

A. Coynel, P. Seyler, H. Etcheber, M. Meybeck, D. Orange (*sous presse*). Spatial and Seasonal behaviour of organic carbon transported by the Zaire/Congo River. *Global Biogeochemical Cycles*.

A. Coynel, H. Etcheber, G. Abril, E. Maneux, J. Dumas, J.E Hurtrez (2005). Contribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay, *Biogeochemistry*, 74: 151-171.

A. Coynel, J. Schäfer, J.E Hurtrez, J. Dumas, H. Etcheber, G. Blanc (2004). Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *The Science of the Total Environment*, 330: 233-247.

P. Seyler, A. Coynel, P. Moreira-Turcq, H. Etcheber, C. Colas, D. Orange, JP. Bricquet, A. Laraque, JL.Guyot, M. Meybeck (2005). Organic carbon transported by the equatorial rives: example of Zaire-Congo and Amazon Rivers. *Soil Erosion and Carbon Dynamics*, edited by R. Lal and B.A. Stewart, Advances in Soil Science Editions, CRC Press, Boca Raton, Floride, chapter 17, p. 255-274.

E. Lemaire, G. Blanc, J. Schäfer, A. Coynel (*sous presse*). Dissolved trace metal-organic complexes in the Lot-Garonne River system determined by the C18 Sep-pak system. *Aquatic Geochemistry*.

J.E Hurtrez, F. Lescure, A. Coynel, R. Sabrier, P. Palu, D. Cussey, H. Etcheber, D. de Bortoli. Geomorphic evolution in the Upper Nive basin (western Pyrénées, France): lithologic, tectonic or/and climatic imprints? (soumis dans *Geomorphology*)

O. Geffard, E. His, H. Budzinski, J. F. Chiffolleau, A. Coynel, H. Etcheber (2004). Effects of storage method and duration on the toxicity of marine sediments to embryos of *Crassostrea gigas* oysters. *Environmental Pollution*, 129:457-465.

## RAPPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES

C. Bossy, A. Coynel, J. Schäfer, G. Lavaux, J. Lissalde, E. Maneux, A. Dabrin et M. Masson (2005) Flux annuel de Cd dans la Garonne et le Lot (2004). Rapport Agence de l'Eau, responsable scientifique G. Blanc, 80 p

A. Coynel, E. Maneux, J. Schäfer, C. Bossy, G. Lavaux, J. Lissalde et A. Dabrin (2005) Quantification des sources de Cadmium dans le Bassin versant de Decazeville. Rapport Agence de l'Eau, responsable scientifique G. Blanc, 80 p.

M.N. (De) Casamajor, F. Sanchez, M. Lissardy, A. Gadet, P. Prouzet, P. Lazure, A. Coynel. (2002)- Calibration du modèle hydrodynamique de circulation estuarienne et modélisation des flux de civelles. Rapport UPPA/IFREMER, 86 p.

## COMMUNICATIONS ORALES ET POSTERS

A. Coynel, J. Schäfer, G. Blanc, M. Masson, H. Etcheber. Spatial and temporal variability of SPM and trace metals transport during two contrasted flood events in the Garonne River System, Réunion des Sciences de la Terre, RSTGU-A-00137, Strasbourg, 20-25 septembre 2004, *Com. Orale*.

A. Aude, J.E. Hurtrez, A. Coynel. Approche multidisciplinaire de la dynamique d'érosion d'un bassin versant: exemple du Dourdou, Réunion des Sciences de la Terre, RSTGU-A-00023, Strasbourg, 20-25 septembre 2004, *Com. Orale*.

A. Coynel, J. Schäfer, G. Blanc, H. Etcheber. Transport of SPM and trace metals into the Gironde estuary (FRANCE) during two major flood events, 9th FECS conference on Chemistry and the Environment, Bordeaux, August 29th - September 1st 2004, *poster*.

A. Coynel, H. Etcheber, G. Abril, E. Maneux, J. Dumas, J.E Hurtrez. Contribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay. IX Colloque International d'Océanographie du Golfe de Gascogne, Pau, 10-12 Juin 2004, *Com. Orale*.

H. Etcheber, G. Abril, A. Coynel, O. Weber. La labilité de la fraction organique particulaire: problème d'échelle de temps. Application au continuum Garonne/Dordogne/Gironde/Marge continentale du Golfe de Gascogne. IX Colloque International d'Océanographie du Golfe de Gascogne, Pau, 10-12 Juin 2004, *Com Orale*.

J. Schäfer, G. Blanc, S. Audry, A. Coynel, J.P Lissalde. Mercury fluxes and sedimentary record in the Lot-Garonne River system (France). Abstract number 634, 7th International Conference on Mercury as a Global Pollutant, Ljubljana, Slovenia,, June 27-July 2004, *poster*.

A. Coynel, J. Schäfer, G. Blanc, H. Etcheber. Impact of two major flood events on SPM and trace metal transport into the Gironde Estuary (France). EUG Assembly, Nice, France, April 2004, *poster*.

E. Lemaire, J. Schäfer, G. Blanc, A. Coynel. Partitioning of organic matter and dissolved trace metals in the Lot-Garonne River system -France. EUG Assembly, Nice, France, April 2004, *poster*.

A. Coynel, J. Schäfer, J.E Hurtrez, H. Etcheber, E. Maneux, G. Blanc. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension dans le Sud-Ouest de la France. 9ème Congrès des Sédimentologues Français (ASF), 14-16 octobre 2003, Bordeaux, France, *poster*.

A. Aude, J.E Hurtrez, A. Coynel. Mise en évidence d'une incision importante grâce aux paléo-terrasses dans le bassin des rougiers de Camarès (Aveyron). 9ème Congrès des Sédimentologues Français (ASF), 14-16 octobre 2003, Bordeaux, France, *poster*.

J.E Hurtrez, F. Lescure, A. Coynel, H. Etcheber. Variations morphologiques dans les bassins des nives amont (Pays Basque) et contrôle tectonique. 9ème Congrès des Sédimentologues Français (ASF), 14-16 octobre 2003, Bordeaux, France, *poster*.

A. Coynel, J. Schäfer, J.E Hurtrez, H. Etcheber. Observation network of sediment fluxes in the Southwest of France and examples of small mountainous rivers in Western Pyrenées. Gully erosion in Mountain Areas: processes, Measurement, modelling and regionalization, 15th-17th October, 2003, Digne-les-Bains, France, *Com Orale*.

A. Coynel, J.E Hurtrez, J. Schäfer, H. Etcheber, G. Blanc. How does sampling frequency control accuracy of fluvial suspended particulate matter flux estimates? EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003, *poster*.

# EXECUTIVE SUMMARY

Suspended particulate matter (SPM) transport in rivers reflects soil erosion processes and controls fluxes of many toxic substances (e.g. heavy metals, nutrients, mercury, organic and inorganic micro-pollutants). Therefore, an accurate knowledge of SPM behaviour due to variations in hydrology (e.g. seasonal cycles) and basin features is necessary to establish annual loads and chemical mass balances and to characterize particle transport in fluvial systems. Therefore, the present thesis is devoted to a study of the high temporal resolution coupled spatial analysis of the fluvial transport of SPM and two associated fractions (organic carbon and trace metal element) in contrasting watersheds mainly situated in the Southwest of France. The thesis manuscript is subdivided in six chapters.

This work starts in the **chapter 1** with a bibliographic synthesis on the description of mechanical erosion processes and forces applied to them by dynamic agents (water, wind, ice, gravity). Water is the most important erosional agent. It is responsible for soil detachment by raindrop impact (splash erosion) and the transport of material by runoff. This chapter introduces the necessary framework and concepts to handle the quantification of erosion with a discussion of the two main techniques: radionuclide method versus solid fluxes establishment. Contrary to the radionuclide method, sediment load is not restricted by study area size and permits seasonal, annual or interannual variability analyses coupled with geochemical approaches. Expressed in unit area (e.g.  $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ), i.e. sediment yield, sediment loads can be used as an indication of the efficacy of net erosion. Natural and anthropogenic factors of sediment load are analysed at the global and regional scale. Human activities have dramatically altered the delivery of sediments within watersheds with significant ecological and economic consequences. Some activities have increased delivery (e.g. road construction, deforestation, agricultural land use) through accelerated erosion whereas others decreased the amount of delivery (e.g. dam and reservoir construction). Finally, different models of world-wide delivery of river sediment to the oceans proposed in the literature are presented, emphasizing the control factors used for their elaboration. This part finishes with some global data on the general context of the study.

**Chapter 2** concerns methodological elements with geological and hydrological description of the observation network and study watersheds. Detailed information on the hydrological setting in 2002 and 2003 compared with interannual values inform of a general dry situation during the study period with few extreme events. Analytical methods on the

determination of SPM, organic carbon and trace metal concentrations are developed and discussed in this part.

In the three following chapters, temporal as well as spatial analyses of SPM fluxes are separately analysed (chapter 3) and their impacts on the distribution of organic (chapter 4) and trace metal (chapter 5) fractions are investigated. The last part finally draws some conclusions and perspectives.

**Chapter 3** is based on discharges and suspended particulate matter concentrations from a high-resolution database for the contrasting watersheds in South-Western France covering various hydrologic years in order to evaluate temporal and spatial variability.

❖ We have interested to temporal variations of SPM concentrations and fluxes in relation with hydrologic variations (e.g. hysteresis loops, impact of flood events). With this approach long-term observations with frequent sampling allow characterization of annual and seasonal variability and determining the factors controlling SPM flux variability, necessary to calibrate empirical erosion equations or to develop physical erosion. From the long-term observation of the Garonne River an empirical relation between SPM\* (discharge weighted mean annual SPM concentrations) and annual discharge was established. This relation allows estimation of annual SPM fluxes for the Garonne River with less than 30% deviation from reference values for the whole range of mean annual discharge observed during the past decade.

Thus, we define sampling frequencies adapted to watershed typology by using numerical simulation. By extracting individual SPM concentrations and corresponding discharge values from the database, different sampling frequencies were simulated and resulting SPM fluxes were then compared with reference fluxes derived from the complete database (**# art.1**). If a deviation of simulated flux estimates from reference fluxes of less than  $\pm 20\%$  is accepted, the Garonne River (large plain river) must be sampled at least every 3 days (10 samples per month) and the Nivelle River (small mountainous rivers) every 7 hours (~100 samples per month). For the Garonne River this minimum sampling frequency is valid for all contrasted hydrologic years of the observation period. Below these minimum sampling frequencies, annual SPM flux estimates may greatly differ from reference fluxes (up to 200%) and there is high probability of systematic underestimation. These findings underline the need for adapted sampling strategies for erosion assessment, reliable chemical mass balances and characterisation of fluvial transport mechanisms in the world's contrasted watersheds.

In the case of inappropriate sampling frequency or in the absence of SPM concentration data, rating (sediment transport) curves can be used to estimate (predict) SPM concentrations for flux calculations. The most common is a power function (regression) that relates SPM concentration to water discharge, with the discharge measurement constituting the independent variable. Comparisons of actual and predicted SPM concentrations partially result from scatter about the regression line. To compensate, we develop truncated regressions for each watershed based on data superior to 1.5 times the mean water discharges in order to estimate SPM fluxes during high water discharges. We applied a single mean SPM concentration related to low hydrological situations to the suppressed values (inferior to 1.5 times the mean water discharges) in order to complete annual SPM fluxes. This requires the log-transformation of SPM and discharge data prior to the analysis. Evaluations from a long-term daily sediment-measuring site on two large rivers (Garonne and Lot Rivers), indicate that relatively accurate ( $\leq \pm 20\%$ ) annual suspended sediment fluxes can be obtained if not perturbed by anthropogenic activities (e.g. dredging). Coefficients of regression of rating curves (type  $SPM = aQ^b$ ) can be interpreted and related to watershed properties attributing distinct  $a$  and  $b$  coefficients to lithology and soil erosion sensitivity index.

❖ We analysed spatial variations with the comparisons of specific (= area-normalized) annual SPM fluxes i.e. yields of different watersheds. Mean sediment yields range from  $9 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  for a plain river typology (Isle River), similar to the Seine River, to  $135 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  for the Tarn River and one of its tributaries (the Dourdou River) draining highly erosive lithology (Rougiers de Camarès). This particular environment is characterized by a value of  $\sim 300 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ . For the Garonne River (large plain river), values range from  $11 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  to  $74 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ . Comparison of these results with the yield of the Nivelle River ( $69 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  in 1996), a small mountainous river, suggests that interannual hydrological variations may have a greater impact on fluvial SPM transport than basin specific parameters. This chapter finishes by a specific study exploring factors responsible of sediment delivery in a small mountainous river system (e.g different anthropogenic activities).

The **chapter 4** is based on an extensive dataset of SPM concentrations and organic carbon analyses collected in two opposite river systems: a typical mountainous watershed reaching the Bay of Biscay with high erosion rates (Nivelle River, # **art. 2**) versus a large tropical river system with very low sediment delivery (Congo River, # **art. 3**). In this part, relationships between sediment delivery/erosion rates and organic carbon are analysed.

In the Nivelle River, the organic fraction of suspended particulate matter (SPM) shows a gradual impoverishment from the first flood to the next ones, reaching a threshold value (3%) attributed to the allochthonous fraction (soil). An annual POC flux was established: 845 tons, corresponding to a specific POC flux of  $5.3 \text{ tC km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  originated mostly from soil (55%) and riparian/litter (~40%) with a very minor (<5%) contribution of autochthonous POC. The extension of this specific POC yield,  $5.3 \text{ tC km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  to the whole mountainous area of the southern coast of the Bay of Biscay leads to an estimated POC flux around  $100,000 \text{ t.yr}^{-1}$ . With a contribution of only 28% of the freshwater discharge in the Bay of Biscay, the POC load of small Cantabrian mountainous rivers was estimated to account for 70% of the total POC inputs because of high sediment yield.

The Congo River, the second largest world river, was monitored every month for a period between two and six years for SPM and carbon species at the mainstream near the river mouth (Brazzaville/Kinshasa station) and some of the major and minor tributaries (the Oubangui, Mpoko and Ngoko-Sangha). Organic carbon is essentially exported in dissolved form related to very low sediment yields ( $\sim 9 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) due to relatively flat watershed: from 74% for the tributaries flowing in savannah regions and 86% for those flowing in the rainforest. The computation of inputs to the Atlantic Ocean demonstrates that the Congo is responsible for  $14.4 \times 10^6 \text{ t/yr}$  of total organic carbon of which  $12.4 \times 10^6 \text{ t/yr}$  is dissolved and  $2 \times 10^6 \text{ t/yr}$  is particulate. The three biggest tropical rivers (the Amazon, the Congo and the Orinoco), with only 10% of the exoreic world area drained to world oceans, contribute ~4% of its SPM inputs but 15-18% of its organic carbon inputs.

Despite strongly contrasting properties, both systems show seasonal SPM and organic carbon variations related to hydrology.

The **chapter 5** is composed of two parts. In the first part, a submitted paper (**# art. 4**) deals with the distribution of some trace elements in water and suspended sediment during a major flood event from a medium-size drainage watershed in Southern France: the Lot River. This exceptional event has been sampled in great detail and the paper is focused on the variations of dissolved and particulate metals associated with water discharges, on the origin of elements and on the estimation of metal fluxes. Studies reporting “one-in-fifty-year” events with high time resolution for SPM, dissolved and solid phases are not frequent. Thus, this study is of major interest, contributing to our understanding of fluvial transport of metals, especially with respect to the role of floods. Decreasing partition coefficients ( $K_d$ ) with increasing SPM concentrations during the flood (particle concentration effect-pce) are

attributed to source-related variations rather than colloidal influence or changed grain size composition of SPM, suggesting a third possible explanation for the commonly observed pce. This high resolution provides geochemical signatures (e.g. As/Th, Cd/Th, Zn/Cd) for SPM attributed to successive dominance of water masses transporting material from different sources (~235,000 t from the upstream Lot River, ~185,000 t from remobilisation of riverbed sediment and ~8,000 t from the Riou Mort River). This study demonstrates that dam lake reservoirs do not represent “final” traps for contaminated sediments and there may important sediment remobilisation during floods. Today, the world's rivers are dotted with more than 45000 large dams with at least 30 percent of sediment retention and little information is available on sediment quality.

In the second part, the small industrialized watershed responsible for the polymetallic contamination of the Gironde's Estuary is monitored every day during one year (from July 2003 to July 2004) for SPM and trace metal at four sites defining different subcatchments. With a watershed area of 155 km<sup>2</sup> and a mean annual discharge of 1.95 m<sup>3</sup>/s, the hydrology of the Riou Mort River is characterised by a strong temporal variability of water flow with flash-floods occurring in 8-12 hours. The geology of the basin essentially includes: (1) Permian hematite-rich sandstones and mudstones (20% of the area), located in the upstream part of the watershed; (2) Faulted Carboniferous formation (44%) with coarse detritic rocks with intercalation of pelites, coal seams or layers in the middle part. (3) Metamorphic bedrock composed by Schist and Mica-schist (30%) in the west and in the NE and SE periphery of the basin. (4) Igneous rocks and lower Jurassic sheet sporadically represented.

The high resolution observation network in this heterogeneous experimental Riou Mort watershed reveals important spatial and temporal variability of erosion during contrasting hydrological situations. Sediment yields range from 60 t km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> (for metamorphic bedrock) to 350 t km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> (Permian formation and Carboniferous formation impacted by mining activities), depending on lithology and/or anthropogenic impacts on the subcatchments, for an export at the outlet of the watershed of 180 t km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>. This spatial heterogeneity concerns also trace metal exports. Moreover, we identify an additional yet unknown underground point source contributing 60% to annual dissolved Cd flux and 38% to annual particulate Cd flux, respectively. The determination of natural background values of heavy metal in the Riou Mort watershed suggests 93% and 99% of annual particulate Zn (73 t) and Cd (2,4 t) fluxes are of anthropogenic origin.





# INTRODUCTION GENERALE

Les matières particulières transférées entre le continent et l'océan sont pour l'essentiel le résultat du transport par les fleuves et reflètent les processus d'érosion « naturelle » modifiés par la pression anthropique à l'échelle des bassins versants. Or, l'érosion hydrique des sols est de nos jours à la base de toute une série de problèmes économiques et sociaux. En effet, la quantité et la qualité des matières arrachées au continent et véhiculées par les fleuves réduisent le potentiel des terres agricoles, génèrent des pertes de surfaces productives et ont un impact sur les processus biogéochimiques se déroulant en milieu aqueux.

Il est donc primordial de comprendre les cycles des apports aux rivières et les processus qui affectent les matières qui y sont transportées si l'on veut maintenir une bonne qualité physico-chimique des eaux de rivières, objectif affiché de la Loi Cadre Européenne de l'Eau : toutes dégradations des eaux auraient en effet des conséquences néfastes sur la biota des milieux aquatiques, mais aussi sur les usages de l'eau par l'Homme (e.g. baignages interdites, arrêts de capteurs d'eau). Les réseaux de surveillance mis en place en France (Agence de l'Eau essentiellement) permettent d'identifier les sites « dits à problèmes majeurs ». Toutefois, la stratégie adoptée (prélèvements mensuels pour la plupart) n'autorise que partiellement la compréhension des processus et l'établissement de bilans fiables.

Si le Grand Sud-Ouest de la France n'est pas une région qui, à l'échelle globale, appartient aux zones les plus érosives, il reste que, durant ces dernières décennies, la pression anthropique a fortement augmenté : industrialisation, extension de la mise en culture des sols, épandages croissants. Ce phénomène est appelé à se poursuivre. De plus, le climat régional évolue et les alternances périodes sèches intenses / événements pluvieux forts semblent se confirmer. Erosion des sols et transports de matières polluantes pourraient donc s'accélérer.

Les matières particulières peuvent se subdiviser en deux groupes selon leur mode de transport : les matières en suspension (MES) véhiculées dans la colonne d'eau et celles qui ne s'élèvent pas au dessus du fond qui roulent ou rampent sur le fond.

A plusieurs titres, les matières en suspension (MES), arrachées par l'érosion hydrique au continent et véhiculées par les fleuves, présentent un intérêt scientifique majeur :

- elles représentent l'essentiel du transport particulaire dans notre région et sont donc un très bon indice de l'état d'érosion des bassins versants;

- elles contiennent une fraction organique particulière, sujette à des processus de dégradation, qui influencent directement l'oxygénation des eaux ;

- enfin, elles jouent un rôle de vecteur privilégié des contaminants et polluants tels que les éléments traces métalliques (ETM).

Nous avons donc travaillé sur les MES et deux de leurs composantes associées présentant un intérêt écologique certain- la fraction organique et les teneurs métalliques - pour rendre compte des phénomènes liant ces paramètres, ne négligeant pas d'étudier les phases particulaire et dissoute, quand les échanges entre ces deux phases sont permanents (cas des métaux) ou si la fraction dissoute est prépondérante par rapport à la fraction particulaire (cas de la matière organique).

Ce travail apportera des éléments de réponse partiels aux problématiques générales abordées par l'ensemble de la communauté scientifique des chercheurs d'Aquitaine et Midi-Pyrénées :

**- quels sont les impacts de l'érosion des sols et de l'aménagement des cours d'eau sur la dynamique des transferts des MES ? Y a-t-il augmentation des phénomènes d'érosion au cours des dernières décennies ? A quelle évolution peut-on s'attendre dans le futur ? Quel projet de restauration peut-on proposer ?**

**- quelles sont les origines et la dynamique des transferts organiques et des ETM en liaison avec la dynamique des transferts en MES ? Quels sont les impacts sur la biologie ?**

Pour cela, nous avons utilisé, par exemple, les banques de données existantes sur près de dix ans de mesures journalières de MES sur la Garonne et le Lot (données de l'équipe TGM). De plus, nous avons complété le réseau de surveillance des MES à pas de temps très serrés (journaliers à pluri-journaliers) au niveau des grands tributaires des systèmes Garonne et Adour, mais aussi pour des systèmes d'échelle plus locale (échelle permettant d'identifier précisément les processus qui gouvernent l'érosion). De même, le réseau de surveillance du bassin de Decazeville et de la vallée du Lot a été intensifié pour les mesures de métaux. Plusieurs de ces sites continueront d'être étudiés après cette thèse.

Ces recherches se sont appuyées sur plusieurs programmes nationaux et régionaux (programmes P1 et P2 du GIS ECOBAG ; programme ECODYN ; programmes PEVS et ZAAG ; programme PNRH-Variflux ; programmes PEGI et Hibam et divers contrats AEAG et Ifremer). L'ensemble des recherches menées durant cette thèse est présenté en cinq chapitres suivant l'agencement exposé ci-après.

Dans le **premier chapitre**, est exposée une revue bibliographique donnant un aperçu global de la problématique érosion et transfert de MES, permettant de situer les études présentées dans ce mémoire. Après une description des processus concernant l'érosion mécanique et sa quantification, basée sur une approche large des transports solides en milieux fluviaux avec opposition entre charriage et suspension, un exposé synthétique des résultats concernant l'érosion et le transfert à l'échelle de la parcelle et à celle globale est fait. La fin de ce chapitre permet de resituer la spécificité de l'étude menée dans le Sud-Ouest de la France en précisant ses axes de recherche. Volontairement, rien n'est dit sur la bibliographie des relations liant MES, carbone organique et métaux. Ces considérations sont affichées aux chapitres concernant ces deux paramètres (chapitre 4 et 5), considérés comme des applications des transferts de MES, puisqu'elles jouent un rôle fondamental sur leur cycle biogéochimique.

Le **second chapitre** est consacré au descriptif détaillé du réseau d'observation concernant le transport fluvial des MES au niveau du Sud-Ouest de la France avec une attention particulière portée aux conditions hydrologiques des cycles annuels étudiés et sur les approches techniques permettant de mesurer de façon fiable les concentrations en MES et d'obtenir des flux précis. Enfin, des précisions nécessaires sont apportées (en complément de celles données dans les publications) concernant la détermination analytique des fractions organiques et métalliques associées aux particules mais également à l'état dissous.

Le **troisième chapitre** traite du transport des MES dans les fleuves et rivières du Sud-Ouest (bassin Adour-Garonne) avec l'évaluation de la variabilité spatio-temporelle des flux de MES dans ce système.

Nous avons cherché, dans un premier temps, à répondre aux interrogations scientifiques concernant la saisonnalité des apports de MES dans ces rivières et le rôle joué par les crues dans ces apports en vue d'établir la meilleure stratégie d'échantillonnage pour aboutir à des bilans fiables (article #1). L'étude des plus performantes régressions statistiques  $MES = f(\text{débit})$  est entreprise afin de déterminer celle permettant de reproduire le plus justement possible les flux de MES pour une station donnée. Les paramètres des régressions sont, au préalable, reliés à des caractéristiques environnementales du bassin étudié. Sous-tendue à cette démarche, existe l'éventuelle possibilité de pouvoir reconstituer, de façon raisonnable, des flux de MES lors d'années où des banques de données de MES n'ont pas été acquises. Dans un second temps, la comparaison inter-bassin des flux en MES est mise en

œuvre dans l'objectif de dégager les zones contributrices préférentielles à forts taux d'érosion et de voir si des facteurs de contrôle majeurs peuvent être mis en évidence.

L'étude de la fraction organique particulaire des eaux fait l'objet du **quatrième chapitre** et doit donner des éléments de réponse à d'autres interrogations sur ce paramètre. Au même titre que la Garonne, où une banque de données importantes a permis de cerner les origines de la fraction organique particulaire (matière organique, MO : phytoplanctonique, litière, sol) suite à la simple détermination des teneurs en carbone organique particulaire (COP ; Veyssy et al., 1999), nous cherchons à savoir si de tels résultats peuvent être observés pour des rivières de montagnes et quels sont les impacts des crues en ces sites. La question fondamentale de cette étude reposait alors sur la quantification de la contribution des petites rivières côtières, qui drainent toute la chaîne cantabrique, aux apports organiques du Golfe de Gascogne (article #2).

Bénéficiant d'une banque de données conséquente, en zone tropicale, dans le bassin du Congo (Zaïre), nous avons voulu faire ressortir les impacts climat/végétation sur les transports de MO, prise ici dans sa totalité, phase particulaire et dissoute, cette dernière étant reconnue prépondérante dans ces régions (article #3).

La conclusion de ce chapitre repose sur les parallèles et les oppositions des flux de ces deux systèmes fortement contrastés : petits bassins montagneux en région tempérée et second fleuve mondial, en terme de débit annuel et de superficie, de la zone tropicale.

Enfin, dans le **cinquième chapitre**, les processus d'érosion et de transport de MES sont reliés avec les apports d'ETM dans la Vallée du Lot, aux échelles du bassin du Lot et du site de Decazeville, zone privilégiée d'émissions de polluants métalliques (e.g. Zn, Cd). Ici encore, c'est une stratégie d'échantillonnage à pas de temps très serrés qui est adoptée.

La première partie, concernant le bassin du Lot, repose principalement sur l'étude à haute résolution temporelle des concentrations en MES et ETM dissous et particulaire lors d'une crue cinquantennale (article #4); les variations des concentrations en ETM dissous lors de cet événement bref et exceptionnel pourront être comparées aux variations à l'échelle saisonnière pour lesquelles le jeu de données est disponible.

Pour la seconde partie traitant du site de Decazeville, la problématique repose sur les paramètres majeurs gérant les variabilités et les flux des apports en métaux, de même que leur comportement (échange phases particulaire et dissoute) et la détermination des zones sources naturelles et/ou anthropiques pour expliquer les flux mesurés.

De ces approches, devraient ressortir de façon claire, les avancées scientifiques possibles, dues à un réseau d'observation d'une vingtaine de bassins du grand Sud-Ouest et une stratégie d'échantillonnage de matières particulaires fluviales à pas de temps serrés, sur des échelles de temps plus ou moins longues, concernant les MES, mais aussi la MO et les polluants métalliques qui leur sont associés.

Effectuer ces mesures sur le long terme doit faciliter notre compréhension du transport fluvial, avec pour objectif final de nous aider à prédire leur évolution future. C'est ainsi que sera facilitée l'émergence des stratégies à adopter pour garder nos rivières dans un état d'équilibre biogéochimique adéquat. Une meilleure connaissance de la dynamique des transports de MES, indicateurs du degré d'érosion des sols, conduira nécessairement à faciliter les choix d'aménagement de l'environnement de cette région.

**Dans le cadre des problématiques générales évoquées ci-dessus, nos objectifs affichés dans ce travail, portant sur les transferts en milieu fluvial des MES et de deux types de constituants (carbone organique et éléments métalliques), entendent répondre aux questions suivantes :**

*Dans les rivières du Sud-Ouest de la France à forte hétérogénéité de bassins versants - quelle est la stratégie d'échantillonnage la mieux adaptée pour une typologie de bassin donnée? Peut-on avoir recours à des régressions statistiques performantes pour estimer les flux annuels de MES, dans la mesure où la fréquence d'échantillonnage serait inadaptée à une estimation correcte ? Quel est l'impact des crues dans les bilans annuels de MES ? Existe-t-il une (ou des) zone(s) émettrice(s) préférentielle(s) et quels en sont les facteurs explicatifs ?*

*Au niveau des relations entre MES et carbone organique - les rivières côtières montagneuses, peu étudiées et pourtant que l'on sait nombreuses, jouent-elles un rôle important dans les flux de CO à l'océan au regard de leur forts taux d'érosion ? Un échantillonnage serré dans le temps amène-t-il des informations supplémentaires, autres que les flux ? Peut-on en déduire l'origine du CO ? Pour des systèmes diamétralement opposés (climatologie, hydrologie ou végétation différente), comment se joue la répartition de la MO ? A-t-elle le même comportement que dans nos systèmes ?*

*Au niveau des relations entre MES et éléments traces métalliques, Quels sont le fonctionnement et l'impact d'une crue sur les transferts de métaux en terme de biodisponibilité de ces éléments ? Au-delà de l'information donnée par leurs concentrations*

en tant que marqueurs de pollution, les métaux traces peuvent-ils être des indicateurs d'origine des MES dans notre contexte au niveau des bassins Lot/Garonne ? Quel est le rôle des zones sources dans l'enrichissement en ETM des MES ? Quelle est l'influence des retenues de barrage dans la pollution « secondaire » des MES ? Quels sont les paramètres majeurs gérant les variabilités et les flux des apports en métaux à l'échelle annuelle dans le petit bassin versant responsable de la pollution métallique de la Gironde ? Quelle en est la part naturelle, anthropique ?

Nos opérations menées sur le site de la retenue de Malause en vue de cerner l'impact anthropique sur le transport « naturel » des MES en un site stratégique (confluence de tributaires majeurs, Tarn et Garonne) sont rassemblées en Annexes (car non totalement abouties).







## **- CHAPITRE I -**

### **DYNAMIQUE DE L'ÉROSION CONTINENTALE : PROCESSUS, QUANTIFICATION ET FACTEURS DE CONTROLE**

---



# **DYNAMIQUE DE L'ÉROSION CONTINENTALE : PROCESSUS, QUANTIFICATION ET FACTEURS DE CONTROLE**

---

## **Résumé -**

L'objectif de ce chapitre est, sur la base d'une synthèse bibliographique, d'expliquer l'approche que nous avons adoptée pour la quantification de l'érosion de bassins versants situés dans le Sud-Ouest de la France et la détermination des facteurs de contrôle régissant les flux induits. Cet objectif sera atteint en quatre points.

Dans un premier temps, les différents agents érosifs et les processus d'érosion associés seront abordés. Puis, deux méthodes de quantification de l'érosion hydrique seront testées : par traçages isotopiques et par mesure des transports fluviaux.

Dans un second temps, après le rappel de quelques notions physiques, le transport fluvial solide sous formes de charriage et de suspension sera qualifié et quantifié pour accéder à l'origine des matériaux transportés.

Ensuite, une synthèse des travaux recensés dans la littérature sur les taux d'érosion et leur modélisation à différentes échelles (de la parcelle à l'échelle globale) sera faite, permettant :

- de confronter les différents facteurs, naturels et anthropiques, explicatifs de l'érosion et des phénomènes de transferts - rétention de sédiments ;
- de disposer d'une banque de données autorisant un recadrage de nos résultats à l'échelle globale.

Enfin, nous aborderons les études qui ont été précédemment menées à l'échelle régionale du Sud-Ouest de la France avant d'exposer les objectifs de notre approche de recherche. L'objectif scientifique de ce travail résidera dans la quantification régionale des flux de matières en suspension (MES) et dans le couplage de ces données avec la matière organique et les polluants métalliques qui leur sont associés.

## **I. PHENOMENOLOGIE DE L'EROSION**

Le mot Erosion vient du latin "ERODERE" qui signifie "ronger". Ainsi, certains auteurs n'hésitent pas à comparer l'érosion à « *une lèpre qui ronge la terre jusqu'à ne laisser qu'un squelette blanchi* » (Roose, 1994). Cette analogie montre à quel point l'érosion est considérée comme un fléau contre lequel il faut lutter pour protéger les terres contre l'action de divers agents dynamiques dont l'eau (sous forme de pluie ou de glace) ou le vent. Cependant, l'érosion est un processus naturel qui concourt à pénéplaner les zones d'altitude, les taux de dénudation ( $D$  en  $\text{mm.k}^{-1}$  ou  $\text{m.Ma}^{-1}$  ; « denudation rate ») étant d'autant plus intenses que les reliefs sont importants (Ahnert, 1970). Cependant, en parallèle à cette ablation, les sédiments mobilisés s'accumulent dans les vallées et les plaines, nourrissant une bonne partie de l'humanité. En effet, les terres inondables des plaines alluviales et côtières, limoneuses et humides, comptent parmi les plus fertiles : Nil, Ganges, Yang Tse en sont des exemples.

Néanmoins, suite à une exploitation importante du milieu, l'érosion accélérée par l'Homme (e.g. agriculture, déforestation) est de plusieurs ordres de grandeurs supérieure à la vitesse d'altération « normale » des roches (Neboit, 1983). Fournier (1960) a déterminé des taux de dénudation de terres arables de plusieurs millimètres par an alors qu'en moyenne un sol se forme à raison de quelques centièmes de millimètres par an. Hooke (2000) a estimé que les activités de mobilisation de terre par l'Homme étaient de l'ordre de  $100 \times 10^9 \text{ t.an}^{-1}$ , soit cinq fois plus grand que le flux total de sédiments exportés par les fleuves aux océans. Milliman et al. (1987) puis Douglas (1996) ont évalué jusqu'à 80-90% la part du flux total de sédiments à la zone côtière causés directement ou indirectement par les actions anthropiques. Il s'en suit de nombreuses conséquences néfastes tant au niveau des zones cultivées (e.g. perte d'éléments minéraux, dégradation de la structure des sols) que des processus biogéochimiques liés à la turbidité des eaux (e.g. transports de polluants associés, oxygénation des eaux, survie embryolarvaire) ou des zones aménagées (e.g. envasement des barrages, érosion des zones côtières).

## I.1. AGENTS DYNAMIQUES RESPONSABLES DE LA MOBILISATION DES PARTICULES

L'érosion des sols résulte principalement soit de l'association pluie/ruissellement qui entraîne les particules du sol et transporte certains matériaux à l'état dissous, soit de l'action du vent. Sur la superficie totale des terres affectées par l'érosion, 549 millions d'hectares le seraient par l'érosion éolienne et 1094 millions d'hectares par l'érosion hydrique (Lal, 2003).

### I.1.1. Le vent

L'érosion éolienne a lieu essentiellement sur des sols sableux des zones côtières (e.g. la Côte Landaise et Girondine), sur des dunes ou des dépôts deltaïques (e.g. les deltas du Rhône ou du Pô). Localement, des nuages de poussières originaires de cultures sur sols secs peuvent être transportés sur de grandes distances. Le climat sec des Grandes Plaines américaines connaît parfois des vents très violents et des tornades, responsables d'une importante érosion éolienne des sols (phénomène «Dust Bowl» en 1935). Plusieurs facteurs influencent la magnitude de l'érosion éolienne, incluant la topographie, l'altitude, la couverture végétale, le type de sol et sa texture de surface, le climat et la vitesse du vent (Leys and Elridge, 1998 ; Belnap et Gillette, 1998 ; Hupy, 2004). De plus, les activités anthropiques ont fait augmenter la susceptibilité des sols à l'érosion éolienne (Gill, 1996).

### I.1.2. La pluie

En zone tempérée, l'action combinée de la pluie et du ruissellement s'avère être un moyen efficace de mobilisation des fines particules de la surface du sol (Boiffin, 1994).

#### *I.1.2.1. Détachement des particules sous l'action du « splash »*

La structure du sol est altérée par désagrégation de sa surface et projection de particules sous l'impact des gouttes de pluie (**Figure I - 1**). Le potentiel érosif de la pluie est désigné par le terme d'**érosivité**.

Le choc des gouttes de pluie contre les particules provoque un déplacement supposé isotrope sur un sol horizontal (pour une pluie tombant à la verticale) et net vers l'aval sur une surface en pente. Ce détachement est induit par l'énergie cinétique produite par l'impact de la pluie à la surface du sol et générant des forces de cisaillement localement importantes (Hudson, 1975 ; Loch et Silburn, 1996).

L'énergie cinétique des gouttes de pluie ( $E = 1/2 mv^2$ ,  $m$  : masse et  $v$  : vitesse d'impact) est fonction de leur diamètre et de leur vitesse de chute (Masson, 1980). Ces caractéristiques sont étroitement corrélées à l'intensité pluviale, leurs effets variant en fonction des taux de couverture du sol (Boiffin, 1984 ; Le Bissonnais, 1988 ; Mermut et al., 1997) et de l'action du vent qui peut modifier l'angle d'attaque.



Figure I - 1 : Rejaillissement (*splash*) suite à l'impact d'une goutte de pluie (source M. Ritter, crédit NRCS).

Le diamètre médian des gouttes est fonction de l'intensité pluviale  $I$  par unité de temps qui s'accroît vite au début d'un événement pluvieux, puis de plus en plus lentement du fait des rencontres et de l'éclatement des gouttes de pluie lorsqu'elles sont trop proches. Ce phénomène expliquerait la relation empirique déterminée par Wischmeier et Smith (1978) où l'énergie cinétique ( $E$ ) est de la forme :

$$E = R (11,9 + 8,7 \log_{10} I)$$

- avec  $I$ , l'intensité instantanée ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) et  $R$ , les précipitations annuelles ( $\text{mm}$ ).

Dans cette loi, aucun paramètre ne rend compte des facteurs sol ou couverture végétale.

### 1.1.2.1.a. Paramètres influençant le « *splash* »

Le couvert végétal a une action notable en interceptant et en diminuant le pouvoir érosif des pluies et en limitant les contacts directs entre les gouttes et le sol. La force réactive de l'impact d'une goutte est le point de départ du rejaillissement des particules du sol appelé « *splash* » chez les anglo-saxons. Tous les sols ne présentent pas la même sensibilité à l'érosion en fonction de leurs caractéristiques propres. Parmi ces facteurs, la teneur en matière organique joue un rôle prépondérant : celle-ci constitue en moyenne de 5 à 10 % du sol en surface (la plus grande partie du sol étant les particules minérales). Ainsi, peut-on noter que les teneurs en matière organique favorisent l'infiltration de l'eau, ce qui limite l'importance du *splash* (Mermut et al., 1997). Or, ces teneurs tendent à diminuer dans les zones d'agriculture intensive (Namam et al., 2001), ce qui rend les sols cultivés beaucoup plus vulnérables. Une teneur importante en argile contribue également à une meilleure stabilité du sol.

L'humidification d'un sol (si elle n'est pas trop brutale) permet d'augmenter les forces de cohésion entre les particules. A l'inverse, une teneur en eau trop importante rend plus vulnérable le sol à l'entraînement par diminution des forces de cisaillement (Cerdan, 2001). De même, une humidification trop rapide d'un sol sec peut favoriser la désagrégation de ce dernier par la remontée de l'air contenu dans la porosité du sol et qui se trouve comprimé sous la pellicule de sol saturée d'eau de surface.

### I.1.2.1.b. Quantification du « splash »

Une équation du taux de détachement par le *splash* ( $F$  en  $\text{kg.m}^{-2}$ ) dérive de l'énergie cinétique des pluies ( $E$ ), de l'indice de détachabilité des sols ( $K$  en  $\text{g.J}^{-1}$ ) développé par Meyer (1981) et Quansah (1981) en utilisant la distribution de la taille des particules des sols et le facteur d'interception des pluies par la végétation ( $P$  en %) de Laften et Colvin (1981) :

$$F = 0.001 K (E \exp (0.05 P))$$

Ici, les facteurs sol et végétation sont pris en compte pour mesurer les effets du *splash*.

### I.1.2.2. Action du ruissellement

Lorsque le sol n'absorbe plus l'eau du fait d'une intensité des pluies supérieure à l'infiltration de la surface du sol (ruissellement « Hortonien ») ou lorsque la pluie arrive sur une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe (ruissellement par saturation), l'excédent d'eau s'accumule sur le sol et ruisselle<sup>1</sup>. De même, l'impact des gouttes de pluie brise les agrégats du sol en éléments plus fins qui entraînent la formation d'une croûte superficielle de quelques millimètres, « **croûte de battance** », causant une diminution notable de l'infiltration de l'eau dans le sol (**Figure I - 2**) avec de fins agrégats qui viennent boucher les pores pouvant être encore remplis d'air. En effet, à l'état fragmentaire, la vitesse d'infiltration est comprise entre 30 et 60 mm/h, ce qui est généralement nettement supérieur à des intensités pluvieuses moyennes. Au contraire, lors de l'apparition de cette croûte, l'infiltration est réduite à 1-2 mm/h, ce qui est inférieur à la plupart des épisodes pluvieux. La formation de cette croûte de battance dépend des caractéristiques propres des sols (e.g. nature, composition, propriétés hydrauliques), mais également de l'intensité des précipitations, de l'humidité précédant un événement de pluie (Römken et al., 1990), de la pente (Poesen, 1986) et des types d'aménagement réalisés sur la surface.

---

1 : L'augmentation de l'épaisseur de la lame formée par la diminution de l'infiltration peut jouer le rôle d'écran de protection. En absorbant une partie de l'énergie cinétique des gouttes de pluie, le taux de détachement diminue.

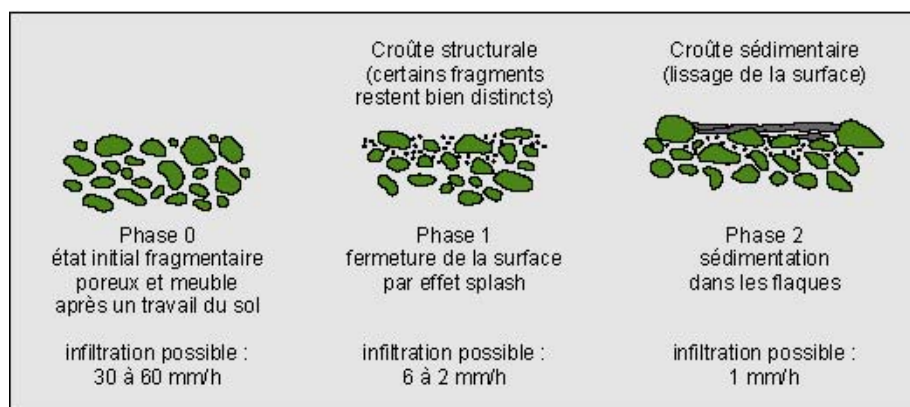


Figure I - 2 : Stades de dégradation de la surface du sol et formation d'une « croûte de battance » sous l'action des pluies (d'après Boiffin, 1984).

Dans les situations où l'épaisseur de la lame d'eau excède une épaisseur limite (~3 mm) lui permettant alors d'absorber l'énergie cinétique, le ruissellement entraîne ces particules. Dans certains cas, le ruissellement se concentre et peut alors s'organiser en zones d'écoulement linéaire plus ou moins incisées et espacées qui peuvent évoluer en ravines. Dans cette situation, le ruissellement a la capacité d'arracher des particules et de les transporter. Cependant, il est à noter que dans le cas de bassin à très faible pente, le transport par rejaillissement peut être supérieur au ruissellement (Sutherland et al., 1996).

### 1.1.2.3. La neige

La neige fraîche se comporte comme un corps visqueux newtonien. Elle se tasse sous l'effet d'une faible charge et si la contrainte de cisaillement est suffisante, il y a un glissement basal qui permet le déclenchement des avalanches. Une avalanche transporte des débris uniquement si elle touche un sol non gelé. Certaines avalanches géantes peuvent mobiliser jusqu'à  $6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  de neige (Tian Chan) et acquérir une onde de choc suffisante pour mettre en mouvement des gros blocs (Biro, 1981). Mais de manière générale, la neige contribue surtout à l'érosion en alimentant le ruissellement lors de la fonte des neiges.

**Bien que l'érosion éolienne puisse être prédominante dans les grandes plaines cultivées et régions semi-arides à arides (Breed, 1999 ; Hupy, 2004 ; Visser et al., 2004), elle reste cantonnée aux régions littorales en Europe de l'Ouest (Mabit et al., 2002) et représente un processus d'érosion mineur. C'est pourquoi, dans les zones que nous allons étudier, nous ne discuterons que de l'érosion liée à des processus hydrologiques de surface.**

## **I.2. PROCESSUS D'ÉROSION HYDRIQUE**

Le déclenchement du ruissellement superficiel, lié à une faible infiltration des précipitations, provient généralement d'une association de facteurs tels la pente, la texture et l'état hydrique des sols, le couvert végétal insuffisant, l'action anthropique (compactage des sols par exemple), la durée et l'intensité des événements pluvieux.

### **I.2.1. Érosion aréolaire**

Dans certaines conditions, un système anastomosé de petits chenaux (profondeur inférieure à 1 cm) se met en place et la migration latérale de ces chenaux entraîne une érosion progressive et répartie sur l'ensemble de la surface des sols, que l'on nomme **érosion diffuse**. Cette érosion est favorisée par la perte de cohésion de sédiments saturés en eau et par la convergence locale d'eau hypodermique, tel que cela est observé au niveau de sols limoneux. L'énergie cinétique issue des gouttes d'eau contribue de façon significative à l'écoulement laminaire (Kinnell, 1990). Les hauteurs de pluie nécessaires pour provoquer ou non un ruissellement ont été mesurées sur les bassins expérimentaux de Draix. Ces valeurs seuils sont fonction de la couverture forestière et de la durée de l'épisode sec précédant l'épisode pluie. Au final, ce type d'érosion est essentiellement lié au domaine de faibles pentes et à des pluies d'intensité modérée et est caractérisé par des écoulements sous la forme de fins filets d'eau.

L'érosion diffuse n'affecte que des matériaux fins, sablo-limoneux pour l'essentiel, qui s'accumulent en glacis de colluvions au bas des versants. Si cette érosion est loin d'être spectaculaire, elle peut déplacer plusieurs dizaines de m<sup>3</sup>/ha lors d'un épisode pluvieux sur une parcelle (Gallien et al., 1995). De plus, ce type d'érosion est susceptible d'avoir un impact notable sur l'environnement par le lessivage de la couche superficielle pouvant être riche en matière organique, nutriments et polluants.

L'érosion diffuse peut se généraliser à plus grande échelle lorsque ces filets se multiplient, avec des écoulements s'effectuant sous forme étalée, phénomène alors appelé **érosion en nappe** (*sheet erosion* ; **Figure I - 3**). Elle est liée à l'action conjointe du ruissellement et de l'impact des pluies également distribuées sur la pente (Hairsine et Roose, 1992). Dans les deux cas, on parle **d'érosion aréolaire**. Un autre terme anglais « *interrill erosion* » est utilisé pour parler de l'érosion diffuse ou aréolaire, afin de souligner que cette érosion est caractéristique des zones comprises entre les rigoles (*rill*) que nous allons décrire dans le paragraphe suivant.





Figure I - 3 : Photo illustrant l'érosion en nappe ou « sheet erosion » (source M. Ritter, crédit NRCS)

### I.2.2. Erosion en rigoles

Au delà de certaines valeurs d'indices hydrauliques (conditions limites), il est possible de former des petits sillons de quelques centimètres de profondeur dus à une **érosion en rigoles** (*rill erosion* ; Rose, 1993). L'apparition de sillons est contrôlée par la dominance des forces de cisaillement sur la force de cohésion des sols. Ce passage de « *interrill erosion* » à « *rill erosion* » implique une concentration des écoulements qui pourrait être causée par la topographie. Depuis peu, ce type d'érosion est reporté sur les sols cultivés, dont la pratique des sillons de labour (e.g. cultures de betteraves à sucre, pommes de terre) accentuent particulièrement le ruissellement dans les inter-rangs. Les traces de roues qui peuvent couvrir 15 à 30% de la superficie d'une parcelle sont des zones préférentielles de concentration de ruissellement et donc d'érosion concentrée.

### I.2.3. Erosion en ravins

Contrairement à l'érosion en rigoles, l'**érosion en ravins** (*gully erosion* ; **Figure I - 4**) creuse des ravins de profondeurs variables allant de 0,3 m à 30 m où le **ruissellement concentré** présente des écoulements d'une forte capacité de transport.

L'écoulement en ravins diffère des autres érosions par le fait que l'impact des gouttes de pluies n'a pas un effet important au niveau du détachement de particules solides (Bennett, 1974). Le développement des ravines serait contrôlé par des seuils liés à plusieurs facteurs (e.g. hydraulique, topographique, climatique).



Figure I - 4 : Photo présentant l'érosion en ravins observée dans les Alpes de Haute Provence, exemple des bassins expérimentaux de Draix.

L'érosion par ruissellement concentré résulte de la connexion hydrologique entre une aire génératrice de ruissellement, qui n'est pas nécessairement érodée, avec un collecteur linéaire, au niveau duquel les débits et les vitesses tractrices des écoulements dépassent les seuils d'incisions (Foster, 1990). Les indices hydrauliques qui seraient susceptibles d'initier des sillons puis des ravins seraient :

- la vitesse de cisaillement (ou « shear velocity » ;  $u^* = gRS^{0,5}$ , avec  $g$  : l'accélération gravitationnelle,  $R$  : rayon hydraulique,  $S$  : pente) ;
- l'énergie (ou la puissance, « stream power ») du cours d'eau ( $w = \rho qgS$ , avec  $\rho$  : densité du fluide,  $q$  : débit), i.e. l'énergie dissipée par l'écoulement ;
- l'énergie unitaire du poids de l'eau (ou « unit stream power »).

De même, les caractéristiques topographiques ainsi que la structure des sols (perte de cohésion) semblent jouer un rôle important de prédisposition à l'incision. Ainsi, au Maroc, il a été établi que 64% de la variance des valeurs de sections érodées étaient expliqués par le degré de la pente et les sections érodées (Naimi et al., 2003). Dans le Nord de la France, la variation des taux d'érosion est corrélée à l'aire des zones présentant un état structural propice au ruissellement ; la fréquence des incisions est, quant à elle, corrélée à la pente et à l'aire contributive au ruissellement (Ludwig et al., 1996).

En traçant une relation non-linéaire entre le gradient critique de la pente (mesuré juste en amont de la tête d'incision) et l'aire de drainage (à la tête d'incision) de sites présentant des ravins, Vandaele et al. (1996) ont mis en évidence une droite au niveau des points les plus bas, représentant une relation critique pente-aire pour l'incision (**Figure I - 5**). En dessous de

cette ligne, aucune incision n'apparaît. Il est à noter que ces relations sont fonctions d'autres facteurs puisque chaque région est caractérisée par une droite différente.

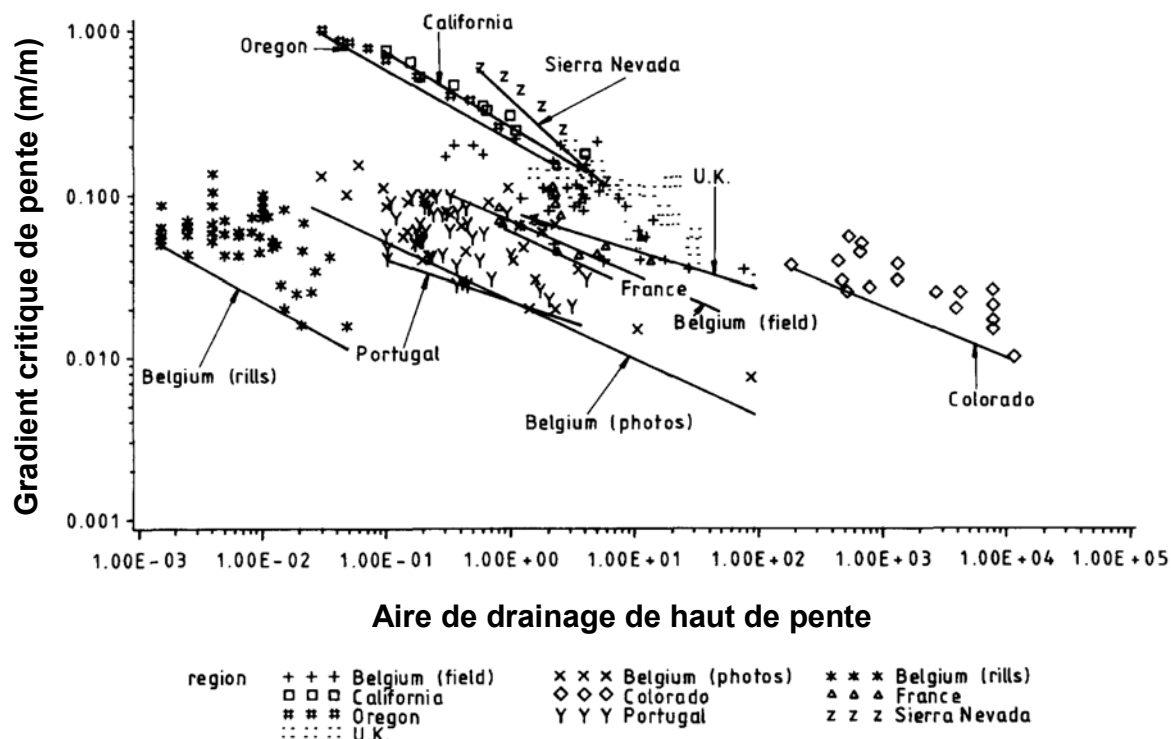


Figure I - 5 : Relation entre le gradient critique de pente et l'aire de drainage du haut de pente pour l'initiation de ravins. Données de Californie, Oregon et Sierra Nevada (Montgomery et Dietrich, 1988), du Colorado (Patton et Schumm, 1975), de Belgique centrale (Poesen et al., 1995), Belgique centrale par photographies aériennes (Vandaele et al., 1995), South Downs (Boardman, 1992), Nord Est de la France (I.G.N., 1983), Portugal du Sud (Vandaele et al., 1995).

Au-delà des paramètres hydrauliques ou topographiques, d'autres facteurs entrent en jeu dans le développement ou non de ravins. Comme l'action de la végétation, la présence de fragments de roches composant l'horizon superficiel d'un sol réduit (de manière exponentielle) le ruissellement concentré et ce d'autant plus que l'horizon superficiel est initialement humide (Poesen et al., 1999).

Ces trois processus (érosion en nappe, rigole et ravin) peuvent agir de manière conjointe, en fonction des caractéristiques hydrologiques et géomorphologiques du site et des événements étudiés. Ainsi, une séquence type observable de l'amont vers l'aval serait *splash-sheet-rill* and *gully* (Loch et Silburn, 1996).

### **I.2.4. Erosion hydraulique**

Le dernier type d'érosion a lieu au sein même de la rivière (*in-stream-erosion*) par une remobilisation directe de sédiments provenant des berges (érosion latérale) ou du lit de la rivière lors de forts débits. L'origine de ces matières est souvent liée à l'effondrement d'une partie de la berge par sapement, la rivière creusant la base de la berge qui, devenant instable, s'effondre. Le meilleur indicateur des taux d'érosion des berges ( $BE$ ,  $m.an^{-1}$ ) semble être le débit maximum du fleuve avant son débordement de récurrence  $x$  ( $Q_x^b$ ,  $x$  en années). Cependant, la corrélation entre les faibles taux d'érosion des berges et la présence de végétation riparienne intacte ( $PR$ ) a été établie avec l'équation suivante (Brooks, 1999) :

$$BE = a. (1-PR) x Q_x^b$$

- avec  $a$  et  $b$ , deux constantes.

Ce type d'érosion peut être responsable d'une grande part des apports en suspension (e.g. 80% pour une parcelle fragilisée par des coupes d'arbres, Stott et al., 2001).

### **I.2.5. Mouvements de masse**

A tous ces agents dynamiques déclencheurs de certaines formes d'érosion, il est nécessaire de rajouter les mouvements de masse qui sont assez importants pour des formations comme les marnes, les flyschs ou le matériel morainique. Ces mouvements de masse sont rencontrés, entre autres, fréquemment dans les aires à tectonique actives (e.g. soulèvement, tremblement de terre) et peuvent être influencés par des événements climatiques et/ou des activités anthropiques (e.g. aménagements sur les versants pour la construction de route).

## **II. QUANTIFICATION DE L'ÉROSION**

L'intérêt croissant pour les problèmes liés à l'érosion des sols et à son accélération, ainsi qu'aux problèmes de dégradations associées au transfert des particules des sols (e.g. transferts de polluants, perte de productivité des sols), dans plusieurs endroits du monde, a nécessité des méthodes et moyens afin de quantifier les taux d'érosion et suivre leur évolution au cours du temps.

Plusieurs méthodes existent pour quantifier l'érosion à des échelles spatiales et temporelles différentes. Dans ce qui suit, nous nous sommes limités à la présentation de deux techniques les plus usitées.

### **II.1. UTILISATION DES RADIONUCLÉIDES**

Le Césium 137 ( $^{137}\text{Cs}$ ) est un radionucléide anthropique introduit artificiellement dans l'environnement principalement à la faveur des essais atomiques conduits en haute atmosphère, dès le 16 Juillet 1945, mais essentiellement dans les années 50 et 60 (pic en 1963). De même, l'accident de Tchernobyl a contribué à un apport supplémentaire en césium en 1986.

Ces retombées sont fortement fixées par les particules fines et la redistribution spatiale de cet élément est due aux seuls processus physiques (mouvements des sols) dans l'environnement et particulièrement l'érosion. Cette redistribution permet d'estimer l'importance et la localisation des pertes au cours des 40 dernières années (Ritchie et McHenry, 1990; Walling, 1998 ; Porto et al., 2001 ; Ritchie et Ritchie, 2003).

Les prélèvements ponctuels de sol sont analysés pour déterminer l'activité spécifique en  $^{137}\text{Cs}$  et comparés avec les valeurs de l'activité mesurée dans un site témoin considéré comme stable vis-à-vis de l'érosion hydrique. En prenant comme hypothèse que les retombées atmosphériques sont homogènes dans le secteur étudié (à l'échelle du  $\text{km}^2$ ), il est alors possible de convertir la différence d'activité entre les sites en un taux d'érosion par des modèles d'équation (e.g. Kachanoski, 1993 ; Walling et He, 1999 ; Soto et Navas, 2004). De plus, il faut tenir compte de l'accident de Tchernobyl dans les zones où les retombées sont supérieures à 10% de la teneur initiale du sol en Cs (Bernard et al., 1998; Mabit et al., 1999a).

Une des équations utilisées est celle proposée par Kachanoski (1993) :

$$E=MR^{-1}(1-(T_n/T_0)^{1/n})$$

Où E : perte de sol en kg/m<sup>2</sup>/an,

M : poids de la couche kg/m<sup>2</sup>,

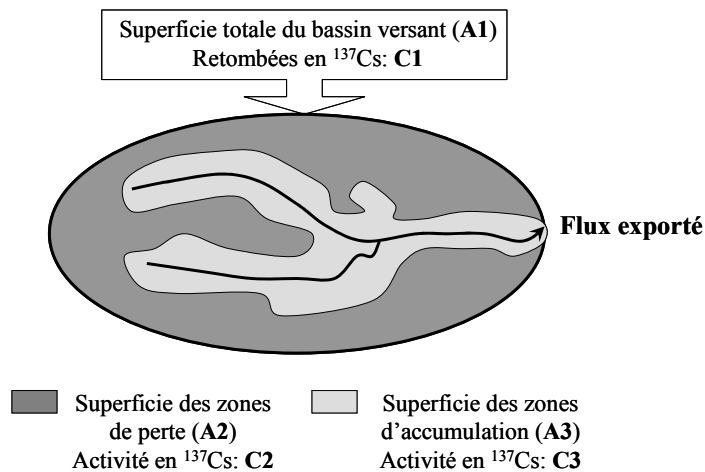
R : enrichissement relatif en isotope du sol érodé,

T<sub>n</sub> : activité spécifique en <sup>137</sup>Cs de l'échantillon de sol prélevé en Bq/m<sup>2</sup>,

T<sub>0</sub> : activité spécifique en <sup>137</sup>Cs du sol d'un site « stable » en Bq/m<sup>2</sup>

n : nombre d'années écoulées depuis le maximum de retombées (année 1963).

Les flux exportés sont alors calculés à partir des sorties nettes de <sup>137</sup>Cs comme le décrit le modèle suivant (C1×A1)-(C2×A2 + C3×A3), (**Figure I - 6** ; Walling et al, 1986).



**Figure I - 6 : Bilan de <sup>137</sup>Cs à l'échelle des bassins versants (Walling et al., 1986).**

La mesure des activités radioactives en éléments naturels : <sup>234</sup>U, <sup>238</sup>U, <sup>230</sup>Th, <sup>234</sup>Th, <sup>226</sup>Ra, <sup>228</sup>Ra et surtout des rapports isotopiques de ces éléments <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, <sup>234</sup>U/<sup>230</sup>Th, <sup>226</sup>Ra/<sup>228</sup>Ra permettent également de mettre en évidence les phénomènes de ruissellement, d'accumulation et d'érosion et de calculer les taux d'érosion en un site (Sognon, 1999).

## **II.2. MESURE DES FLUX SPECIFIQUES**

La quantité de matières arrachées et transportées par le ruissellement sur les versants peut aussi être estimée à partir du flux solide dans les cours d'eau mesuré à l'exutoire d'une parcelle ou d'un bassin versant. Cette quantité de sédiments (ou flux solide, charge solide ou débit solide) transportée par un cours d'eau au travers d'une section donnée pendant un temps Δt (un jour, un mois, une année), franchissant une limite de parcelle ou l'exutoire d'un bassin

versant, est composée de la **charge en suspension (suspended load)**, correspondant **aux matières en suspension** (le plus souvent des argiles, silts et sables fins), et du **transport de fond (bedload)** dont les sédiments (essentiellement sables grossiers, graviers, galets) sont véhiculés par des mouvements de glissement ou roulement sur le fond et par saltation (**Figure I - 7**).

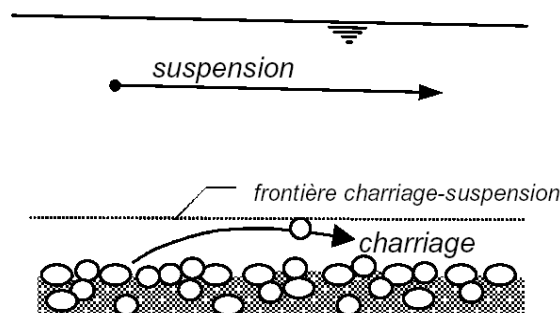


Figure I - 7 : Domaines du transport en suspension et du transport de fond.

La quantité totale de matière rapportée à la taille de la parcelle ou du bassin versant (flux spécifique ou **sediment yield** en  $t.km^{-2}.an^{-1}$ ) représente **un taux d'érosion net**.

## II.3. PROBLEMES ET LIMITES DES DEUX TECHNIQUES

### II.3.1. Sous-estimation de l'érosion

Ces taux d'érosion nets déterminés par les flux solides peuvent être nettement inférieurs aux valeurs d'érosion mécanique brute si les particules sont stockées dans le bassin versant (e.g. barrages, plaines alluviales, piedmonts) au cours de leur transit ; l'érosion est alors sous-estimée.

### II.3.2. Spatialisation de l'érosion

La valeur de flux solide est une moyenne à l'échelle du bassin. Or, les transferts à l'exutoire peuvent provenir d'une zone limitée à l'intérieur du bassin et présentant un fort taux d'érosion ; cette valeur sera alors minimisée par le reste du bassin qui présente un taux d'érosion faible, puisqu'elle sera rapportée à la surface totale de la zone étudiée. Ainsi, la connaissance de l'érosion moyenne d'un bassin ne permet-elle pas de localiser les zones sources ni de quantifier les taux d'érosion des zones sources (à moins d'être à une échelle suffisamment petite). La géochimie isotopique (e.g.  $^{18}O/^{16}O$ , Sr/Nd) et minéralogique (e.g. argile, matière organique) permettent d'appréhender certains processus érosifs. Par exemple,

le rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  permet d'identifier la contribution de différents réservoirs dans l'écoulement total d'une crue, en discriminant le ruissellement de surface des apports de nappes. L'étude de la matière organique permet de discriminer dans certains cas les formations géologiques alimentant soit les charges de fond, soit les matières en suspension et de préciser leur mode d'érosion (Di Giovanni et al., 2000).

La technique du césium semble la plus adaptée à la spatialisation de l'érosion. Elle permet d'estimer les zones d'accumulation et les zones d'érosion à l'échelle de la parcelle et d'un bassin.

Entre la quantité de matières arrachées par l'érosion des versants et les transports solides dans la rivière, de grandes différences peuvent exister, provenant de ce qui est appelé : l'efficacité de l'érosion ou « sediment ratio ». Par triage granulométrique, les sédiments les plus grossiers peuvent se déposer (au moins temporairement) et venir nourrir les sols colluviaux et alluviaux. A partir d'une certaine distance de l'érosion, la taille des éléments reste constante, ce qui permet de donner une indication sur la compétence réelle d'une rivière (Sluse et Petit, 1998). La technique employant le Césium permet d'effectuer des bilans de sorties (érosion nette) et de comparer cette valeur à l'érosion calculée moyennée sur l'aire totale du bassin (i.e. émission). Le rapport entre érosion nette et érosion totale permet de déterminer l'efficacité de l'érosion dans le transport solide (Mabit et al., 1999b).

Enfin, les taux estimés de redistribution des sols par l'utilisation du césium reflètent l'intégration de tous les processus d'érosion (e.g. érosion hydrique, érosion éolienne ; Walling, 1998).

### **II.3.3. Variabilité temporelle de l'érosion**

La technique des radionucléides permet de déterminer des taux d'érosion moyens sur une quarantaine d'année. Or, les propriétés qui affectent directement la résistance à l'érosion varient significativement au cours du temps (e.g. action du gel, état hydrique du sol, période de labour, intensité de l'événement pluvieux). La compréhension de ces variations est nécessaire pour l'élaboration de modèles de prévision de l'érosion. Or, de nombreuses observations sur les flux solides mesurés à l'exutoire de bassins mettent en évidence, contrairement à l'utilisation des radionucléides, les très fortes variabilités interannuelles et saisonnières de l'érosion (e.g. Schäfer et al., 2002 ; Meybeck et al., 2003 ; Morehead et al., 2003).



### II.3.4. Echelle spatiale concernée

Le césium est très utilisée à l'échelle de la parcelle, cette technique est rarement appliquée à l'échelle du bassin versant et reste limitée à de très petits bassins (de 5 ha à quelques m<sup>2</sup>, Walling, 1998 ; et e.g. petits bassins agricoles de 1,8 km<sup>2</sup> et 0,8 km<sup>2</sup>, Mabit et al., 1998 et 1999 ; 4,1 km<sup>2</sup>, Higgitt et Walling, 1993 ; 1,38 ha, Porto et al., 2001). Le suivi des flux solides est réalisable sur des bassins de grandes tailles avec l'exemple du suivi de l'Amazone (Richey et al., 1990). En outre, la quantification des flux exportés permet d'accéder à des informations complémentaires avec des études couplées, biogéochimiques par exemple.

Dans notre démarche de recherche, la méthode de quantification doit être identique pour tous les bassins en vue d'effectuer des comparaisons : les bassins étudiés ici font, pour les plus petits, ~100 km<sup>2</sup> et les plus grands 50 000 km<sup>2</sup>. Seule la technique des flux de matières exportées à l'exutoire du bassin a été envisagée (en dépit des problèmes déjà évoqués, liés à la spatialisation de l'érosion ; **Figure I - 8**) car elle permet d'accéder à des résolutions temporelles suffisamment fines et d'y associer les transferts de carbone organique ou de métaux afin d'évaluer l'impact pour l'environnement.

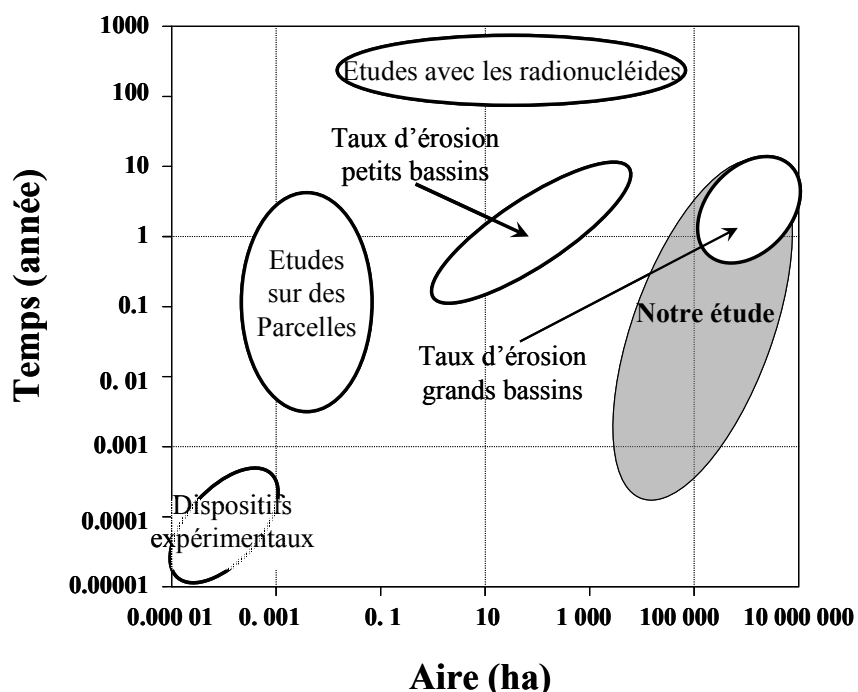


Figure I - 8 : Diagramme représentant l'échelle de temps des processus analysés en fonction de l'échelle du site d'étude (d'après Verstraeten et Poesen, 2001a modifiée).

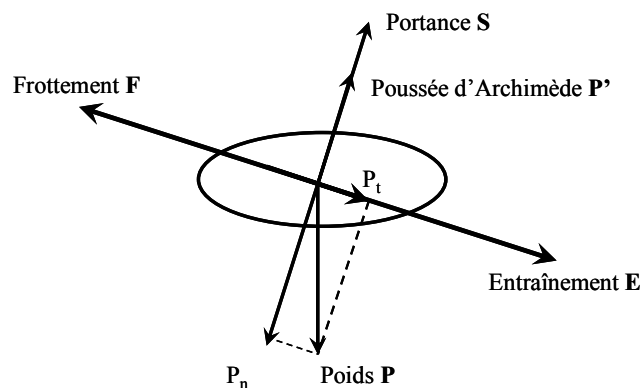
### III. TRANSPORT SOLIDE DANS LES COURS D'EAU

Nous nous attacherons ici à décrire les grandes lois qui régissent les transports solides de matières du continent vers les océans. L'origine des particules, les facteurs de contrôle et les méthodes pour estimer les flux exportés seront abordés pour les deux modes de transport principaux : charriage et suspension.

#### III.1. FORCE TRACTRICE ET MISE EN MOUVEMENT

Le transport de sédiments est effectif lorsque la force exercée sur les particules est suffisante pour les déplacer. Le transport va s'effectuer selon deux modes : le transport de fond ou charriage, par traction-saltation (bedload) et le transport en suspension (suspended load). Dans des rivières à graviers, comme la Durance, le transport solide se fait essentiellement par charriage alors que dans des rivières à limons ou sables, le transport en suspension peut constituer la quasi-totalité du transport.

Une particule sans cohésion de diamètre  $d$  dont le poids volumique est  $\gamma_s$  est soumise aux forces indiquées dans la **Figure I - 9**.



**Figure I - 9 : Equilibre d'une particule posée sur le fond d'un chenal (Degoutte, 2001).**

La contrainte tractrice critique ( $\tau_c$ ) ou contrainte de cisaillement (sans dimension), correspondant au début d'entraînement, peut se mettre sous la forme :  $\tau_c = \tau^* (\gamma_s - \gamma_w) \cdot d$

- avec  $\gamma_s$  : le poids volumique de la particule ( $\sim 26$  à  $27 \text{ kN/m}^3$ )

$\gamma_w$  : le poids volumique de l'eau ( $\sim 10 \text{ kN/m}^3$ )

$d$  : le diamètre de la particule (m)

$\tau^*$  : le paramètre de Shield défini comme  $\tau^* = \frac{\gamma_w \cdot R \cdot i}{(\gamma_s - \gamma_w) \cdot d}$

Où :  $R$  = rayon hydraulique ;

$i$  = pente de l'écoulement ;

Shield (1935) puis Bagnold (1966) ont défini que le mode de transport pouvait être déterminé en fonction de la contrainte de cisaillement et du diamètre des grains (**Figure I - 10**).

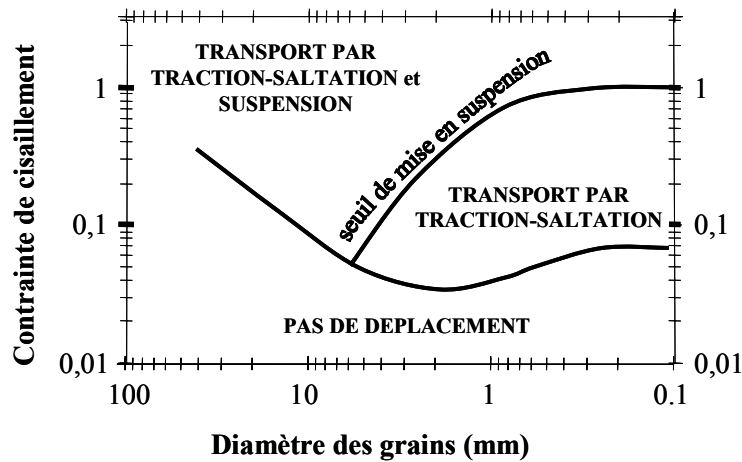


Figure I - 10 : Courbe d'entraînement des particules d'après les expériences de Shield (1935) et Bagnold (1966). La dispersion des résultats est soulignée par la zone en grisé.

## III.2. TRANSPORT DE FOND

Le charriage regroupe la masse de sédiments, essentiellement des fractions grossières (sables, graviers, galets et blocs), transportée près du fond du cours d'eau (Depetris, 1996) par roulement ou glissement des grains les uns sur les autres ou par petits sauts (saltation).

Le transport de fond est rarement étudié en raison des difficultés de mise en place de dispositifs adaptés pour le quantifier. Des nasses, des trappes à fente ou des hydrophones (enregistrement et analyse des bruits) peuvent équiper des exutoires pour mesurer en continu le charriage (Habersack et al., 2000 ; Rickenmann et al., 1997), mais ils sont adaptés à des mesures destinées uniquement aux parcelles ou à l'échelle de petits bassins versants (e.g. Oak Creek en Oregon : 34 km<sup>2</sup>, Milhous, 1973 ; Torlesse Stream en Nouvelle Zélande : 4 km<sup>2</sup>, Hayward et Sutherland, 1974 ; Nahal Eshtemoa en Israël: 119 km<sup>2</sup>, Reid et al., 1998). Une autre technique pour l'évaluation du charriage à plus grande échelle est une méthode utilisant des traceurs radioactifs (Bénech et Raynaud, 1988), mais elle est lourde et nécessite un appareillage important.

Ce manque d'informations est aussi causé par le fait que les événements déclencheurs sont peu fréquents, brefs (« *flash-flood* », Reid et al., 1998), et le plus souvent imprévisibles. C'est pourquoi, en parallèle aux mesures faites sur le terrain, sont développées des formules empiriques pour prédire les transports (e.g. Meyer-Peter and Müller, 1948 ; Gomez et Church, 1989 ; Wilcock, 2001).

### III.2.1. Formulation théorique du transport par charriage

Plusieurs formules existent pour déterminer les flux solides transportés par charriage. Elles donnent rarement des résultats comparables car elles sont établies dans des conditions différentes. Ainsi, les équations dérivant d'expériences en canal ne sont pas applicables aux rivières (Molinas et Wu, 2001). La formule empirique la plus répandue est celle de Meyer-Peter et Müller (1948) qui semble prédire de manière correcte les transports dans les chenaux (Bravo-Espinosa et al., 2003). Elle est déterminée à partir de résultats d'expériences multiples et permet de relier la capacité de transport solide pour des sédiments de taille uniforme à la force appliquée sur le fond par le fluide circulant :

$$q_s = C(\tau_O - \tau_c)^{3/2}$$

où  $q_s$  désigne le débit solide par mètre de largeur,  $\tau_O$  la force tractrice,  $\tau_c$  la force tractrice critique et  $C$  une constante.

La forme complète de cette formule est :

$$q_s = 8 \sqrt{g} \sqrt{\gamma_s / \gamma_w - 1} (\beta \cdot \tau^* - 0.047)^{3/2} d^{3/2} C(\tau_O - \tau_c)^{3/2}$$

En remplaçant  $g$  par  $9,8 \text{ m/s}^2$ , et en posant  $Q_s = L \cdot q_s$  avec  $L$  largeur des bras vifs:

$$Q_s = 32 \cdot L (\beta \cdot \tau^* - 0.047)^{3/2} d^{3/2} \text{ pour } \gamma_s / \gamma_w = 2,6 \text{ à } 2,65 \text{ et :}$$

$$Q_s = 33 \cdot L (\beta \cdot \tau^* - 0.047)^{3/2} d^{3/2} \text{ pour } \gamma_s / \gamma_w = 2,7 \text{ à } 2,75$$

où  $Q_s$  désigne le débit solide en  $\text{m}^3$  et  $\beta$  est un paramètre adimensionnel qui dépend de la rugosité des grains et du fond.

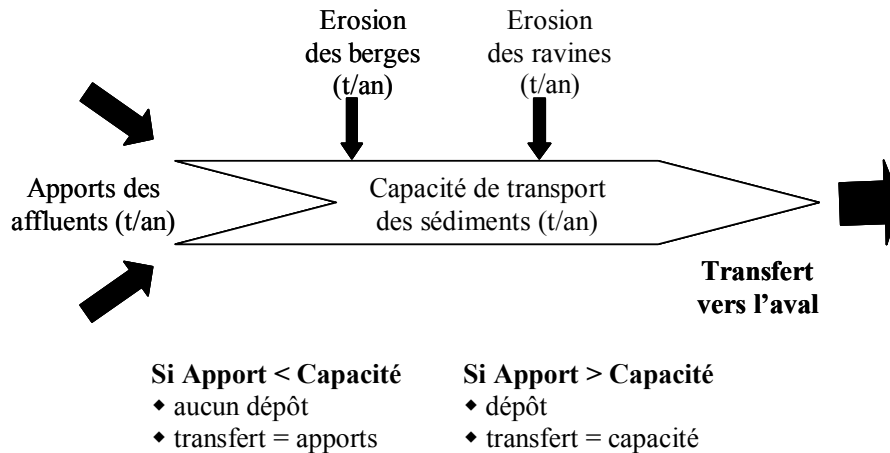
En remplaçant le seuil critique (0,047) par 0,138, cette formule reste applicable aux rivières à granulométrie étalée. En limitant l'emploi de cette formule à une valeur limite de  $\tau^*$ , on se soustrait des apports en suspension.

### III.2.2. Origines des apports par charriage

Le transport de sédiments apportés à l'exutoire peut être schématisé par le diagramme conceptuel présenté dans la **Figure I - 11**.

Pour une vitesse donnée, le cours d'eau a une capacité de transport solide, liée à l'énergie de l'eau. Le cours d'eau véhicule toujours autant de matériaux qu'il est capable d'en transporter, dans la limite de la disponibilité des matériaux sur place. L'écoulement saturé en débit solide est alors en équilibre si le débit solide entrant est égal au débit sortant. Si les transferts à l'exutoire sont inférieurs à la capacité de transport, il n'y a alors aucun dépôt et les

transferts correspondent aux apports de l'amont, auxquels peut s'ajouter une érosion du fond ou des berges. Si les apports sont supérieurs à la capacité de transport de la rivière, alors l'excédent est déposé et les transferts sont comparables à la capacité de transports.



**Figure I - 11 : Diagramme conceptuel des bilans de sédiments transportés par charriage (d'après Hughes et al., 2003).**

La capacité de transport (STC) dépend de la largeur du cours d'eau ( $w_x$ ), de la pente ( $S_x$ ), du débit ( $Q_x$ ), de la taille des particules (**Figure I - 10**) et du coefficient de rugosité hydraulique.

Des études sur des rivières australiennes ont montré que la moitié des sédiments provenant des berges et des ravines contribueraient au bilan du transport de fond, l'autre partie au transport en suspension. Ce constat a été fait, soit par des calculs de bilan (au niveau d'une petite rivière montagneuse, Dietrich et Dunne, 1978) soit en tenant compte de la taille des particules issues des berges et des capacités de transport (Yang, 1973 repris par Hughes et al., 2003). Pour cette étude, la masse de sédiments dérivée de l'érosion des ravines peut être calculée à partir de la densité des ravines et en prenant comme hypothèse que leur développement se fait sur une échelle de 100 ans et en déterminant une surface moyenne transversale. De la même manière, la masse de sédiments des berges peut être basée sur le retrait des berges (par différence de profil) et en tenant compte de leur hauteur, de la longueur du chenal et de la densité des sédiments.

### **III.2.3. Paramètres influant sur le transport par charriage**

Les taux de transferts de fond par unité seraient fonction de la puissance spécifique de la rivière ( $\omega$ ) qui est définie comme :  $\omega = \rho g Y S u$ , où  $\rho$  est la densité du fluide,  $g$  est l'accélération due à la gravité,  $Y$  est la profondeur de l'eau,  $S$  est la pente longitudinale de la surface de l'eau et  $u$  la vitesse moyenne de l'écoulement. Yang (1973) a trouvé une forte corrélation entre la puissance de la rivière et la capacité de transport. Des études sur les rivières australiennes ont permis de calibrer cette équation (Yang, 1973, modifiée par Hughes et al., 2003) qui peut alors s'écrire :

$$STC_x = \frac{86 S_x^{1,3} \sum Q_x^{1,4}}{\omega w_x^{0,4}}$$

- où  $w$  est la vitesse de chute des particules du transport de fond ( $m.s^{-1}$ ) et  $\sum Q_x^{1,4}$  représente la somme moyenne annuelle des débits journaliers élevée à la puissance 1,4.

D'un point de vue dynamique, ce transport a lieu essentiellement durant les quelques jours de forts débits (e.g. White et al., 1997 ; Torizzo et Pitlick, 2004) et sur des distances pouvant ne pas dépasser la centaine, voire le millier de mètres (Nicholas et al., 1995). A titre d'exemple, la vitesse de déplacement de la charge de fond de rivières ardennaises a été estimée à un peu plus de 3 km par siècle en utilisant comme méthode indirecte, le suivi des scories, résidus de l'ancienne industrie métallurgique installée au XVII<sup>e</sup> siècle (Sluse et Petit, 1998). Les temps de résidence de ces sédiments, le plus généralement grossiers, sont donc relativement longs dans le système fluvial. Ainsi, les taux élevés mesurés sont limités à la section transversale au niveau de la station et ne donnent pas d'information sur les variations longitudinales et donc sur les budgets de transports, sauf dans le cas de surveillance répétée dans les chenaux (cartes du lit sur plusieurs années, Duizendstra, 2001 ; profils en travers (levés bathymétriques) dans des retenues d'origines artificielles, Serrat, 1999). A côté de ce transport transitoire, une augmentation des apports de sédiments liée à une érosion accélérée peut excéder les capacités du cours d'eau à transporter ces sédiments vers l'aval. Dans cette situation, l'excès de sédiments sera conservé dans le lit et le profil d'équilibre d'un fleuve pourra en être modifié.

La comparaison entre deux types de rivières, l'une permanente humide, l'autre temporaire aride, met en évidence un transport de fond par mètre linéaire nettement supérieur sur les rivières temporaires arides, avec des rapports atteignant 1 000 000 pour les plus faibles valeurs de puissance spécifique de rivières contre 100 fois pour les plus fortes valeurs (Laronne et Reid, 1993). Les raisons d'une telle différence seraient à mettre en parallèle avec

l'épaisseur d'une couche protectrice « armour », qui protégerait le substrat situé dessous et qui limiterait le charriage (Laronne et Reid, 1993). Cette couche serait plus développée pour des rivières permanentes et humides (Laronne et al., 1994).

### III.3. TRANSPORT EN SUSPENSION

#### III.3.1. Formulation théorique de la mise en suspension

Les particules en suspension se déplacent à la vitesse du courant. Contrairement au charriage, elles subissent moins d'échanges avec le fond. Leur présence dans la colonne d'eau résulte d'un équilibre entre leur poids et l'agitation turbulente dont l'hétérogénéité peut créer une distribution différente des MES en profondeur et latéralement dans le cours d'eau.

#### III.3.2. Origines des apports en suspension

L'érosion des versants, des berges, des ravines et des versants contribue au transport en suspension de sédiments, auxquels s'ajoutent les apports des différents affluents (qui eux-mêmes sont alimentés par les mêmes sources) (Figure I - 12). Ces apports peuvent alors être transportés vers l'aval si la capacité de transport le permet (comme indiqué pour les transports de fond). Cependant, tout le matériel en suspension n'est pas transporté jusqu'à l'exutoire : beaucoup sédimentent dans les plaines d'inondation et contribuent à fertiliser les sols ou se trouvent piégés dans des réservoirs. Ainsi, les plaines d'inondation (*varzeas*) bordant l'Amazone recueillent une grande part (entre 15-30%) des sédiments transitant dans le fleuve (travaux IRD, Filizola, 2003 ; Moreira-Turcq et al., 2003 ; Seyler et al., sous presse). De manière plus locale, Brunet et Astin (1999) ont mis en évidence l'impact des plaines d'inondation (*barthes*) de l'Adour sur la rétention de sédiments. Ce matériel sédimenté pourra être remobilisé et transporté en suspension lors d'événements hydrologiques forts.

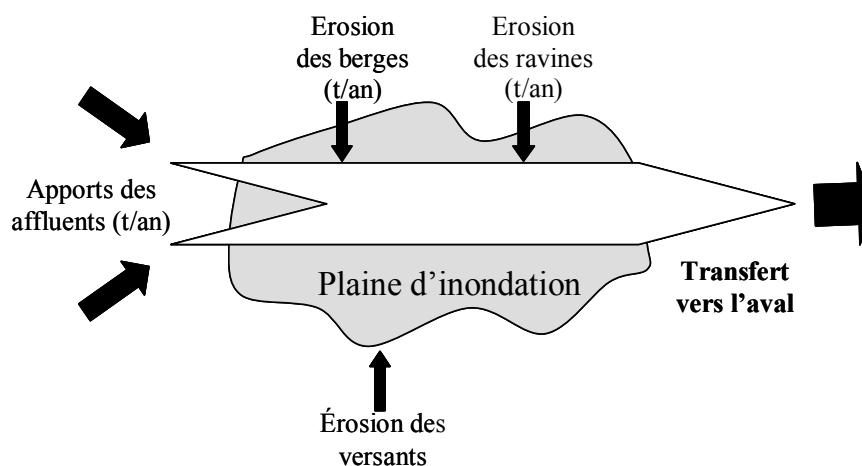


Figure I - 12 : Diagramme conceptuel des apports en suspension à la rivière (Hugues et al., 2003 modifié).

### III.3.3. Mesure des transports en suspension

#### III.3.3.1. Mesure des concentrations

Plusieurs techniques directes ou indirectes permettent de caractériser le transport en suspension à la sortie d'un bassin.

La technique la plus courante est une méthode directe qui donne la mesure de la quantité de Matières En Suspension (MES) après filtration de l'échantillon d'eau sur un filtre de porosité 0,45  $\mu\text{m}$  (définition arbitraire). La valeur de MES est exprimée en  $\text{mg.l}^{-1}$  ou  $\text{g.l}^{-1}$  pour les rivières et fleuves très turbides.

La mesure de la turbidité (méthode indirecte) par des turbidimètres permet d'accéder au transport en suspension après calibration de sondes. L'OBS (Optical Back Scattering) permet d'obtenir des profils de MES par mesure de rétrodiffusion optique. Un signal infra-rouge est envoyé et réfléchi par les particules présentes ; l'intensité du signal réfléchi en volt est fonction de la concentration en MES. Cependant, d'autres facteurs rentrent en jeu (e.g. taille des particules, composition, forme), ce qui rend les relations « intensité-concentration » non univoques. Ces relations sont représentatives d'un site et doivent être réévaluées en fonction des saisons (MES +/- riche en organique) et des conditions hydrologiques (granulométrie +/- changeante) (Baker et Lavelle, 1984 ; Kineke et al., 1992).

#### III.3.3.2. Répartition dans la colonne d'eau des concentrations en MES

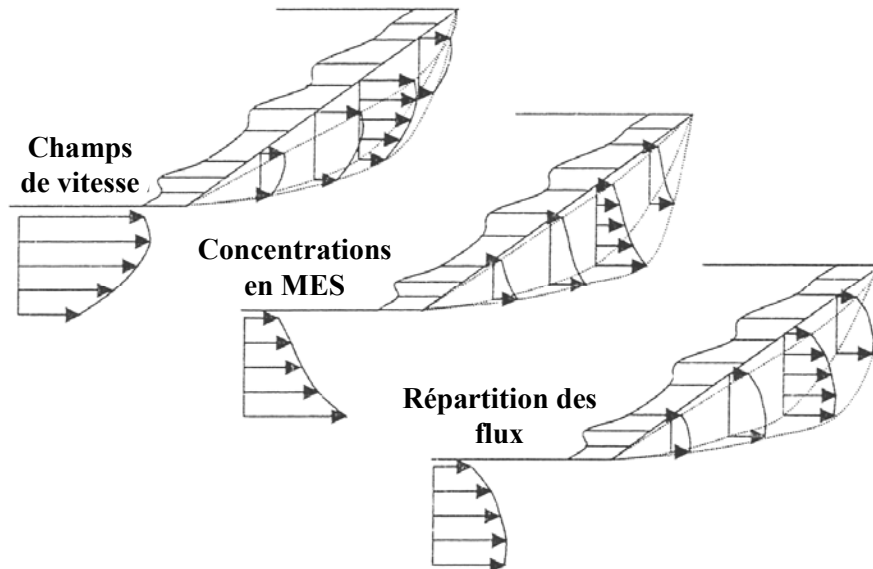
Afin d'estimer la représentativité spatiale d'une unique mesure dans un cours d'eau, il faut analyser la répartition des concentrations en suspension dans la colonne d'eau. Dans le cas d'un écoulement permanent et uniforme, il est possible d'exprimer la répartition verticale  $C_s(z)$  des particules dans un fluide à partir d'une équation de convection-diffusion unidimensionnelle. Cette équation permet de calculer le rapport entre la concentration à une profondeur donnée,  $C_s(z)$  et celle du niveau de référence,  $a$ ,  $C_{sa}$  :

$$\frac{C_s(z)}{C_{sa}} = \left( \frac{h-z}{z} \cdot \frac{a}{h-a} \right)^{z_R}$$

- Avec :
- $z_R$  : exposant de Rouze ;
  - $C_{sa}$  : concentration en suspension au niveau  $a$  ;
  - $d$  : profondeur d'eau (m) ;
  - $a$  : niveau de référence.



Dans la nature, suivant les rivières et les conditions hydrologiques, la distribution verticale des MES peut être homogène ou au contraire montrer un gradient vertical élevé (e.g. Chikita et al., 2002 ; Filizola, 2003), totalement différent de celui défini par l'équation de convection-diffusion.



**Figure I - 13 : Distribution théorique des champs de vitesse, des concentrations et des flux en MES.**

### **III.3.3.3. Calcul des flux instantanés par intégration**

La méthode la plus rigoureuse pour quantifier la charge en suspension consisterait, comme pour la mesure du débit liquide, en une intégration de différentes concentrations (mesurées ou calculées par OBS) et de vitesses sur plusieurs verticales.

Soit  $S$  la section d'un cours d'eau de largeur  $L$  ; chaque verticale  $V$  peut être définie par son abscisse  $l$  (distance à l'une des deux rives), et sa profondeur totale  $P$ . Si en un point de chaque verticale  $V$ , situé à la profondeur  $p$ , sont mesurées à la fois la vitesse de courant  $v$  et la concentration  $c$  en MES, le débit solide sur la surface  $dS$  de la section  $S$  s'écrit :  $qS = c.v.dS$ . Le débit solide total ( $Q_S$ ) sur l'ensemble de la section  $S$  s'obtient par intégration:

$$Q_S = \int_S qS = \int_S c \times v \times dS = \iint c \times v \times dl dp$$

Calcul du débit solide lors d'intégration verticale des concentrations en MES.

La concentration moyenne dans la section est définie par le rapport :  $C_m = Q_S / Q_L$ ,  $Q_L$  étant le débit liquide total sur la section  $S$  ( $Q_L = \int_S v \times dS$ ).

Les prélèvements sont alors réalisés soit ponctuellement (manuellement ou de façon automatique) avec des récipients s'ouvrant à une profondeur donnée par déclenchement, soit à

l'aide d'échantillonneurs intégrateurs. Dans ce dernier cas, un seul échantillon peut être effectué sur une verticale lors de la descente et de la remontée de l'équipement qui se fait à vitesse constante comme sur l'Amazone (Filizola, 2003) ou le Mississippi (Horowitz, 2003) et préconisé par l'US Geological Survey (Guy et Norman, 1976). L'échantillon recueilli permet alors de mesurer la concentration moyenne pondérée par les débits sur toute une verticale. Cette méthode « fine » demande de connaître en plusieurs points les concentrations en MES, ainsi que les débits.

### **III.3.3.4. Utilisation de l'ADCP**

#### **III.3.3.4.a. Principe**

Le profileur acoustique de courant à effet Doppler (ADCP ou Acoustic Doppler Current Profiler) permet la mesure de courant sur une verticale par effet Doppler. Le principe est basé sur la variation de fréquence ( $\Delta F$ ) entre le signal émis (« ping ») par un transducteur (train d'onde de fréquence  $F$  connue) et le signal renvoyé par les particules en suspension (l'écho), et permet ainsi de calculer la vitesse de l'eau ( $\Delta F = FV/C$ , avec  $C$  la célérité du son) et sa direction (à partir de plusieurs transducteurs orientés dans des directions différentes). Ce principe est basé sur le fait que les particules sont supposées sans mouvement propre et que leur vitesse est assimilée à celle de l'eau. L'utilisation de logiciel permet une conversion immédiate et l'obtention de la vitesse et du débit sur une verticale découpée en section. L'intégration des débits des différentes sections sur les différentes verticales donne le débit de la section mouillée.

#### **III.3.3.4.b. Estimation de flux avec l'ADCP**

Les échantillonnages de MES sont réalisés à partir de verticales d'échantillonnage choisies après une analyse in situ de l'image (représentant la distribution des MES dans la section mouillée) fournie par l'ADCP concernant les intensités des signaux reflétés par les MES (Filizola et Guyot, sous presse ; **Figure I - 14**). Il est possible alors d'envisager de calibrer la relation reliant les concentrations en MES aux intensités et d'utiliser les images de rétrodiffusion (backscatter) pour estimer les concentrations en MES (e.g. Gartner, 2002 ; Poerbandono et Mayerle, 2002 ; Filizola, 2003) et donc déterminer les flux solides.

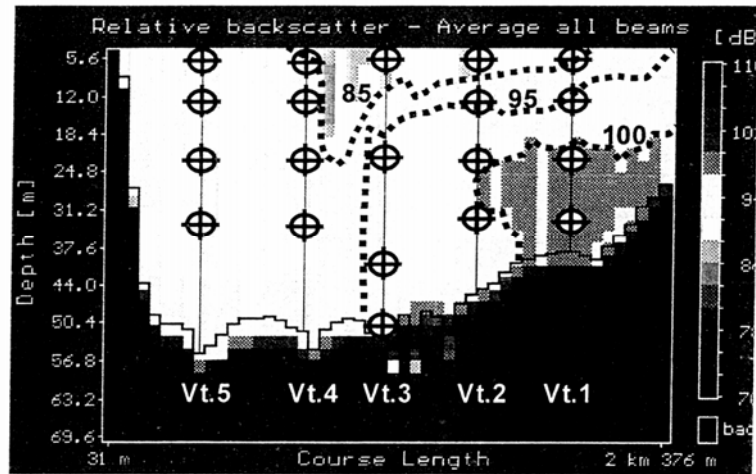


Figure I - 14 : Exemple de section montrant les intensités rétrodiffusées de l'ADCP le long d'un profil sur l'Amazone et positionnement des prélèvements de MES sur les verticales.

Cette application innovante demande néanmoins des améliorations dans la calibration. En effet, suivant les tributaires, l'origine des MES va varier ; de même que suivant les conditions hydrologiques, la granulométrie peut évoluer. Ces deux facteurs font que pour une même concentration en MES, l'ADCP va présenter des intensités différentes faisant varier les droites d'étalonnage.

#### III.3.3.4.c. Conclusion

La méthode de mesure de la quantité de sédiments transportés par couplage avec l'ADCP reste très onéreuse et ne peut être réalisée à une fréquence temporelle élevée. Elle est surtout utilisée, pour le moment, pour valider les protocoles d'échantillonnage de mesures généralement simplifiés : par exemple, la représentativité d'une mesure faite uniquement en surface et attribuée à toute la section mouillée. Une conclusion des travaux de Filizola (2003) fait ressortir que les calculs du transport solide à partir des seules MES de surface sur l'Amazone sont très peu différents de ceux effectués à partir de MES moyennées sur la section totale. Ainsi, en prenant des fleuves fortement contrastés, les MES de surface représentent 70% du transport en suspension total pour les fleuves andins et ce pourcentage est supérieur à 80% pour les fleuves issus des boucliers. Le prélèvement en surface semble donc valide pour estimer le transport en suspension. En système tempéré, Pont (1992) a montré que le gradient vertical de turbidité du Rhône lors des crues était homogène. Or, c'est durant ces événements qu'un maximum de transferts en MES a lieu.

Le problème majeur de la fiabilité des flux semble être lié plus à la variabilité temporelle des concentrations et à la fréquence d'observations (De Vries et Klavers, 1994). Ceci peut se régler par une stratégie d'échantillonnage adaptée.

### III.4. IMPORTANCE RELATIVE DES TRANSPORTS PAR CHARRIAGE ET SUSPENSION

#### III.4.1. Répartition Charriage / Suspension théorique

La répartition charriage/suspension peut être estimée à partir de l'équation empirique de Van Rijn (1984) :

$$\frac{U^*}{W_s} = \frac{\sqrt{ghS_f}}{W_s}$$

- où :  $U^*$  : vitesse de cisaillement

$W_s$  : vitesse de chute

$h$  : hauteur d'eau

$S_f$  : la pente

Dans les rivières, ce rapport est fonction de plusieurs paramètres (e.g. hydrologie et géomorphologie de la rivière, granulométrie des matériaux). Rares sont les études permettant de quantifier ce rapport.

#### III.4.2. Pourcentage des flux transférés par charriage

Les quantités relatives entre le transport en suspension et le transport par charriage varient fortement. Intuitivement, on peut imaginer qu'à un extrême, les sédiments issus de sols à granulométrie fine tels que des loess ou des argiles seront transportés de manière quasi-totale en suspension. D'un autre côté, les rivières torrentielles montagneuses pourront avoir des quantités négligeables de particules en suspension et les transports s'effectueront par roulement de galets ou de blocs au fond du lit. Certaines études ont cependant permis d'évaluer l'importance ou non du charriage.

##### III.4.2.1. Exemples de zones à charriage important

Laronne et al. (2003) ont déterminé que le rapport charriage/suspension augmente avec l'aridité et peut atteindre 70% pour les rivières les plus arides en Israël. Au Japon, le transport solide est caractérisé par la grande proportion de sédiments apportés par charriage,

provenant des pentes montagneuses, des glissements de terrain se produisant lors d'inondations et des ravines (Oguchi et al., 2001). De manière plus globale, ce type de transport semble également important dans les rivières à lit graveleux (e.g. la Meuse, Wicoock, 2001 ; rivières alpines, Habersack et al., 2001). De même, entre 30% et 75% des transports de sédiments par les rivières proglaciaires se feraient sous forme de charriage (Pearce et al., 2003). Cependant, un fleuve subarctique comme le Yukon a montré, au contraire, un transport exclusivement en suspension dû à la granulométrie fine du matériel érodé (silts et argiles, Chikita et al., 2002). Cette proportion peut également varier d'une année sur l'autre. Ainsi, une petite rivière de montagne présente un rapport charriage/suspension pouvant atteindre 50% lors d'une année hydrologique normale alors qu'il a été estimé à ~2% lors des crues (White et al., 1997). Pour obtenir une valeur moyenne représentative, Duck et McManus (1994) ont estimé à 46% le transport par charriage d'une rivière écossaise en analysant les dépôts d'une retenue.

De façon nette, il apparaît donc difficile de dégager des lois de ces relations.

### **III.4.2.2. « Moyenne » mondiale**

A part certains types d'environnements où il peut être prépondérant, le transport par charriage est rarement pris en compte car, dans de nombreuses études, il est admis que ce type de transport ne représenterait que 10% du transport total, voire moins (e.g. Judson et Ritter, 1964 ; Mcpherson, 1971 ; Meade et al., 1990 ; Asselman, 2000). Cette valeur semble se retrouver dans des types de rivières contrastées. Sur le Zaïre, second fleuve mondial, Spronck (1941) a estimé que le transport de fond était inférieur à 6%. Sur l'Agly, fleuve côtier méditerranéen, les deux types d'exportation de matières ont été considérés et le charriage a montré une contribution minimale (<1%) (Serrat, 1999). Plusieurs rivières du Nord Est du Queensland (essentiellement des rivières tropicales humides) ont montré une proportion de charriages inférieure à 10% (e.g. Douglas, 1966) pouvant atteindre 10 à 30% maximum (e.g. Neil et Yu, 1996).

De tels ordres de grandeur ont été proposés dans les rivières aquitaines étudiées ici (e.g. Adour ; Snoussi, 1986), justifiant que nous nous soyons uniquement intéressés aux flux particuliers en suspension.

## IV. TRANSFERTS DE SEDIMENTS ET MODELISATION DE L'EROSION A DIFFERENTES ECHELLES

La compréhension des phénomènes d'érosion et de transport de sédiments fait intervenir la modélisation (physique, empirique) à différentes échelles : parcelles, bassins expérimentaux, bassins versants. Il existe une grande diversité de modèles utilisant pour la plupart des facteurs de contrôle de l'érosion, qui diffèrent suivant leur complexité à considérer certains types de processus, passant par l'intégration d'un nombre plus ou moins important de données. Merritt et al., (2003) ont recensé près d'une vingtaine de modèles en indiquant les échelles d'étude ainsi que les processus représentés dans ces modèles (mobilisation, transport et dépôt de sédiments) et les types d'érosion exploités (pluie-ruissellement, ravine, remobilisation dans la rivière), de même que leur limite d'utilisation. Il ressort de leur étude qu'il n'y a pas un modèle plus performant qu'un autre et qu'il est alors nécessaire de choisir le modèle le plus approprié en fonction des données disponibles et des caractéristiques du milieu étudié.

### IV.1. PRESENTATION DES DIFFERENTES ECHELLES D'OBSERVATION

Les études sur les placettes, microparcelles et parcelles (ordre de grandeur : 1 m<sup>2</sup> à 100 m<sup>2</sup>) ont permis de mettre au point les modèles empiriques des **pertes de terres** et de valider les modèles physiques. Par exemple, les expérimentations réalisées en laboratoires sous pluies artificielles sur placettes ont été comparées aux pluies naturelles sur parcelles afin de reproduire les caractéristiques les plus proches possible du milieu naturel. En outre, elles permettent de prendre en compte l'impact de changement du couvert végétal et des pratiques culturales.

A une échelle supérieure (~1 km<sup>2</sup> à 250 km<sup>2</sup>), les bassins versants élémentaires (BVE) représentent des entités topographiques et hydrographiques suffisamment grandes pour comporter des réseaux de collecteurs du ruissellement, être définies par une ligne de partage des eaux et un exutoire. Ils sont composés d'un versant et d'un talweg et présentent des caractéristiques physiographiques assez homogènes. L'étude de ces bassins utilise également les principes des modèles de pertes en terre des sols en pouvant observer cependant les phénomènes de stockage/déstockage de sédiments dus à la prise en compte du réseau

hydrographique. Cependant, dans la majorité des cas, ces bassins sont choisis suffisamment petits pour minimiser les phénomènes de dépôts (e.g. Ludwig et al., 1996).

Pour des bassins versants de superficie supérieure, le transfert des sédiments est mesuré aux exutoires. La comparaison entre différents bassins permet de rechercher les paramètres de contrôle permettant d'estimer les flux à l'échelle globale.

## **IV.2. COMPREHENSION DES PROCESSUS : PARCELLE EXPERIMENTALE**

Les modèles et équations concernant l'érosion sont mis au point à partir de données expérimentales issues de l'étude de parcelles de terrain, où un maximum de paramètres est contrôlé (eg. pluviométrie, température, humidité, microstructure du sol). Dans la majorité des cas, les études menées à cette échelle ne tiennent compte que de l'érosion en nappe et éventuellement en rigoles. En effet, la pente n'est pas assez longue et l'énergie est insuffisante pour l'établissement d'un ruissellement concentré.

### **IV.2.1. Utilisation des équations USLE (1978) et RUSLE (1997)**

Un des modèles les plus utilisés permettant d'estimer les taux d'érosion est l'équation universelle des pertes de terre ou USLE (Universal Soil Loss Equation) développée par le département américain de l'agriculture (USDA) à partir de 1954. Cependant, ce n'est qu'en 1978, et après avoir bénéficiée de données supplémentaires sur l'impact de la pluie, que la formulation de l'USLE sera définitive et présentée par Wischmeier et Smith (1978). Cette équation a été l'aboutissement de nombreuses simulations et quantifications sur plus de 10 000 parcelles standard des Etats-Unis couvrant une large gamme de pertes en sol estimées (différentes natures de sols sous des précipitations variables). Cette équation empirique permet de prédire la perte moyenne annuelle estimée de sol ( $A$ , en  $t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ ) en utilisant le produit de six facteurs de natures climatiques, topographiques et cultureux (**Tableau I - 1**).

**Tableau I - 1 : Formulation de l'équation universelle des pertes de terre (Wischmeier et Smith, 1978).**

<i>Facteurs climatiques</i>	<i>Facteurs topographiques</i>	<i>Facteurs cultureux</i>
Erosivité de la pluie ( <b>R</b> )	Longueur de la pente ( <b>L</b> )	Facteur agronomique ( <b>C</b> )
	Gradient de la pente ( <b>S</b> )	Facteur des aménagements anti-érosifs ( <b>P</b> )
		Erodibilité du sol ( <b>K</b> )



$$A = R.K.L.S.C.P$$

L'érosivité des pluies (**R**) est définie à partir de l'énergie cinétique  $E_c$  d'un événement pluvieux et l'intensité maximale en 30 minutes notée  $I_{(30)}$ .

L'érodibilité des sols (**K**) représente la sensibilité du sol à l'érosion hydrique. Nous avons vu précédemment que la sensibilité peut être fonction de plusieurs paramètres (e.g. concentration en argile et matière organique, humidité, perméabilité). A travers l'étude d'un nombre important de parcelles contrastées, K est obtenu en appliquant la formule :

$$K = A / (R.L.S.C.P).$$

Les facteurs **S** (pente en %) et **L** (longueur de la pente/longueur de la parcelle est sans unité) conditionnent le ruissellement.

Le facteur **C** tient compte des effets variés des couvertures végétales sur l'érosion et des types d'utilisation du sol (essentiellement agricole lors de l'élaboration de l'USLE). Par exemple, suivant le type de couverture le rapport ruissellement/infiltration est différent (2% pour un couvert forestier, 5% pour des prairies, 25% pour un champs de culture de blé et 50% pour des cultures de maïs).

Le facteur **P** tient compte des types d'aménagements réalisés pour lutter contre l'érosion par des pratiques de conservation (travail du sol dans le sens perpendiculaire à la pente par exemple).

Bien que cette équation ait été développée pour des versants de petites tailles, elle est utilisée (à tort ?) à des échelles supérieures et en vue d'application de modèles de transport. Sa structure est basée sur des équations de régressions de ruissellement basées sur des observations. Comme nous l'avons signalé, elle fournit une valeur moyenne de perte de sol et ne renseigne pas sur les conséquences des événements hydrologiques saisonniers en ignorant les processus « pluie-ruissellement ». De plus, l'érosion en ravines et les mouvements de masse sont ignorés, de même que les dépôts (Zhang et al., 1995).

Pour remédier à ces limites, cette équation a subi un certain nombre de modifications. En 1997, Renard et al. ont affiné l'USLE en proposant la Revised USLE (RUSLE). Cette équation prend alors en compte l'effet saisonnier de l'érodibilité des sols. De même, les facteurs longueur/intensité des pentes ont été modifiés pour tenir compte des topographies variables.

Enfin, l'USLE-M (Kinnell et Risse, 1998) a permis l'amélioration du facteur R en intégrant des équations plus complexes considérant ainsi davantage les effets du ruissellement.



### **IV.2.2. Inconvénients de l'expérimentation en parcelle**

Si des processus induits par l'érosion hydrique peuvent être compris par les études en parcelles, l'extrapolation à des échelles supérieures est problématique : e.g., sur des données expérimentales relatives aux effets de la couverture de fragments de roches (Poesen et al., 1994) ou sur l'impact d'incendies (Martin et al., 1996). Les équations de pertes de sol ne tiennent pas compte des phénomènes de stockage des bassins. Ainsi, les taux de pertes de sol sont de plusieurs ordres de grandeurs supérieurs aux flux mesurés à l'exutoire d'un bassin.

Le besoin d'une grande quantité d'informations nécessaires à la description fine des systèmes à plus grande échelle et leur forte hétérogénéité dans l'occupation du sol, la topographie, le sol et le climat rend pratiquement impossible l'application des modèles tels USLE.

Une seconde approche s'appuie sur la télédétection spatiale qui permet de combler en partie les lacunes dans la collecte de banques de données environnementales (de Jong et al., 1999). Ainsi, est-il possible d'accéder à des informations concernant par exemple les pentes, la couverture végétale, la géologie et la structure hydrologique. Encore faut-il disposer de la résolution suffisante pour traiter ces données sous Systèmes d'Informations Géographiques et arriver à la construction de modèles globaux.

## IV.3. ESTIMATION DES FLUX EXPORTES A L'ECHELLE GLOBALE

### IV.3.1. Premières estimations

Les premières estimations des quantités de sédiments arrivant aux océans sont répertoriées dans le **Tableau I - 2** et sont basées soit sur les quantités de MES apportées à l'Océan (e.g. Kuenen, 1950 ; Lopatin, 1952 ; Holeman, 1968), soit calculées à partir des estimations des taux de dénudation (e.g. Fournier, 1960 ; Schumm, 1963) converties en flux en prenant comme densité moyenne des roches 2,7 (Summerfield, 1991).

La large gamme des valeurs observées est liée à la fois :

- au type de méthode employée (les taux de dénudation ne tenant pas compte des phénomènes de sédimentation ; Milliman et Meade, 1983) ;
- à la méthode d'extrapolation à partir de peu de données, souvent issues de l'étude de petits bassins versants aux Etats-Unis où les taux de dénudation sont plus faibles que la moyenne mondiale (e.g. Schumm, 1963).

De plus, la plupart des données négligent le transport de fond, d'où ces grands écarts dans les valeurs, qui restent souvent très éloignées des estimations actuelles plus précises, prenant en compte plus de rivières, les effets de barrages, ..., (e.g. Syvitski et al., 2003).

**Tableau I - 2 : Estimations des flux de MES ( $F_{SPM}$ ) apportés aux océans et des flux spécifiques ( $Y_{SPM}$ )**  
(<sup>1</sup> : références dans Holeman, 1968 ; <sup>2</sup> : référence Fournier, 1960 ; <sup>3</sup> : référence Milliman et Meade, 1983).

Auteurs	$F_{SPM} \times 10^9 \text{ t an}^{-1}$	$Y_{SPM} \text{ t.km}^{-2} \text{ an}^{-1}$
Kuenen (1950) <sup>1</sup>	32,5	321
Lopatin (1952) <sup>1</sup>	12,7	125
Gilluly (1955) <sup>1</sup>	31,8	314
Pechinov (1959) <sup>1</sup>	24,3	239
Fournier (1960) <sup>2</sup>	58	572
Schumm (1963) <sup>1</sup>	20,5	202
Holmes (1965) <sup>3</sup>	8	79
Holeman (1968) <sup>1</sup>	18,4	183
Jansen and Painter (1974) <sup>1</sup>	26,7	264

En 1983, Milliman et Meade ont estimé le flux total de MES exportées annuellement par les rivières mondiales à  $13.5 \times 10^9 \text{ t}$  à partir de nouvelles données sur les grands tributaires que compte la planète. Le flux total a alors été extrapolé, à partir des taux d'érosion spécifiques mesurés, sur de grandes surfaces présentant les mêmes caractéristiques (e.g. climat, relief) et ce, bien que seuls 5 des 21 plus importants fleuves mondiaux aient été convenablement échantillonnés (Milliman et Meade, 1983). Environ 70% du flux total serait issu de l'Asie du Sud et des îles des Océans Pacifique et Indien, où les taux d'érosion ( $Y_{SPM}$ ) sont excessivement importants ( $>1000 \text{ t.km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ).

Tableau I - 3 : Caractéristiques et flux de sédiments des principaux fleuves du monde (données de Milliman et Meade, 1983) et Meade (1996) ; NB <sup>\*</sup>, # : les valeurs de ces deux bassins seront revues dans le chapitre 4.

	Superficie (10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	Débits liquides (10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> )	Rang en Flux d'eau	Flux sédiments (10 <sup>6</sup> t.an <sup>-1</sup> )	Rang en Flux de Sédiments	Taux d'érosion (t.km <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup> )
Amazon <sup>*</sup>	6,15	6300	1	1150	1	187
Zaire <sup>#</sup>	3,82	1250	2	43	22	11
Orénoque	0,99	1200	3	150	11	152
Ganges-Brahmapoutre	1,48	970	4	1050	3	709
Yangtze	1,94	900	5	480	4	247
Yenisey	2,58	630	6	5		2
Mississippi	3,27	530	7	210	7	64
Lena	2,49	510	8	11		4
Mekong	0,79	470	9	160	9	203
Parana/Uruguay	2,83	470	10	100	14	35
Dt. Lawrence	1,03	450	11	3		3
Irrawaddy	0,43	430	12	260	5	605
Ob	2,99	400	13	16		5
Amur	1,86	325	14	52	20	28
Mackenzie	1,81	310	15	100	13	55
Pearl (Xi Jiang)	0,44	300	16	80	16	182
Salween	0,28	300	17	100	15	357
Colombia	0,67	250	18	8		12
Indus	0,97	240	19	50	21	52
Magdalena	0,24	240	20	220	6	917
Zambèze	1,2	220	21	20		17
Danube	0,81	210	22	40	24	49
Yukon	0,84	195	23	60	19	71
Niger	1,21	190	24	40	25	33
Purari/Fly	0,09	150	25	110	12	1222
Jaune (Huange He)	0,77	49		1100	2	1429
Godavari	0,31	92		170	8	548
Rouge (Hunghe)	0,12	120		160	10	1333
Copper	0,06	39		70	17	1167
Choshui	0,003			66	18	22000
Liao He	0,17	6		41	23	241

A partir des banques de données, les plus complètes possible (e.g. extrait de la banque de données, Tableau I - 3), il est possible d'établir des relations (e.g. Figure I - 15) entre flux de MES et surface drainée, qui, par extrapolation, permettent d'estimer le flux global à l'océan.

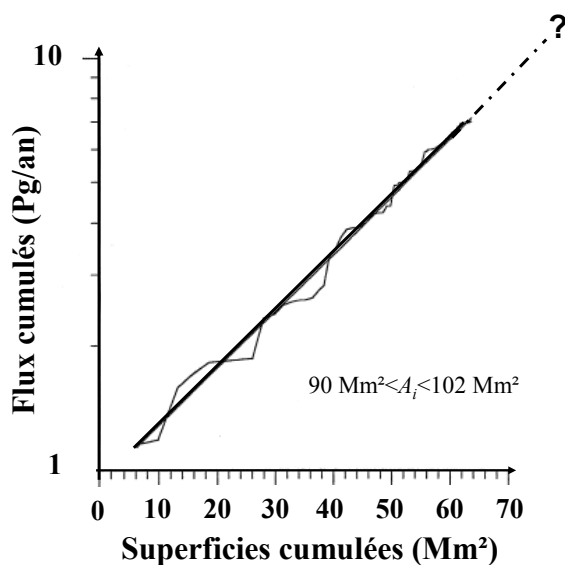


Figure I - 15 : Méthode d'estimation du flux global de sédiments à l'océan par extrapolation ( $A_i$  représentant la surface totale des terres émergées).

Cependant, cette méthode est basée sur les mesures effectuées sur les fleuves les plus importants de la planète et ne tient pas ou peu compte des petits bassins versants.

### IV.3.2. Importance des petits bassins montagneux

En 1992, Milliman et Syvitski ont mis en évidence l'importance des petites rivières montagneuses à travers des équations de régression sur un jeu de données comportant 280 rivières mondiales recouvrant toutes tailles de bassins. Ainsi, ont-ils montré que les taux spécifiques de MES étaient négativement corrélés avec la taille des bassins versants (**Tableau I - 4**) pour lesquels le ruissellement est important (Walling, 1987 ; Mulder et Syvitski, 1996). Ce phénomène s'expliquerait par la plus grande surface des plaines d'inondation dans les grands bassins qui jouent un rôle sur l'écrêtage des débits et le piégeage des particules (Walling, 1983 ; Smith et Alsdorf, 1998). Cependant, deux bassins, de tailles similaires mais situés dans des zones climatiques différentes et à géomorphologies contrastées, ont des taux d'érosion dissemblables.

En effet, une étude récente a mis en évidence une relation inverse entre les flux spécifiques et l'aire de soixante bassins espagnols (Verstraeten et al., 2003). Cependant, la superficie des bassins n'explique pas à elle-seule la variabilité spatiale des taux d'érosion ; la topographie, la lithologie et l'occupation du sol sont aussi des facteurs permettant d'expliquer ces variations.

**Tableau I - 4 : Gamme de flux spécifiques (assimilés à des taux d'érosion nets) pour différentes classes de superficie de bassins (d'après les données de Milliman et Meade, 1983).**

Aire (km <sup>2</sup> )	1000	2500	1.10 <sup>4</sup>	5.10 <sup>4</sup>	1.10 <sup>5</sup>	1.10 <sup>6</sup>	1.10 <sup>7</sup>
Taux d'érosion (t.km <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup> )	20000	10000	3500	1000	600	90	14

De même, les taux d'érosion seraient positivement corrélés avec la topographie. La **Figure I - 16** illustre ces corrélations et l'importance des rivières montagneuses à l'échelle globale avec des taux pouvant aller jusqu'à plus de 20 000 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> pour le Choshui drainant des hauts reliefs en Thaïlande. La valeur observée à 100 000 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> est une extrapolation pour des bassins plus petits.

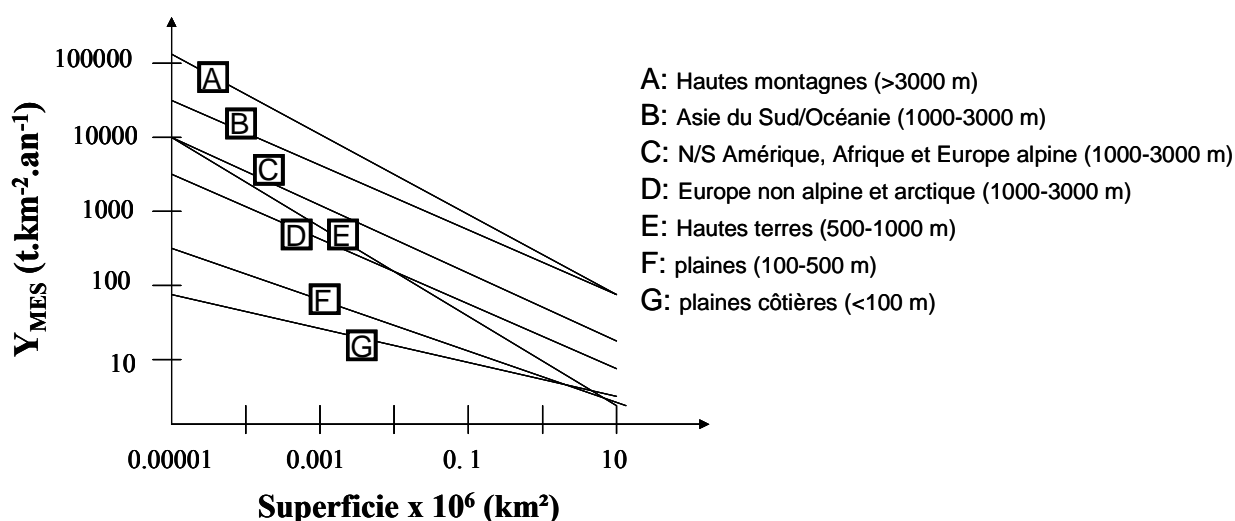


Figure I - 16 : Variations des courbes de tendance avec la taille des bassins pour 7 catégories topographiques (d'après Milliman et Syvitski, 1992).

Les rivières d'Océanie montrent des valeurs également très élevées (Figure I - 16 ; Tableau I - 5) avec des taux d'érosion qui peuvent atteindre les 30 000 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>.

Tableau I - 5 : Exemples de taux d'érosion de rivières de Nouvelle Zélande (Hicks et Griffiths, 1992)

Rivière	Ruissellement (mm.an <sup>-1</sup> )	Superficie (km <sup>2</sup> )	Taux d'érosion t.km <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup>
Hokitika	9 400	352	17 000
Cropp	10 070	29	30 000
Haast	6 500	1020	12 700
Hikuwai	1 900	307	13 890

Les îles d'Océanie incluent la Nouvelle Zélande, Taiwan, l'Indonésie, la Malaisie, la Papouasie Nouvelle-Guinée et les Philippines. La faible longueur de leurs cours d'eau et les gradients de pente élevés sur ces îles, conjugués à la forte variabilité des événements de précipitations permettent à l'eau et aux sédiments d'être transportés très rapidement des montagnes aux océans. A l'inverse, pour les grands fleuves, tous les sédiments ne sont pas apportés à l'Océan. Beaucoup de sédiments sont conservés dans le système fluvial (plaine d'inondation), dans l'estuaire ou les deltas où ils sédimentent (Milliman et Syvitsky, 1992). Ainsi, le système Brahmapoutre (avec des taux d'érosion voisins de ces rivières) aurait 30 à 49% de son flux total piégé dans les plaines d'inondation (Goodbred and Kuehl, 1998 ; Islam et al., 1999). A l'échelle globale, la contribution minimale des rivières de l'Asie du Sud-Est serait comprise entre 33% et 45% (Tableau I - 6 ; Milliman and Meade, 1983).

Tableau I - 6 : Estimation des flux de sédiments des îles des Hautes-Terres du Pacifique du Sud-Ouest (valeurs et références issues de Lyons et al., 2002).

Bassins	Flux estimés ( $10^9$ t.an <sup>-1</sup> )	Proportion du flux océanique total (%)	Références
Nouvelle Zélande	0,3	2	Hicks et al. (1996)
Indonésie	2,0	11	Milliman et al. (1999)
Papouasie Nouvelle Guinée	1,7	9	Milliman (1995)
Malaisie-Brunei	0,5	3	Milliman et al. (1999)
Taiwan	0,2-0,5	1-3	Li (1976)
Philippines	1,0	5	

A l'échelle régionale, Maneux et al. (1999) ont montré l'importance des petites rivières de la Chaîne Cantabrique et du Pays Basque sur les flux de MES amenés annuellement dans le golfe de Gascogne, en comparaison des apports de la Gironde et de l'Adour. Ces rivières présenteraient des taux d'érosion supérieurs à  $75 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  (taux établis lors de deux années sèches sur la Nivelle). Ces rivières ont également la caractéristique de véhiculer des quantités importantes de sédiments de crues lors d'événements très brefs (« *flash floods* »). Dans ces situations, les sédiments expulsés atteignent plus facilement la zone côtière.

Les petites rivières (superficie de drainage inférieure à  $10\,000 \text{ km}^2$ ) représentent une superficie totale correspondant à 20% des terres émergées; cependant, elles contribueraient de manière significative au flux total de sédiments à l'océan. Les flux précédemment cités seraient alors sous-estimés et il est probable que le flux global total avoisinerait les  $20 \times 10^9$  t, du moins avant la prolifération des barrages (Milliman et Syvitski, 1992).

#### IV.4. CAUSES DES VARIABILITES SPATIALES DES FLUX SOLIDES A L'ECHELLE GLOBALE

Il ressort dans la littérature de nombreux facteurs naturels et anthropiques pouvant expliquer les variabilités spatiales des flux de MES. Si l'équation universelle des pertes de terre (USLE) a attribué, dès 1978 (Wischmeier et Smith, 1978), les taux d'érosion à six facteurs (gradient et longueur des pentes ; érosivité des pluies et des sols ; occupation et utilisation des sols), pour des parcelles agricoles, la multiplicité des facteurs de contrôle à l'échelle du bassin s'est faite plus tardivement.

Comme nous venons de le rappeler, Milliman et Syvitski (1992) ont montré l'effet de la surface de drainage des bassins, du relief, du ruissellement et de la géologie sur les flux de

sédiments. D'autres paramètres comme la végétation (Douglas, 1967), le climat (Fournier, 1960 ; Syvitski et al., 2003) ont également été étudiés. Pour chacun de ces paramètres, nous essaierons de faire ressortir les grandes lignes des observations faites par les différents auteurs.

### IV.4.1. Paramètres topographiques et hydrologiques

Plusieurs auteurs (e.g. Ahnert, 1970; Ludwig et Probst, 1998 ; Syvitski et al., 2003) ont tenté de corrélérer les taux spécifiques d'érosion issus de grands fleuves mondiaux avec des facteurs naturels afin d'aboutir à des régressions de plus en plus complexes. Dans ce qui suit, nous avons tenté de présenter les approches progressives d'explication des facteurs de contrôle, débutant par des régressions linéaires pour aboutir aux corrélations multiples.

*Le relief* - Avant les observations faites par Milliman et Syvitski (1992) sur l'importance des exportations des rivières montagneuses, des observations avaient été faites sur plusieurs bassins indiquant que les taux d'érosion des chaînes de montagnes étaient proportionnels au **relief local** et souvent corrélés avec les taux de surrection (Ahnert, 1970 ; Summerfield et Hulton, 1994). Ahnert (1970) propose que les taux de dénudation (D) pourraient être prédits par la relation  $D=0,1535h$ , où h est le relief local, i.e. la différence d'élévation entre le point le plus haut et le point le plus bas dans un endroit défini. Le relief est donc un « substitut » du gradient de la pente qui est le paramètre essentiel caractérisant la topographie (Gunnell, 1998).

Le relief d'un bassin est souvent caractérisé par la **courbe de répartition hypsométrique** exprimant le pourcentage de superficie du bassin au-delà d'une certaine élévation. Son tracé est réalisé en reportant en abscisse le pourcentage de la surface du bassin dont l'altitude est supérieure ou égale à Y, rapportée à la surface totale du bassin. Elle peut donner des indications sur l'état d'équilibre dynamique d'un bassin : le bassin A est identifié comme un bassin à grand potentiel érosif alors que le C est caractéristique d'un bassin sédimentaire (**Figure I - 17**). Toutefois, la forme de ces courbes dépend d'autres paramètres tels la lithologie (Hurtrez et Lucazeau, 1999). Il est cependant nécessaire de prendre garde aux facteurs d'échelle et d'effectuer des comparaisons entre bassins de superficie de drainage similaire (Hurtrez et al., 1999). En effet, suivant l'échelle considérée, les processus de pente ou d'incision fluviale sont d'importance variée (Hurtrez et al., 1999), ce qui peut en partie expliquer les variations d'hypsométrie.

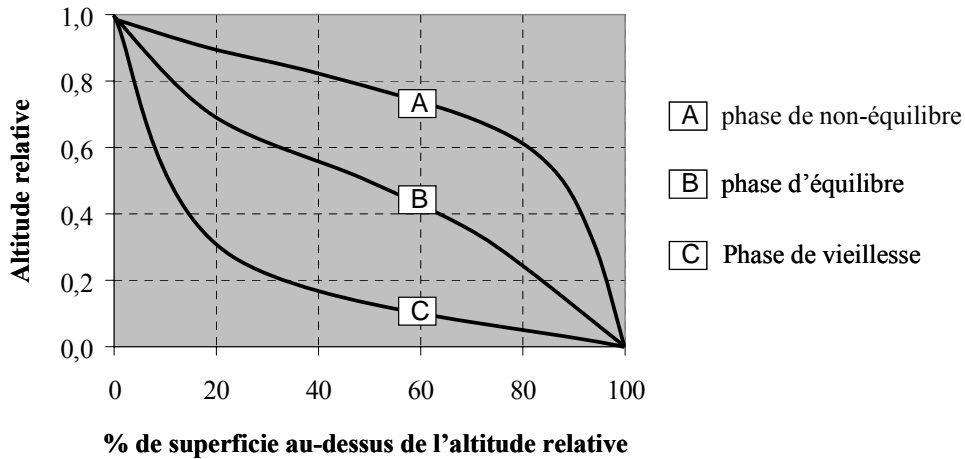


Figure I - 17 : Courbes hypsométriques caractéristiques du cycle de l'érosion d'après Strahler (1952).

Le rapport hypsométrique est défini par la relation  $Rh = S_o / S_i$ , où  $S_o$  et  $S_i$  représentent les superficies sur et sous la courbe hypsométrique ;  $Rh = 1$  dans un bassin en équilibre morphologique. L'intégrale hypsométrique est quant à elle calculée de la manière suivante :

$$\text{Intégrale hypsométrique} = \frac{\bar{h} - h_{\min}}{h_{\max} - h_{\min}}$$

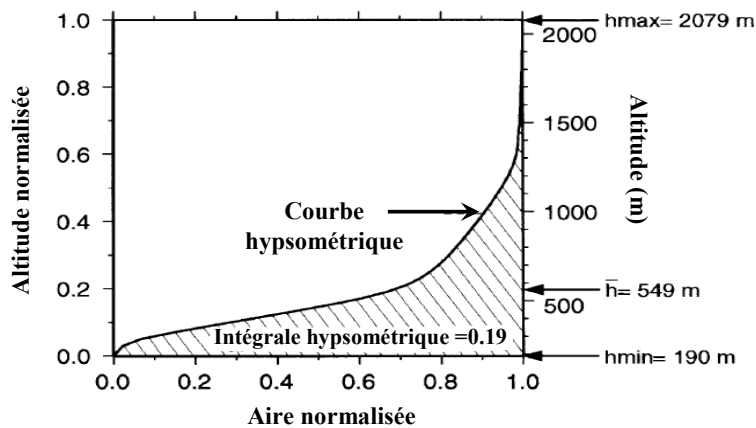


Figure I - 18 : Exemple pour le calcul de l'intégrale hypsométrique (d'après Hurtrez et al., 1999).

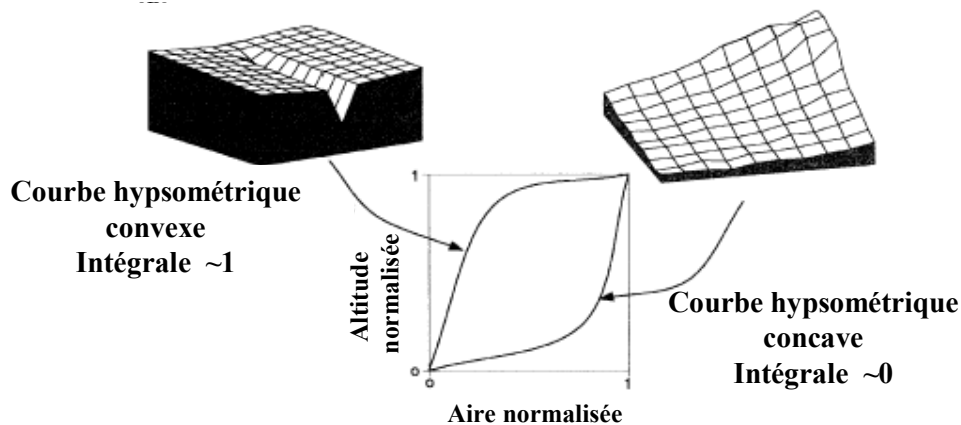
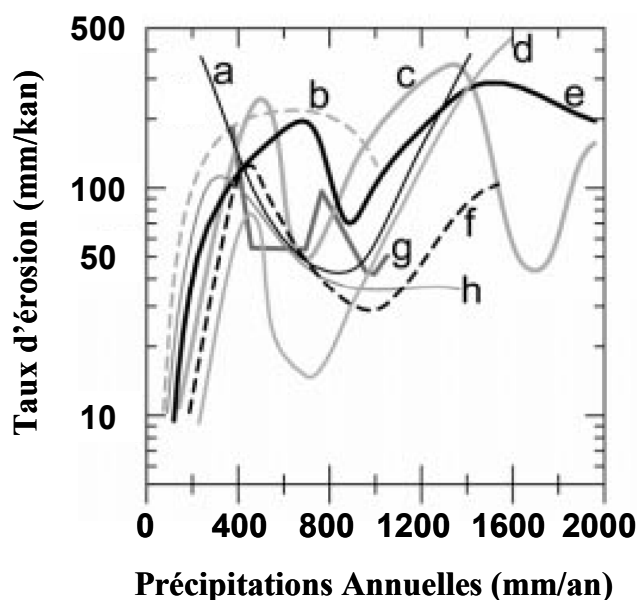


Figure I - 19 : Relation entre la morphologie du bassin et les courbes et intégrales hypsométriques (d'après Hurtrez et al., 1999).



**Les précipitations** – Plusieurs études ont montré des relations non-linéaires entre les précipitations moyennes annuelles et les taux de dénudation (**Figure I - 20**). Si les formes des courbes ne sont pas toujours exactement les mêmes, certains traits communs sont observés. Deux pics d'érosion apparaissent : le premier est observé pour des régions semi-arides (précipitations ~ 400 mm/an), le second pic du taux d'érosion est observé pour des précipitations autour de 1000-1200 mm/an. La décroissance observée après le premier pic serait attribuée à l'effet protecteur de la végétation (Langbein et Schumm, 1958); avec une couverture croissante, les taux d'érosion sont réduits. Cependant, celle-ci ne serait efficace que jusqu'à un certain seuil de précipitation, expliquant alors la seconde augmentation des taux d'érosion.



**Figure I - 20** : Relations empiriques entre les taux de dénudation (en échelle log) et les précipitations moyennes annuelles établies à partir de huit études (Figure synthétisée par Riebe et al., 2001): a, Fournier (1960); b, Rango (1970); c, Walling and Webb (1983); d, Ohmori (1983); e, Wilson (1973); f, Douglas (1967); g, Langbein and Schumm (1958); h, Judson and Ritter (1964).

Summerfield et Hulton (1994) ont déterminé les corrélations existantes entre les taux de dénudation, dérivés des apports solides, et les paramètres morphométriques, hydrologiques et climatiques d'une trentaine de fleuves (**Tableau I - 7**).

**Tableau I - 7 : Coefficients de corrélation entre le taux d'érosion mécanique (exprimés pour la relation en log) et onze variables pouvant être des facteurs de contrôle de l'érosion (morphométriques, hydrologiques et climatiques) des principaux fleuves mondiaux (d'après Summerfield et Hulton, 1994).**

<b>Variabiles</b>	<b>r</b>
<i><b>Morphométriques</b></i>	
Aire du bassin	-0,11
Pente hydraulique	0,67
Relief du bassin	0,80
Pente du bassin	0,78
Altitude moyenne	0,66
Relief local moyen	0,68
Intégrale hypsométrique	-0,03
<i><b>Hydrologiques</b></i>	
Ruissellement annuel moyen	0,45
Variabilité du ruissellement	-0,04
<i><b>Climatiques</b></i>	
Température moyenne annuelle	0,41
Précipitation moyenne annuelle	0,42

La faible corrélation négative entre la taille des bassins et les taux d'érosion (**Tableau I - 7**) semble contradictoire avec les résultats de Milliman et Syvitski (1992 ; voir IV.3.2). Cependant, ceci peut s'expliquer par le fait que le plus petit bassin analysé par Summerfield et Hulton (1994), soit le Dnepr, qui avec  $0,56 \times 10^6 \text{ km}^2$ , ne peut pas être considéré comme un petit bassin, et que la gamme des superficies de fleuves étudiés ne diffère pas de plus d'un ordre de grandeur.

L'influence majeure de la topographie des bassins sur les taux d'érosion et, dans une moindre mesure, celle du ruissellement, peut s'expliquer par le fort lien statistique entre ces variables. L'effet conjoint du **relief** et du **ruissellement** expliquerait 62% de la variance des taux d'érosion. Ces corrélations expliquent que le flux spécifique le plus important des rivières étudiées ( $1808 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ , i.e. un taux de dénudation de  $670 \text{ mm.kan}^{-1}$ ) soit observé sur le Brahmapoutre. Ces résultats sont similaires à ceux trouvés par Pinet et Souriau (1988) sur une banque de données légèrement plus conséquente (45 fleuves) où le **ruissellement**, **l'altitude moyenne** des bassins et les **précipitations** montrent des corrélations significatives avec l'érosion. Harrison (1994) a amélioré ces relations en déterminant des régressions multiples et non pas en déterminant des relations bivariabiles. Ainsi, les taux d'érosion peuvent être généralisés par les deux équations exprimant les taux de dénudation ( $dY_D/dt$  en  $\text{m.kan}^{-1}$ ) en fonction de l'**altitude moyenne** des bassins ( $h$  en m) et, soit les **précipitations** ( $p$ ,  $\text{mm.an}^{-1}$ ), soit le **ruissellement** ( $q$ ,  $\text{mm.an}^{-1}$ ) :

$$\frac{dY_D}{dt} = (0,173 \pm 0,031)h + (0,136 \pm 0,043)q - 102,7 \pm 28,2$$

$$\frac{dY_D}{dt} = (0,157 \pm 0,028)h + (0,0747 \pm 0,0222)p - 114,3 \pm 61,0$$

Cependant ces deux relations ne tiennent pas compte des températures agissant sur les bassins et ce, malgré l'existence de corrélations, tel que ceci est montré dans le travail de Summerfield et Hulton (1994) par exemple : le coefficient de corrélation des températures avec les taux d'érosion est très peu différent de la valeur du ruissellement ou des précipitations (**Tableau I - 7**) qui apparaissent comme deux facteurs de contrôle.

#### **IV.4.2. Paramètres liés à la température**

L'influence de la température peut s'expliquer par le fait qu'elle agit sur le taux de dissolution (Berner, 1978). Ainsi, le paramètre agissant sur les taux d'érosion mécanique serait davantage lié à la dissolution contrôlée par les températures qu'aux températures elles-mêmes ou à l'amplitude des températures.

Pour pallier cette lacune, une équation multivariable, plus complexe que celles précédemment citées car exprimées par cinq variables, a été proposée par Hovius (1998) à partir de 97 bassins pour « modéliser » les taux d'érosion ( $e_m$  en  $\text{g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ). Les cinq paramètres utilisés sont : la **hauteur maximale** du bassin de drainage ( $hm$  en m), la **superficie** du bassin ( $A$  en  $\text{km}^2$ ), la **température moyenne** ( $T$  en  $^{\circ}\text{C}$ ), la **gamme des températures** ( $T_r$  en  $^{\circ}\text{C}$ ) et le **ruissellement** ( $q$  en  $\text{mm}.\text{an}^{-1}$ ).

$$\ln(e_m) = -0,416 \ln A + 4,26 \times 10^{-4} h_m + 0,15T + 0,095T_r + 0,0015q + 3,585$$

En 2000, Harrison a nuancé l'équation de Hovius (1998) ci-dessus, à partir du même jeu de données. Les **températures moyennes** et leurs **amplitudes** ( $T$  et  $T_r$ ) sont conservées en l'état. Le ruissellement ( $q$ ) de Hovius (1998) a été remplacé par le **ruissellement mensuel maximum** ( $q_m$ ) illustrant la nature non linéaire des effets de la pluie sur les processus d'érosion. L'aire ( $A$ ) et la hauteur maximale du bassin ( $hm$ ) ont été converties en un seul paramètre : la  **pente** ( $s = \frac{hm}{\sqrt{A}}$  en  $\text{m.km}^{-1}$ ). Un seul paramètre a été ajouté par rapport à

Hovius (1998) à savoir la **longueur du bassin**  $Lb$ . L'équation de Harrison (2000) issue de l'analyse des corrélations multiples explique 55% de la variance (**Figure I - 21**), améliorant ainsi le résultat d'Hovius (1998). Sa formulation est :

$$\ln(e_m) = \ln s_4^{1,20} + \ln Lb^{0,50} + 7,52 \times 10^{-4} q_m + 0,151T + 0,085T_r - 5,66$$

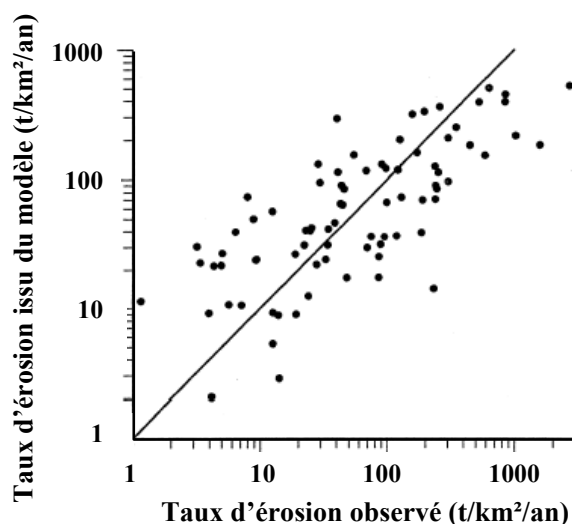


Figure I - 21 : Taux d'érosion mécanique calculés à partir du modèle et comparés aux taux observés sur 80 bassins de drainage. Trois bassins montrant une forte déviation entre les taux observés et calculés ont été exclus (les fleuves Apalachicola, Rhône et Chari). D'après Harrison, 2000.

Il est également à signaler que l'exposition des pentes peut avoir une certaine importance sur les taux d'érosion. En effet, les versants exposés au Sud ont une couverture végétale plus faible et donc une érosion plus importante, comme observé en Espagne par Poesen et al. (1998).

### IV.4.3. Paramètres biologiques, pédologiques, lithologiques et anthropiques et division par zones climatiques

L'étude de Ludwig et Probst (1998), sur une soixantaine de fleuves, a pris en compte un nombre plus conséquent de paramètres que dans les études précédentes. Elle se fonde sur l'exploitation de bases de données mondiales numérisées et géoréférencées (Probst, 1992). En plus des paramètres hydroclimatiques et morphologiques, des variables environnementales de type biologique, pédologique, lithologique et anthropique sont testées (**Tableau I - 8**).

**Facteurs biologiques :** L'importance du type de couvert végétal en région méditerranéenne a été mise en évidence par une étude menée en Espagne sur des parcelles sélectionnées pour leur couvert végétal naturel ou leur usage différent du sol (Dunjo et al., 2004). La plus forte valeur a été trouvée pour une parcelle de culture d'oliviers alors que celle couverte de chênes lièges présente le taux le plus faible. Dans les régions méditerranéennes semi-arides, les sols sous couverts forestiers bien entretenus sont considérés comme non sensibles à l'érosion hydrique (Delhoume, 1981), car la production de la biomasse (dépendante de la couverture végétale), de la litière et de la végétation basse favorise l'infiltration (Roose, 1994), diminuant le ruissellement.

Tableau I - 8 : Liste des paramètres testés par Ludwig et Probst (1998) sur 60 bassins. Les coefficients de corrélation avec les taux d'érosion sont indiqués lorsque les régressions sont significatives ( $P < 0.1$ ).

<b>Variabiles</b>	<b>r</b>
<b>Hydroclimatiques</b>	
Températures moyennes mensuelles (°C)	
Températures moyennes annuelles (°C)	0,33
Précipitations moyennes mensuelles (mm)	
Précipitations moyennes annuelles (mm)	0,61
Ruissellements annuels moyens (mm)	0,70
Variabilités des précipitations saisonnières (mm)	0,47
Indices d'aridité	
<b>Biologiques</b>	
Densités de Biomasse (kg/m <sup>2</sup> )	0,39
Productions primaires nettes (kg/m <sup>2</sup> )	
Couvertures végétales (%)	0,22
Teneurs en CO dans les sols (kg/m <sup>3</sup> )	
<b>Pédologiques</b>	
Epaisseurs moyennes des sols	
Textures moyennes des sols	-0,24
<b>Morphologiques</b>	
Superficies des bassins (m)	
Altitudes des bassins (m)	0,29
Altitudes maximales des bassins (m)	
relief local (m)	
Pentes des bassins (radian)	0,34
<b>Lithologiques</b>	
Indices d'érodibilité chimique des lithologies	
Indices d'érodibilité mécanique des lithologies	0,34
<b>Anthropiques</b>	
Densités moyennes de population (h/km <sup>2</sup> )	
Aires cultivées (%)	

L'érosion en nappe et en rigoles présenterait une diminution exponentielle avec l'augmentation de la couverture végétale (Poesen et al., 1994). Les systèmes racinaires des végétaux peuvent maintenir fortement la cohésion des sols et sont reconnus comme un facteur essentiel dans la stabilité des pentes (Wu et al., 1979 ; Anderson et Richards, 1987). Gyssels et Poesen (2003a) ont montré que l'augmentation de la masse des racines des plantes faisait décroître exponentiellement les taux d'érosion par écoulement concentré. Gyssels et Poesen (2003b) ont déterminé que, pour obtenir une diminution de 50% des taux d'érosion (rill et interill) relativement au sol nu, il est nécessaire d'avoir 5 à 20 kilogrammes de racines par m<sup>3</sup> de sol ou une couverture de végétation de 10 à 40%. Ainsi, l'efficacité des ouvrages de génie biologique (cordons de boutures, garnissage de boutures) est testée et devrait permettre le

développement de barrières végétales destinées à piéger les sédiments en transit (Rey, 2003 ; Rey et al., 2004). Considérées comme un facteur biologique, les teneurs en carbone organique peuvent aussi faire partie des facteurs pédologiques. La matière organique ne réduit les risques à court terme que si elle est maintenue en surface où elle protège le sol de l'énergie des pluies et du ruissellement.

**Facteurs pédologiques :** Les principales caractéristiques pédologiques qui peuvent agir sur le degré de sensibilité d'un sol à l'érosion hydrique sont : l'épaisseur, la granulométrie, la nature minéralogique des argiles, les teneurs en matière organique (facteur explicité plus haut), l'infiltrabilité et la cohésion (Bou Kheir et al., 2001). L'épaisseur des sols peut apparaître comme un paramètre important car la résistance à l'érosion hydrique est plus faible sur des sols peu développés (Ryan, 1982) : en effet, les sols superficiels sont plus rapidement saturés en eau et deviennent alors sensibles aux glissements de terrain. La texture grossière d'un sol est moins sensible au détachement par la pluie qu'un sol de type limoneux ou limono-sableux, d'autant plus que les textures sableuses sont généralement des horizons pauvres en matière organique. De plus, les sols sableux se tassent et le ruissellement devient plus fort que sur sol argileux. A l'opposé, les sols à texture fine sont également moins sensibles à l'érosion que ces horizons limono-sableux car leurs agrégats sont plus stables. Cependant, cette stabilité est fonction du type d'argile minéralogique : par exemple, la montmorillonite est plus stable que la kaolinite, car elle présente un niveau de saturation en calcium supérieur à celui de la kaolinite (Morgan, 1986), ce qui la rend plus résistante à la battance (Roose et al., 1993). Or, les croûtes qui peuvent se former à la surface du sol peuvent être une des causes principales du faible taux d'infiltration (Stone et al., 1996) et donc du ruissellement et de l'érosion (Li et al., 2003).

**Facteurs lithologiques :** La comparaison entre deux rivières proglaciaires himalayennes fortement érosives et présentant des lithologies contrastées montrent des taux d'érosion nettement plus élevés pour celle drainant des calcaires, des phyllites et des schistes argileux que celle dont les affleurements sont des diorites, granites et gneiss (Bhutiyani, 2000). Des lithologies comme les argilites, les marnes et les schistes seraient vulnérables au ravinement (Roose, 1994). De même, l'érosion et le ravinement très important dans les Alpes de Haute Provence sont dus à la présence de marnes noires très sensibles à l'érosion générant une surface très ravinée et de très fortes charges solides pendant les crues (Mathys et al., 2003). Ainsi, différents types de roches ont pu être évalués selon leur niveau d'érodibilité, de

faible à moyen, (Tableau I - 9 et Tableau I - 10 ) dont certaines roches qui ont pu être classées en définissant des indices de résistance à l'érosion mécanique (Probst , 1992).

De plus, une faible infiltration dans les roches affleurantes renforce le ruissellement.

**Tableau I - 9 : Evaluation de l'érodibilité des matériaux (Montier et al., 1998).**

Matériau	Erodibilité
<i>Alluvions</i>	forte
<i>Sédiments fluviatiles anciens (tertiaires)</i>	moyenne
<i>Terrasses</i>	moyenne
<i>Roches calcaires</i>	faible
<i>Calcaire marneux</i>	forte
<i>Craie</i>	moyenne
<i>Craie secondaire</i>	moyenne
<i>Marnes</i>	forte
<i>Argiles</i>	moyenne
<i>Matériaux argileux</i>	faible
<i>Argiles primaires, secondaires et tertiaires</i>	faible
<i>Roches argileuses</i>	faible
<i>Sables</i>	moyenne
<i>Sable alluvial ou glacio-fluvial, matériaux sableux et graveleux</i>	forte
<i>Sable éolien, dépôts locaux</i>	forte
<i>Roche sableuse</i>	faible
<i>Limons</i>	forte
<i>Limons pierreux</i>	moyenne
<i>Formations détritiques, Arkose</i>	faible
<i>Flysch, molasse</i>	forte
<i>Roches cristallines</i>	faible
<i>Schistes</i>	moyenne
<i>Schiste</i>	forte
<i>Ardoise</i>	forte
<i>Roches volcaniques</i>	faible
<i>Autres roches</i>	faible
<i>Matière organique</i>	moyenne

**Tableau I - 10 : Indices de résistance à l'érosion mécanique selon le type de roches (Probst , 1992).**

Type de Roche	coefficient
roches métamorphiques anciennes et plutoniques	1
roches volcaniques	2
roches sédimentaires consolidées	4
différents types de roches en zones plissées et faillées	10
roches sédimentaires non consolidées	32
alluvions récentes	40

**Facteurs anthropiques :** Les facteurs anthropiques sont nombreux et nous essaierons dans une partie ultérieure d'expliquer l'impact qu'ils peuvent avoir sur la mobilisation de matériel et sur le transfert des sédiments jusqu'à l'océan. Cependant, il semble qu'il soit

difficile de « modéliser » ces facteurs, du fait de leur diversité et des conséquences plus ou moins importantes selon la « réaction » des bassins. Dans leur modèle, Ludwig et al. (1998) ont introduit deux paramètres anthropiques : la densité des populations et le pourcentage de terres cultivées dans un bassin.

Les différents facteurs dont nous venons de faire une liste non exhaustive ne sont pas d'importance égale vis-à-vis de leur influence sur l'érosion (Morgan, 1986). Le modèle de Ludwig et Probst (1998) a montré à travers un nombre conséquent de paramètres mis en jeu que le ruissellement apparaîtrait être le paramètre déterminant avec la plus forte corrélation positive avec le taux d'érosion. De même, les précipitations (bilan annuel et variabilité) montrent des corrélations positives significatives alors qu'elles sont plus faibles pour les paramètres pente, indice d'érodibilité mécanique et végétation. Il est nécessaire de regarder également les liens existant entre les paramètres explicatifs : en effet, un paramètre peut montrer une corrélation avec l'érosion, car il dépend d'un second paramètre qui, lui, est un facteur de contrôle de l'érosion (comme la végétation avec le ruissellement ( $R=0,63$ ), ou les précipitations totales avec la variabilité des précipitations ( $R=0,87$ ), Ludwig et Probst 1998). Ce phénomène expliquerait pourquoi Ludwig et Probst (1998) trouvent une corrélation positive avec la végétation alors que l'on s'attendrait à trouver une corrélation négative en raison du caractère protecteur de la végétation contre l'érosion.

Ainsi, l'équation proposée par Ludwig et al. (1998) pour estimer les taux d'exportation de matières en suspension ( $F_{MES}$  en  $t.km^{-2}.an^{-1}$ ) peut se résumer à trois paramètres : le ruissellement ( $Q$ ), l'indice de variabilité des précipitations de Fournier (Four, calculé comme le rapport au carré des précipitations mensuelles du mois le plus humide sur les précipitations moyennes annuelles) et la pente.

$$F_{MES} = 0,020 (Q \times \text{pente} \times \text{Four}) \quad \text{nb de fleuves} = 58, \quad r=0,91.$$

En appliquant cette équation à l'ensemble des terres émergées, le flux total calculé est de  $14.8 \text{ Gt}.an^{-1}$ .

Cette équation peut être complexifiée pour améliorer les résultats en ajoutant un index caractérisant la dureté des roches. Les coefficients de régression de l'équation proposée varient alors quelque peu si les fleuves et rivières sont regroupés suivant leurs caractéristiques climatiques. Il est à noter que les coefficients sont alors plus grands pour les zones sous climat sec indiquant une érodabilité plus grande que pour les zones humides. Ces équations ont été appliquées à l'ensemble des terres émergées permettant d'obtenir une carte globale des flux spécifiques.



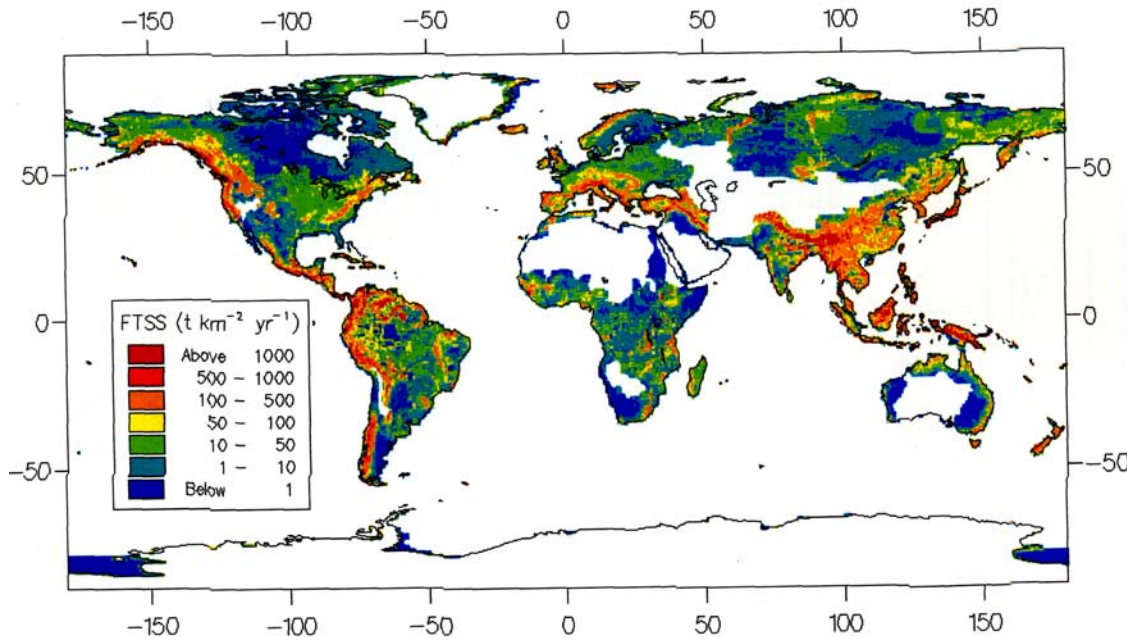


Figure I - 22 : Flux de sédiments spécifiques ( $t.km^{-2}.an^{-1}$ ) sur les continents modélisés avec les relations empiriques (Ludwig, 1997).

Tout récemment, Syvitski et al. (2003) ont présenté un nouveau modèle, à partir de données anciennes de Milliman et Syvitski (1992) et de nouvelles données (voir les références dans Syvitski et al., 2003) - soit un total de 340 fleuves et rivières - pour prédire les flux de sédiments à l'océan global, basé sur l'équation développée par Morehead et al. (2003). Les différents paramètres ont été extraits à l'aide d'un Système d'Informations Géographiques pour différents secteurs climatiques (**Tableau I - 11**). Nous avons vu précédemment avec les travaux de Ludwig et al. (1998), que différents coefficients avaient été obtenus selon le type de climat (Toundra et Taïga, tempéré humide, tropical humide et aride). L'équation que Syvitski et al. (2003) ont utilisée est de la forme :  $\overline{Qs} = \alpha_3 A^{\alpha_4} R^{\alpha_5} e^{k\overline{T}}$

- où, -  $\overline{Qs}$  est le flux de sédiments moyen basé sur des données à long terme (kg/s)
- $R$  est le relief (en m) défini comme la différence entre l'altitude la plus haute et l'altitude de la station de mesure des flux
- $A$  est la superficie du bassin ( $km^2$ )
- $\overline{T}$  est la température de surface moyenne du bassin étudié ( $^{\circ}C$ )
- $k, \alpha_3, \alpha_4$  et  $\alpha_5$  sont des constantes.

Les coefficients «  $k$  » et «  $\alpha_3, \alpha_4, \alpha_5$  », les flux moyens d'eau et de matières ont été déterminés pour différentes zones climatiques (**Tableau I - 11**).

Tableau I - 11 : Paramètres moyens des bassins de drainage par « zones climatiques », avec n le nombre de rivières testées ; Coefficients de détermination obtenus par Syvitski et al., 2003 avec comme indication les valeurs des coefficients de détermination ( $R^2$ ) ; Q étant les débits ( $m^3.s^{-1}$ ),  $Q_s$  les flux solides ( $kg.s^{-1}$ ) et Y les taux d'érosion ( $t.km^{-2}.an^{-1}$ ).

Zones climatiques	T	A ( $\times 10^3$ )	R	n	$\alpha_3$	$\alpha_4$	$\alpha_5$	k	$R^2$	Q	$Q_s$	Y
Polaire ( $T < 0^\circ C$ )	-9,5	390	1977	48	$2 \times 10^{-5}$	0,50	1,50	0,10	0,76	2666	219	120
Tempérée Nord (lat. $>30^\circ N$ , $T > 0^\circ C$ )	9,9	114	1724	162	$6,1 \times 10^{-5}$	0,55	1,12	0,07	0,63	981	581	549
Tropiques Nord (lat. $0-30^\circ N$ )	20,3	251	2552	62	0,31	0,40	0,66	-0,10	0,58	3799	1602	3648
Tropiques Sud (lat. $0-30^\circ S$ )	22,7	458	1875	42	0,57	0,50	0,37	-0,10	0,67	6570	1299	823
Tempérée Sud (lat. $>30^\circ S$ , $T > 0^\circ C$ )	9,2	68	1698	26	$1,3 \times 10^{-5}$	0,43	0,96	0	0,54	502	168	2999

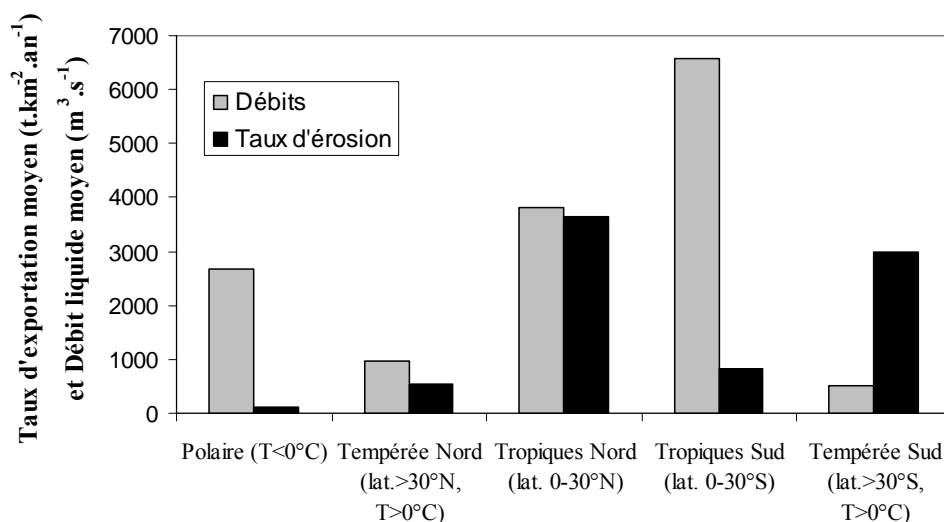


Figure I - 23 : Débits moyens et taux d'érosion de sédiments par zones climatiques.

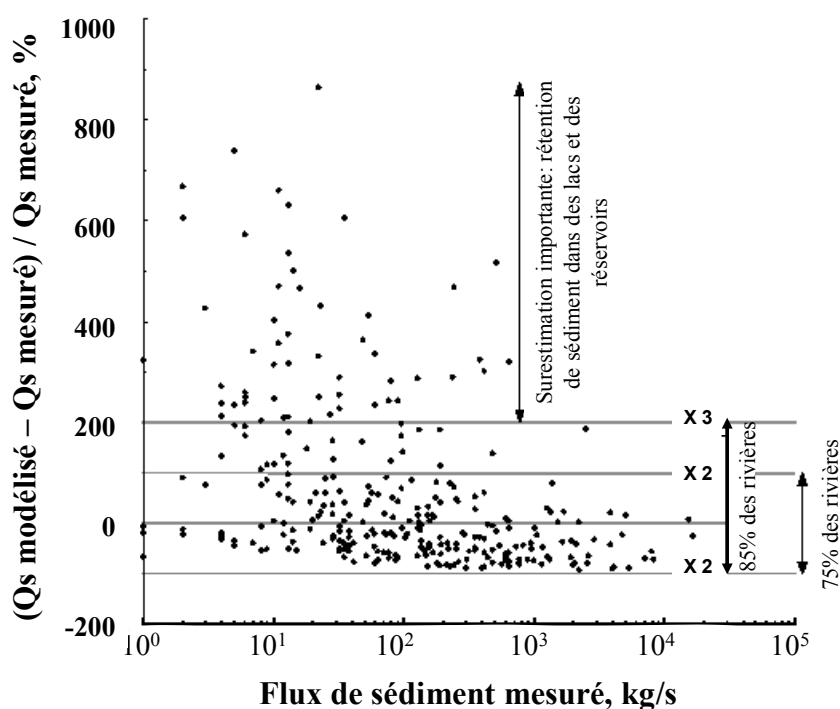


Figure I - 24 : Synthèse de la modélisation de Syvitski et al. (2003). Comparaison avec les flux mesurés.

Ce dernier modèle, prenant en compte un nombre considérable de fleuves, montre une grande robustesse avec 75% des rivières situées dans un intervalle acceptable (facteur 2). L'écart pour lequel les valeurs modélisées sont excessivement surestimées (15% des cas) serait attribué à des phénomènes de rétention dans des lacs ou des réservoirs. De plus, la compréhension des paramètres majeurs a permis aux auteurs de proposer un exemple de scénario d'évolution des flux de sédiments apportés à l'Océan en fonction des changements climatiques induisant des modifications dans les températures et ayant des répercussions sur les précipitations.

### **IV.4.4. Influences anthropiques**

Les activités économiques imposent une pression sur les zones naturelles, dont les conséquences dépendront du type d'activité et de la sensibilité du milieu. De nombreuses études ont montré l'impact des activités humaines sur les transferts des sédiments (e.g. Berner et Berner, 1987), dont l'essor a lieu dès 1950 avec la forte augmentation des changements d'usage des terres, la construction de barrages ou le développement urbain (Meybeck, 2001b).

La conquête de nouvelles terres par les hommes pour leur implantation dans un site passe par le défrichage et la création de zones agricoles et de pâturage, ce qui augmente la production et le transfert de MES (Milliman et al., 1987 ; De Boer, 1997). Le défrichage a augmenté les taux d'érosion de plus d'un ordre de grandeur (Douglas, 1996). La croissance rapide de la population et du développement industriel a contribué également à cette augmentation. A l'inverse, d'autres activités industrielles ont fait diminuer les apports en MES avec la construction de réservoirs artificiels piégeant les sédiments de l'amont (Walling, 1997). De même, la gestion des bassins avec le développement de l'agriculture intégrée et les améliorations dans les traitements d'effluents ont fait décroître les apports.

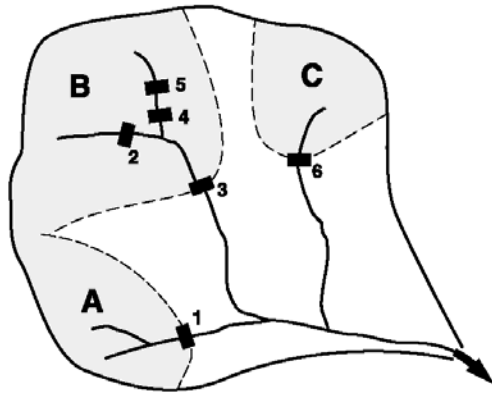
Les impacts des activités humaines ont été étudiés à travers le monde, incluant l'Europe, l'Amérique du Nord, l'Asie ou l'Afrique (e.g. Milliman et al., 1987 ; Walling, 1990 ; Woodward, 1995 ; Peart, 1997 ; Lu et Higgitt, 1998). Dedkov et Mozzherin (1992) ont estimé que près de 75% des taux d'érosion moyens des têtes de rivières méditerranéennes seraient à attribuer aux activités humaines. Alors que les impacts anthropiques sur le flux global ne peuvent pas être évalués avec un bon degré de précision, les activités anthropiques pourraient être directement ou indirectement responsables de 80 à 90% des flux délivrés aux zones côtières (Milliman et al., 1987 ; Douglas, 1996). Les changements dans les méthodes agricoles et les reforestations depuis les années 1950 ont permis de diminuer les flux de

l'Europe et de l'Amérique du Nord (Farnsworth et Milliman, 2003). A l'inverse, l'érosion est croissante dans les pays en voie de développement.

Les taux d'érosion très élevés sur le bassin de Taïwan (IV.3.2) mesurés dernièrement seraient le résultat de la construction de routes et des activités liées à l'agriculture intensive (Milliman, 1991 ; Kao et Lui, 1997) se superposant aux conditions naturelles (climatiques et topographiques). Ainsi, le taux moyen d'érosion après la construction des routes est-il quatre fois supérieur ( $12\,800\text{ t.km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ ) à la valeur mesurée avant l'implantation de ces infrastructures. Cette valeur est de  $2800\text{ t.km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ , ce qui est déjà 18 fois la valeur moyenne mondiale (Kao et Liu, 2002). Pour un bassin situé au dessus de 450 m, le facteur multiplicateur est bien plus élevé (40 fois) avec un flux spécifique atteignant  $110\,000\text{ t.km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ . Les pourcentages des apports liés à cette perturbation sont alors compris entre 75 et 95% des flux totaux.

Au Japon central, 57 sites situés sur les principaux fleuves et rivières ont été examinés, montrant les effets des activités humaines telles que l'utilisation des terres ou des travaux de construction et les sources d'effluents industriels et domestiques dans des aires où l'érosion naturelle produisant des MES est limitée (Siakeu et al., 2004). Les trois-quarts des sites ont montré une diminution des apports de sédiments depuis la fin des années 1970, alors que les débits liquides sont restés constants. Ce phénomène reflète les réductions des terres cultivées au profit de l'urbanisation et les travaux de contrôle pour limiter les apports de sédiments provenant de l'amont. Le quart restant montre des niveaux stables, voire des augmentations, des transferts de MES attribués à la forte densité de population.

En Europe, la plupart des fleuves montrent des flux en MES diminuant depuis les années 1950 dont certains de manière spectaculaire (Milliman, 2001) en réponse aux changements d'usages des terres et de diversions des rivières, qui ont des effets plus marqués que la construction de barrages. La construction de barrages est cependant notable sur le Rhône avec un stockage de 90% des flux, passant de  $59$  à  $6 \times 10^6\text{ t/an}$  (Pont, 1997). Dans le monde, on compte plus de 45000 grands barrages dont la hauteur dépasse 15 m alors que l'on en comptait 5000 en 1950. En étudiant 633 grands et 44000 petits barrages, Vörösmarty et al. (2003) ont estimé à plus de 50% les sédiments de bassins régulés potentiellement piégés dans les barrages (30% des grands barrages et 23% des petits réservoirs) en déterminant les taux de piégeage des différents grands barrages (**Figure I - 25**).



$$(1) \Delta\tau_{reg,j} = \frac{\sum_1^{n_j} V_i}{Q_j} \left( e.g. \frac{(V_2 + V_3 + V_4 + V_5)}{Q_B} \right)$$

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

$$(3) TE_{bas} = \frac{\sum_1^m TE_{reg,j} Q_j}{Q_m}$$

Figure I - 25 : Protocole de prédiction des taux de piégeage de sédiments pour les grands réservoirs (d'après Vörösmarty et al., 2003).

Avec :

$\Delta\tau_{reg,j}$  : 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  $i$  ;

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

$Q_m$  : débit à l'exutoire du bassin ;

$n_j$  : nombre de réservoir dans chaque sous-bassin  $j$  ;

$m$  : nombre de sous-bassins régulés.

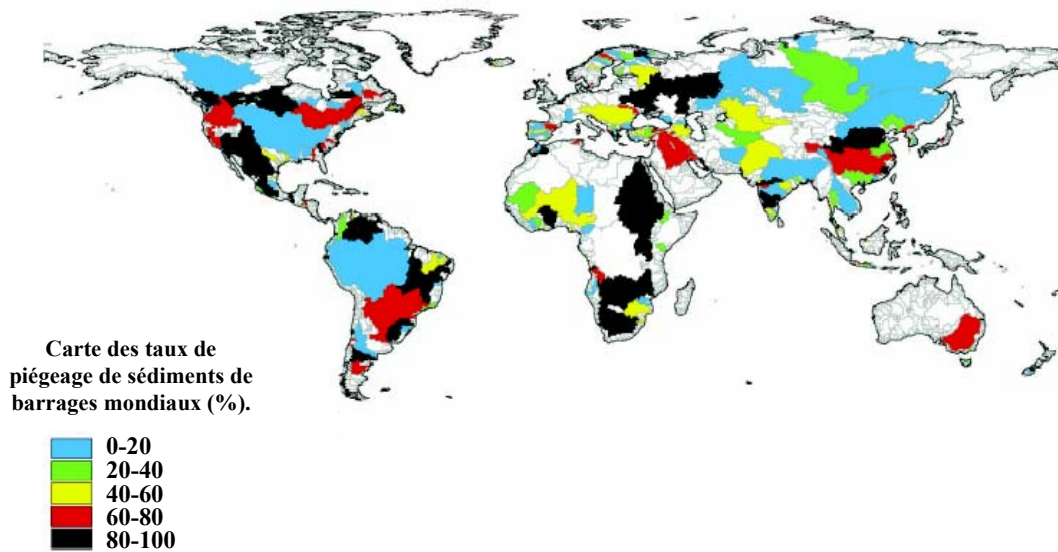


Figure I - 26 : Répartition géographique globale des taux de piégeage des sédiments retenus dans les grands barrages étudiés (Vörösmarty et al., 2003).

L'interception des sédiments dans les rivières régulées et non régulées est variable selon les barrages (**Figure I - 26**). Avec 24% des débits liquides continentaux interceptés localement par les grands barrages, le taux de piégeage total est estimé à 25-30% du flux global, soit une rétention de 4-5 Gt. an<sup>-1</sup> de sédiments (Vörösmarty et al., 2003). Le flux « moderne » alors établi en soustrayant ces flux serait compris entre 10 et 16 Gt. an<sup>-1</sup>. Cependant, le flux global pourrait être revu à la baisse dans un avenir proche en raison de la mise en service d'environ 800 000 petites retenues (McCully, 1996) et de nouveaux barrages en construction (Vörösmarty et al., 2003). En Belgique, 8 des 100 petits bassins de rétention construits contre les crues ont été étudiés et ont montré des taux de piégeage variant de 58% à la période printemps-été à 96% en automne-hiver, en fonction des conditions hydrologiques (Verstraeten et Poesen, 2001b).

La décroissance des apports à la zone côtière implique l'augmentation de l'érosion des deltas du Rhône, de l'Ebre et du Pô (Mariño, 1992 ; Corre, 1992 ; Sestini 1992) et peut causer une diminution d'eutrophisation des zones estuariennes et côtières.

## **IV.5. QUALITE ET REPRESENTATIVITE DES BANQUES DE DONNEES DE FLUX DES MODELES « GLOBAUX »**

### **IV.5.1. Sous-estimation du bed-load**

La plupart des modèles présentés ne tient pas compte du transport de fond, encore peu quantifié. Holland (1981) a ajouté 10% aux estimations de Holeman (1968) pour tenir compte du transport de fond et donner un chiffre de transport solide total ; il s'avère pourtant que (comme souligné dans III.4.2.1) dans certaines régions telles les zones montagneuses, il est plus important.

### **IV.5.2. Les petites rivières sous-échantillonnées**

De tous les modèles exposés plus haut, les modèles de régression sont basés sur des banques de données de grands bassins et les flux de sédiments sur l'extrapolation de ces régressions. Malgré leur nombre, très peu de suivis sont réalisés sur les petites rivières. Or, ces rivières peuvent présenter des taux d'érosion nettement supérieurs aux grandes rivières, en relation avec les événements de crues et les glissements de terrains. Toutefois, le manque de telles données précises reste un problème fondamental pour l'estimation des flux (Syvitski,

2003). Par exemple, les 460 rivières montagneuses des six îles des Indes de l'Est (Sumatra, Java, Bornéo, Celebes, Timor et la Nouvelle Guinée) drainent une surface équivalente à un tiers de la superficie de l'Amazone, mais l'estimation de leurs apports ( $4,2 \times 10^9 \text{ t} \cdot \text{an}^{-1}$ ) serait comprise entre quatre et sept fois supérieure à celle de l'Amazone dont les plus récentes estimations sont comprises entre  $0,6-1,1 \times 10^9 \text{ t} \cdot \text{an}^{-1}$  (Milliman et al., 1999 ; Filizola, 2003 ; Seyler et al., sous presse).

### **IV.5.3. Flux nets aux océans**

En 1996, Meade a souligné que toutes les valeurs proposées dans la littérature concernant le flux global à l'océan représentaient non pas des estimations d'exportation à l'océan mais des estimations de flux mesurés au niveau de stations situées le plus en aval du continent, les dernières avant l'entrée dans les estuaires ou dans les zones côtières. Cependant, ces valeurs ne tiennent pas compte des filtres naturels (estuaires, deltas, plateaux tidaux) où une grande partie de sédiments peut être piégée. Dans le cas de l'Amazone, 20% des sédiments sont retenus au niveau du Delta ; ce chiffre s'élève à 55% pour la combinaison des apports Ganges et Brahmapoutre et jusqu'à 82% pour le Fleuve Jaune ; le reste étant déposé sur les plateaux et les côtes.

### **IV.5.4. Variabilité interannuelle des flux et banques de données pré-anthropiques**

#### ***IV.5.4.1. Variabilité interannuelle à l'échelle globale***

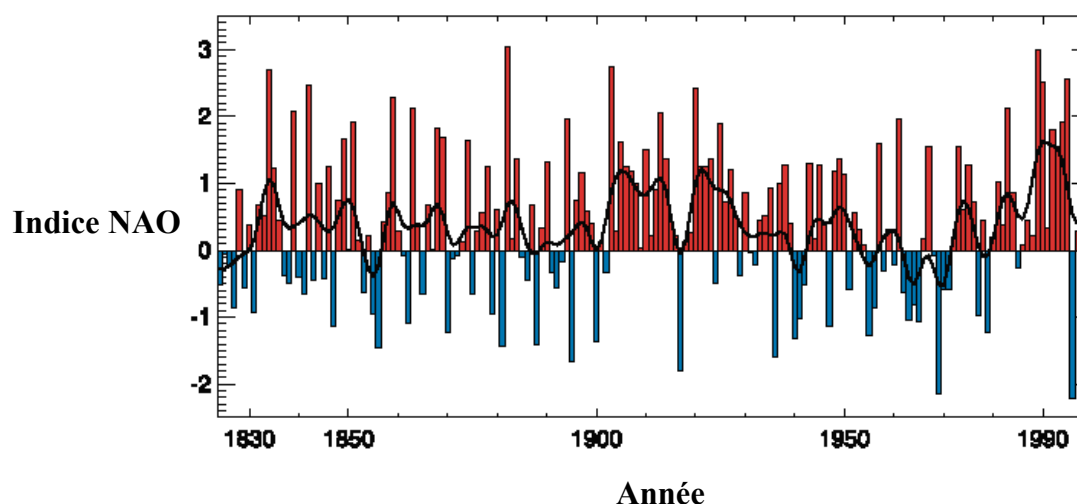
Les hydrosystèmes (rivières et fleuves) font partie du cycle de l'eau et à ce titre sont influencés par le climat et les conditions météorologiques (e.g. précipitation, évaporation, température) et inversement.

Une autre limite des banques de données constituées pour l'élaboration de modèles concerne les variabilités interannuelles des flux et le nombre d'années de suivi utilisé pour déterminer une moyenne de flux exporté. En effet, la plupart des données utilisées sont basées sur un suivi à court terme, de seulement quelques années, voire même une seule année dans certains cas.

Les récentes études ont montré un couplage entre les débits des rivières et les oscillations climatiques comme « El Niño » induisant une périodicité multi-décadale dans les variations périodes humides-périodes sèches (Inman et Jenkins, 1999). Les périodes sèches

sont alors caractérisées par des apports réduits de sédiments. A l'opposé, Syvitski et Morehead (1999) ont observé, durant les périodes humides, des flux de sédiments cinq fois supérieurs aux flux de la période sèche dans les rivières sud-californiennes. Durant ces périodes humides sur ces rivières californiennes, Hu et al (2000) indiquent que les flux sur le Fleuve Jaune sont faibles, ce qui indique une réponse opposée à celles des rivières californiennes (Syvitski, 2003).

Le suivi à long-terme des débits sur certaines stations permet de calculer un débit moyen annuel (Qint) et de mettre en évidence des variations de débits d'une année sur l'autre autour de cette valeur. En se basant sur une banque de données hydrologiques faite depuis le début du siècle, Probst et Tardy (1985) ont montré que l'hydroclimatologie du Bassin Aquitain était caractérisée par une grande période humide (1914-1941), une période sèche (1942-1958) et une période intermédiaire (1959-1978). Ces périodes seraient liées aux variations du coefficient climatique moyen du Bassin de l'Aquitaine dues à des fluctuations au niveau de la circulation générale de l'atmosphère (Probst et Tardy, 1985). Ainsi, les conditions hydrologiques seraient caractérisées par l'alternance de périodes sèches et humides de 10 à 15 ans (Tardy et Probst, 1985), fréquence caractéristique du NAO (North Atlantic Oscillation<sup>2</sup> ; **Figure I - 27**).



**Figure I - 27** : Courbe des indices NAO (d'après Sarachik et Alverson, 2000).

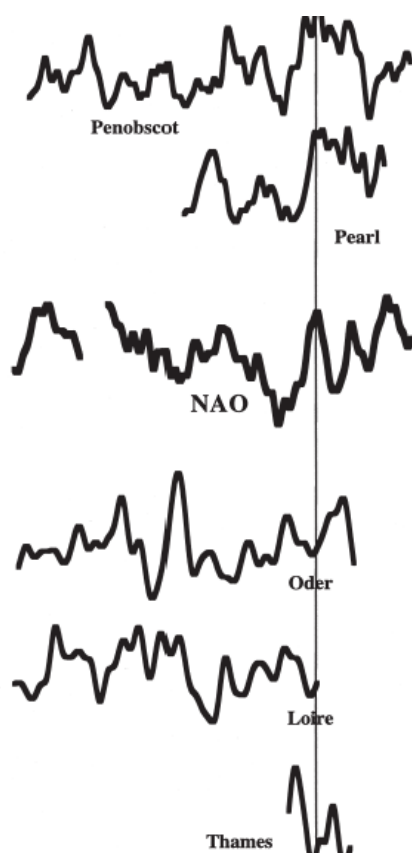
Milliman (2001) a comparé les moyennes mobiles (calculées sur 5 ans) des débits de rivières du Sud des Etats-Unis, la Tamise et la Loire avec l'indice NAO. Théoriquement, quand l'indice NAO est positif (pressions élevées aux Açores et basses en Islande), d'intenses

---

<sup>2</sup> On caractérise l'oscillation Nord Atlantique par un indice défini comme la différence de pression entre les Açores et l'Islande.



vents d'ouest souffleraient entre les 50° et 60° de latitude Nord et seraient liés à des dépressions qui se dirigeraient ensuite vers l'Europe du Nord comme au début des années 1990. Cet état serait associé à des hivers doux et pluvieux sur l'Europe du Nord et l'Ouest de la Sibérie. En revanche, dans la partie ouest de la péninsule ibérique et du Maroc, sur l'Italie, ces conditions seraient favorables à la sécheresse. Toutefois, dans l'étude de Milliman (2001), les valeurs positives du NAO coïncideraient avec les périodes humides au niveau des rivières du Sud des Etats-Unis et avec des périodes sèches pour les rivières européennes. Cette observation suggérerait des déphasages entre l'indice NAO et les périodes humides d'un côté et la réponse hydrologique de l'autre.



**Figure I - 28 : Evolution des débits (moyenne mobile sur 5 ans) de différentes rivières en comparaison de l'évolution de l'indice NAO (d'après Milliman, 2001).**

Au niveau du Sud-Ouest de la France, une telle variation des débits a été enregistrée et sera abordée dans le chapitre II (II.4.2.2).

### **IV.5.4.2. Flux pré-anthropiques**

De même, la plupart des mesures ont été effectuées dans les années 1960 et 1970 alors que les grands barrages ont été construits dans les années 1970. Vu ce que nous avons pu observer sur leur impact dans la rétention des flux, la plupart des modèles se basent sur des données pré-anthropiques et surestiment les flux exportés. Ainsi, Vörösmarty et al. (1997a) ont estimé que 15% de l'eau étaient conservés dans les grands ouvrages (hauteur supérieure à 15 m) et que 25-30% des flux de sédiments étaient retenus, donnant une idée de la surestimation des flux globaux proposés jusqu'alors. Il est alors risqué d'utiliser des données anciennes et il serait nécessaire de mettre à jour la plupart des données compte tenu des modifications qui ont eu lieu (Farnsworth et Milliman, 2003).

Toutefois, le nombre de nouvelles données diminue chaque année en raison des cessations de stations de suivi. Lanfear et Hirsch (1999) ont estimé qu'au début des années 1990, une centaine de stations hydrologiques américaines était arrêtée chaque année. Farnsworth et Milliman (2003) soulignent qu'il est presque impossible depuis les années 1980 d'obtenir des données sur les rivières et fleuves français !

Lors de notre synthèse sur les paramètres naturels influant sur les taux d'érosion, nous avons pu voir au travers de plusieurs exemples la validité de certains modèles pour expliquer les taux d'érosion voire pour prédire les apports à l'océan en prévision d'un éventuel changement climatique (e.g. Syvitski et al., 2003).

Le plus gros challenge sera de déterminer des données spatiales appropriées représentant les différents aspects des activités humaines, telles que les types d'industries ou l'intensité et la nature des activités agricoles (Siakeu et al., 2004). Verstraeten et al. (2003), en effectuant des analyses quantitatives et semi-qualitatives sur la variabilité des taux d'érosion en Espagne, ont conclu que les faibles capacités de prédiction par des méthodes quantitatives étaient la conséquence d'une mauvaise résolution des données de couvertures de sol. De même, la prise en compte du piégeage des sédiments par les réservoirs (barrages) sera fondamentale pour la compréhension des apports solides futurs à la zone côtière (Hu et al., 2001). C'est un des objectifs du programme EUROSION mis en place à la demande de la Commission européenne en 2001 pour évaluer l'impact anthropique sur l'érosion côtière européenne. Les flux de matières en suspension y ont fait l'objet d'un rapport chiffrant l'impact des barrages en Europe sur le changement des flux de sédiments apportés à la mer. Ainsi, les grands travaux de régulation des cours d'eau démarrés dans les années 1950 en interrompant le transport de sédiments fluviaux causent un déficit annuel de sédiments estimé à 100 millions de tonnes (Source banque de données EUROSION).

## **V. ETUDE REGIONALE DU SUD-OUEST DE LA FRANCE**

Ici sont brièvement résumés les résultats majeurs des premières recherches faites à l'UMR 5805 sur le thème Erosion et Transports fluviaux dans le Sud-ouest de la France, après une courte évocation, à titre de comparaison, de ce qui a été fait à l'échelle nationale.

A l'échelle de la France, une étude réalisée par l'INRA sur la demande de l'Institut Français de l'Environnement (Ifen) et du Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement a mis en évidence l'importance des phénomènes d'érosion (Montier et al., 1998). L'évaluation des zonages typologiques des aléas a été permise par un croisement de données concernant la nature des sols et leur occupation, de données météorologiques moyennes mensuelles, un modèle numérique de terrain (résolution 250 m) et un recensement général agricole. On constate que le Sud-Ouest de la France présente de vastes zones à risques très forts, notamment à cause des précipitations très élevées s'abattant sur des zones de forts reliefs.

Une étude sur l'analyse spatiale du risque d'érosion à l'échelle du Sud-Ouest de la France a été effectuée dans le cadre de la thèse de Maneux (1998). De 1994 à 1997, un réseau de prélèvement « CLASSE ECO-FLEUVES » a permis d'obtenir des estimations sur les flux de MES de bassins versants de 200 km<sup>2</sup> à 53 000 km<sup>2</sup>, dont les taux d'érosion allaient de 3 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (à l'aval des grands barrages de la Dordogne) à ~150 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> sur le Tarn. La fréquence de l'échantillonnage a laissé une marge importante à l'incertitude des taux proposés : pas de temps journaliers parfois non respectés lors de crues, ce qui se révélera très néfaste). Un Système d'Informations Géographiques a permis d'analyser des bases de données dont celles concernant l'occupation du sol (CORINE Land Cover) et celles issues d'un MNT de 525 m x 525 m.

Le résultat de ces croisements a permis d'aboutir à la carte du risque d'érosion des sols pour les bassins versant Adour, Dordogne et Garonne (**Figure I - 30**) qui met essentiellement en évidence des taux d'érosion élevés sur les reliefs et dans des zones où les précipitations sont importantes.

L'analyse multifactorielle a montré que le drainage était le principal facteur déterminant les flux et dans une moindre mesure l'indice d'érosion des sols et le piégeage par les barrages (Maneux, 1998). Cependant, Maneux (1998) conclut que l'amélioration du modèle d'érosion passe également par une meilleure quantification des flux de MES mesurés.

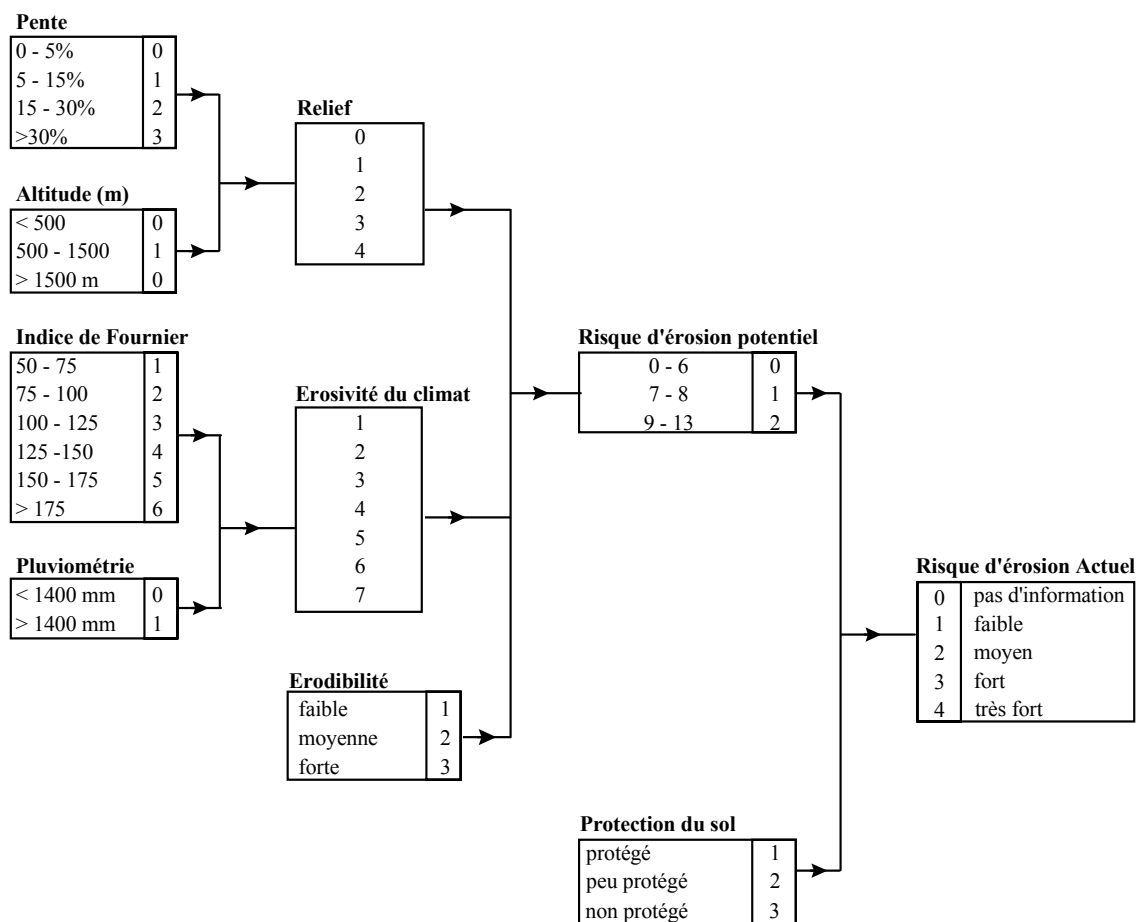


Figure I - 29 : Méthode de classification et de croisement des données topographiques, climatiques et d'occupation du sol pour le SIG Erosion des bassins versants Adour, Garonne, et Dordogne employée par Maneux (1998).

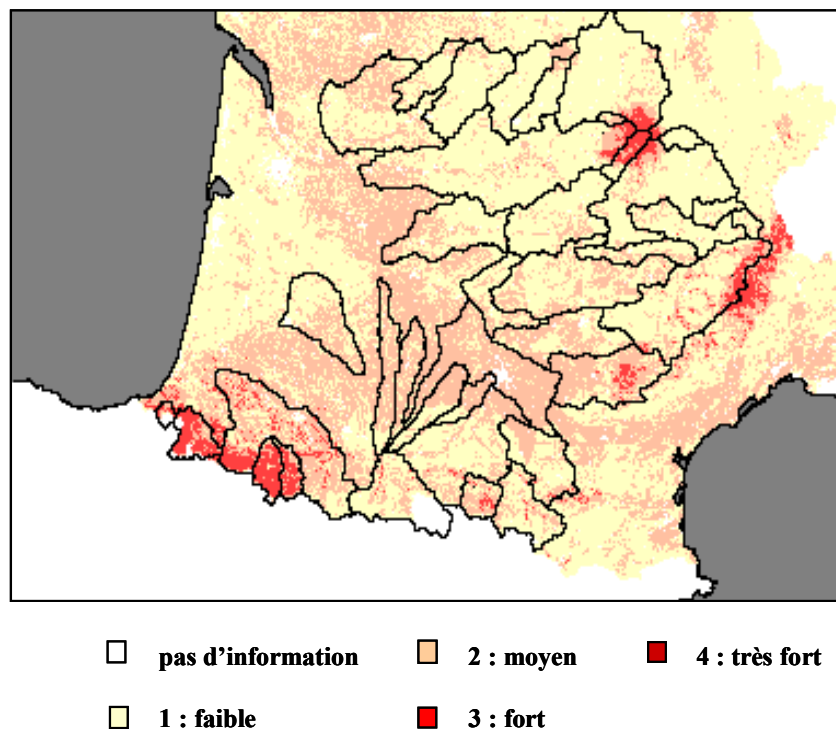


Figure I - 30 : Carte du risque d'érosion des sols : croisement de l'indice de Fournier, de la pente, de l'érodibilité du sol et de l'indice de protection du sol par la végétation (Maneux, 1998).

## **VI. AXES DE RECHERCHE DE CETTE ETUDE**

De la revue bibliographique ainsi faite, il apparaît qu'érosion hydrique et mesure des transports fluviaux en suspension sont deux concepts fondamentaux dans l'étude de la dynamique actuelle de l'érosion continentale de notre région.

De plus, il ressort la nécessité, si l'on veut aboutir à une bonne compréhension des phénomènes et à des bilans fiables, de procéder :

- à une fréquence d'échantillonnages à pas de temps serré (variabilité saisonnière vraisemblablement forte et spécificité des épisodes hydrologiques majeurs, crues et étiages) ;
- à des séries de mesures sur une période longue (viser la décennie) pour intégrer la variabilité interannuelle à prévoir très forte elle aussi ;
- à des études menées sur des échelles spatiales différentes pour mieux cerner les paramètres forçants.

Enfin, associés aux transports solides et aux processus d'érosion, deux paramètres paraissent fondamentaux à étudier :

- la charge organique des eaux, influant sur la qualité biogéochimique globale des eaux (leur oxygénation entre autres) ;
- les micropolluants métalliques dans une région où l'impact anthropique est fort (pollution polymétallique reconnue de la vallée du Lot).

Il paraît donc important de relier le comportement de ces paramètres avec les apports en MES, sachant que ce genre d'études, pour être complètes, doit obligatoirement nécessiter la mesure de ces composants dans la phase dissoute. En effet, il existe un équilibre permanent entre les phases particulaires et dissoutes de ces paramètres en milieu aqueux.

Pour garder une unité cohérente dans le manuscrit et parce que les personnes lisant cette thèse peuvent être plus sensibles à la problématique érosion/carbone organique ou à celle érosion/métaux, les généralités concernant le carbone organique et les métaux ne sont pas présentés dans cette synthèse bibliographique mais au début des chapitres respectifs.









## - CHAPITRE II -

### RESEAU D'OBSERVATION, STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE ET METHODES ANALYTIQUES

---



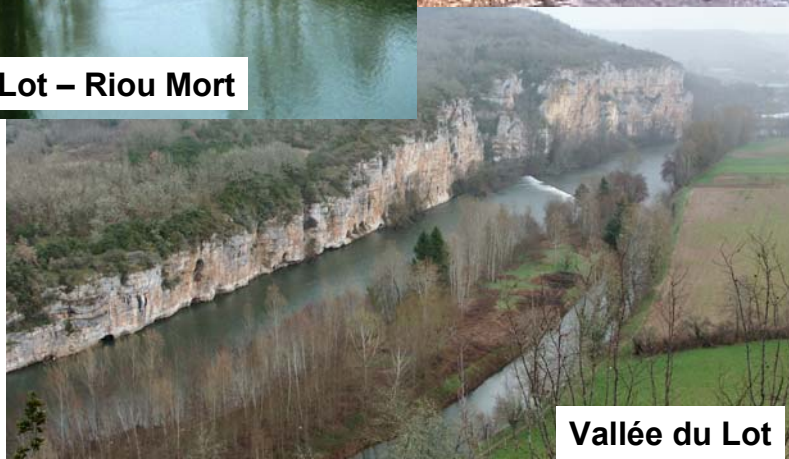
Nive des Aldudes



Riou Mort - Firmi



Confluence Lot – Riou Mort



Vallée du Lot

## **CHAPITRE II**

### **RESEAU D'OBSERVATION, STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE ET METHODES ANALYTIQUES**

---

#### **Résumé –**

Ce chapitre peut être résumé en deux parties :

➤ La zone d'étude principale correspondant aux bassins versants de l'Adour et de la Garonne est d'abord décrite en tenant compte des contextes géologique, topographique et géomorphologique. En chacune des stations étudiées, la situation hydrologique est ensuite précisée, révélant que les flux de matières en suspension déterminés entre 2002 et 2004 correspondent, dans l'ensemble, à un cycle de période sèche. Les spécificités du bassin du Congo (Zaïre), dont l'étude des flux organiques en milieu aqueux a été consignée en tant que comparaison avec nos données de zone à climat tempéré, ont été rassemblées dans le chapitre IV.

➤ Après avoir donné les précisions opérationnelles du réseau (e.g. stations de suivi, pas de temps d'échantillonnage), les différentes techniques sont ensuite passées en revue (prélèvements et analyses) permettant de mesurer :

- les teneurs en matières en suspension (MES) ;
- la teneur en matière organique des eaux (phase particulaire et dissoute) ;
- les teneurs en métaux, elles aussi dans les deux phases ; précisons que

l'étude des transferts en MES et en ETM du bassin de Riou Mort est consignée dans une partie individuelle du chapitre V où sont décrites précisément les caractéristiques du bassin et les quatre stations de suivi à pas de temps de mesures très serrés ; de plus, différentes missions de prélèvements (laisses de crue, campagne de prospection) ont été entreprises en compléments de ces quatre stations et décrites dans le chapitre V.

## **I. INTRODUCTION**

Les rivières et fleuves étudiés principalement entre 2002 et 2004 font partie des bassins versants de la Garonne (52 000 km<sup>2</sup>), de la Dordogne (24 500 km<sup>2</sup>), de l'Adour (16 800 km<sup>2</sup>) et des petits bassins côtiers (8 000 km<sup>2</sup>) comme celui de la Nivelle. Pour une vue complète, des valeurs de MES du bassin de la Charente (8 450 km<sup>2</sup>) ont été aussi consignées. Ils constituent un réseau de drainage appartenant au grand ensemble sédimentaire du Bassin Aquitain, bordé par deux chaînes montagneuses majeures : les Pyrénées et le Massif Central.

Les caractéristiques variées de cette zone représentative du climat tempéré humide nous ont permis de sélectionner des bassins présentant de forts contrastes et d'y étudier en chaque site, les transferts de matières en suspension (MES). Ils viennent compléter les sites déjà existant à l'exutoire de la Garonne, de la Dordogne ou du Lot suivis par l'équipe TGM de l'UMR CNRS 5805 EPOC de Bordeaux 1 et forme ainsi un vaste réseau d'observation du Sud-Ouest de la France. De plus, certains sites ont bénéficié d'études complémentaires (données de carbone organique, sédimentaire, métaux traces) dont les techniques analytiques sont résumées dans cette partie.

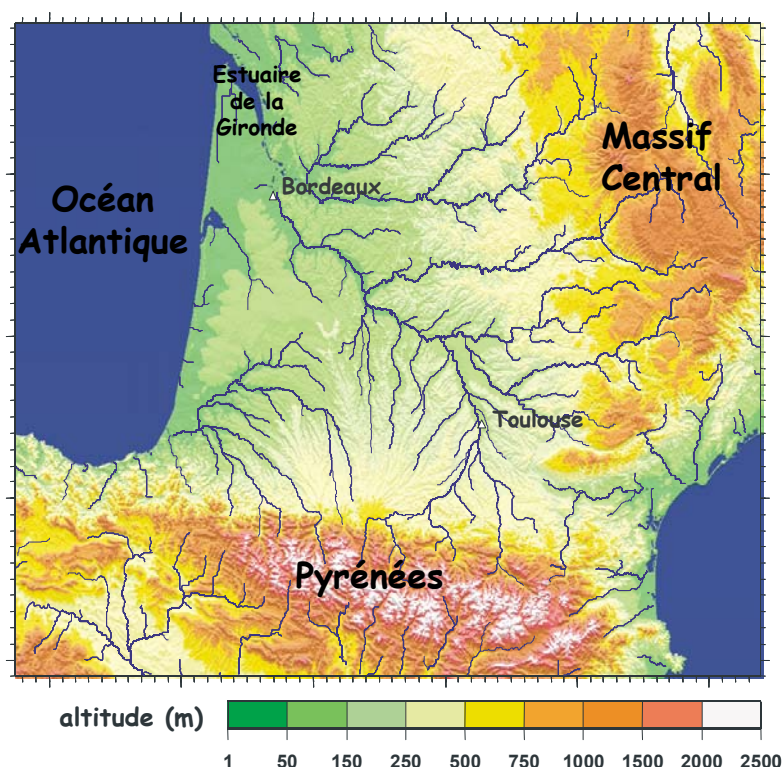
Dans le cadre du programme PEGI, nous avons pu disposer d'une banque de données saisonnières, uniques, dans le bassin du Congo. Ainsi, avons-nous voulu dresser une étude comparative de deux milieux très contrastés : la Nivelle et le Congo. Ces deux bassins se distinguent d'un côté par des taux d'érosion importants avec un fort impact d'événements hydrologiques brefs (crues) pour la Nivelle opposés à une faible érosion et des cycles hydrologiques lentement évolutifs (basses eaux / hautes eaux) sur les cycles de MES et érosion pour le Congo. Le descriptif du bassin du Congo et des stations associées sera fait dans le chapitre IV en raison du fait que ce système est très annexe au Sud-Ouest aquitain, site majeur de cette étude.

## **II. PRESENTATION DU RESEAU D'OBSERVATION**

### **II.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE, TOPOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE REGIONAL**

Le Bassin Aquitain est un bassin sédimentaire, délimité à l'Est et Nord-Est par le Massif Central (dont l'altitude maximale est de 1886 m au Puy de Sancy), au Sud par les Pyrénées (3404 m au pic d'Aneto) et à l'Ouest par l'océan Atlantique sur lequel il est largement ouvert (Golfe de Gascogne) (**Figure II - 1**).

Les Pyrénées, chaîne polyorogénique, intracontinentale, rectiligne et de direction N110, se caractérisent par un relief marqué et une altitude contrastée. Deux sous-ensembles peuvent être distingués : la zone de piedmont (altitudes comprises entre 300 et 1000 m) et les montagnes pyrénéennes (500-3300 m). Le socle est entièrement métamorphique, constitué pour l'essentiel de gneiss. La couverture discordante est d'âge paléozoïque et constituée essentiellement de carbonates. Constituée par la pénéplaine résultant du démantèlement d'une chaîne hercynienne, la zone axiale fut couverte de dépôts secondaires. Au Tertiaire (Eocène-Oligocène), les mouvements orogéniques provoquèrent la surrection des Pyrénées entraînant le plissement de la bordure sédimentaire.



**Figure II - 1 : Présentation topographique du Bassin Aquitain (MNT issus des données du BRGM).**

Le Massif Central est une chaîne ancienne d'orogène paléozoïque mise en place lors du plissement hercynien, pénéplané au secondaire, relevé dès le début du tertiaire avec la surrection des Alpes. Il présente une altitude moyenne de 800 m et couvre une superficie de 85000 km<sup>2</sup>. Il est constitué essentiellement de grands ensembles de collines et de monts développés sur roches acides du Primaire (schistes, gneiss, granite). La rigidité du matériel cristallin explique le nombre et l'importance des fractures. Les industries se sont développées sur les bordures du Massif Central riches en minerais (données cartes BRGM) et où se sont accumulés les dépôts houillers du Carbonifère comme dans le bassin de Decazeville.

Avec une altitude moyenne de 135 m, le Bassin Aquitain constitue la majeure partie des Régions Aquitaine et Midi-Pyrénées ainsi qu'une portion de la Région Poitou-Charentes. Les séries sédimentaires d'âge secondaire, essentiellement calcaires, ont été recouvertes, au centre et au Sud du Bassin Aquitain, par une grande épaisseur de dépôts détritiques (molasse) d'âge Tertiaire et Quaternaire, issus de l'érosion pyrénéenne et dont l'accumulation forme l'actuel piémont pyrénéen. Au Quaternaire est venu se superposer, au pied du massif pyrénéen, le vaste cône de déjection caillouteux du plateau de Lannemezan, construit par les torrents pyrénéens alimentés par la fonte des glaciers. Les séries métamorphiques (schistes, micaschistes et gneiss) se sont développées, quant à elles, en bordure de certains terrains cristallins.

Trois grandes unités régionales peuvent être distinguées: au nord de la Garonne s'étendent des plaines et des plateaux karstiques (causses du Quercy, Périgord) développés dans les affleurements de calcaires secondaires et relevés au contact du Massif Central ; au sud de la Garonne, le paysage est caractérisé par des collines molassiques, dissymétriques et découpées dans le piémont détritique par les cours d'eau pyrénéens (Adour, Gaves). Constituées essentiellement de roches tendres et disposées en éventail au pied des montagnes, elles forment un relief peu marqué : Coteaux de Gascogne, collines de l'Armagnac et du Gers, Chalosse. L'ample vallée de la Garonne se caractérise par ses terrasses alluviales étagées ou emboîtées. À l'ouest, en bordure de l'Océan Atlantique, s'étend la vaste plaine sableuse des Landes, immense épandage de sables quaternaires.

## **II.2. CLIMATOLOGIE ET HYDROLOGIE GENERALE DE LA ZONE D'ETUDE**

### **II.2.1. Climatologie**

Le bassin Aquitain est soumis à un climat océanique (hiver doux et humide, été sec et frais avec une pluviométrie annuelle ~600 mm) sur la façade atlantique. Puis en se décalant géographiquement vers l'Est, il passe à un climat océanique dégradé (climat océanique pouvant subir des influences continentales venant de l'Est de l'Europe). En bordure des reliefs, le climat est continental avec des températures relevées en hiver de 0°C à plus de 30°C en été. En outre, les précipitations sont plus fortes en été avec de nombreux orages qu'en hiver où les précipitations sont sous forme de neige. Les précipitations peuvent dépasser les 2200 mm dans le Massif Central.

## **II.2.2. Régimes hydrologiques**

Les débits sont indirectement reliés aux précipitations. Si l'évaporation reste constante sur une période donnée, les débits suivent alors au cours de cette période les variations des précipitations. Le problème majeur dans la modélisation de la relation précipitation-débit est lié au fait que les précipitations ne s'écoulent pas toujours directement et peuvent être stockées dans le manteau neigeux, glaciers ou dans les aquifères. Suivant la présence ou non d'un stock d'eau sous forme de neige ou de glace dans un bassin versant, on distingue divers types de régimes hydrologiques.

Trois types de régimes hydrologiques sont observés sur le Sud-Ouest de la France (Pardé, 1956). Un régime nivo-pluvial caractérisé par des hautes eaux de printemps (avril-juin) dues au réchauffement des températures entraînant la fonte des neiges ainsi qu'à de fortes précipitations causant des crues intenses et souvent de courtes durées, et des étiages durant l'été sauf orages. Ce régime caractérise les rivières pyrénéennes (Gaves Réunis, Nive, Garonne Amont, Nivelle). Un régime pluvial ou pluvio-nival touchant les rivières du Massif Central (Lot, Dordogne, Tarn) caractérisé par des maxima en février et mars (crues hivernales) et des étiages de fins d'été. Un régime pluvial simple localisé à l'Ouest (sous l'influence de la façade atlantique) et affectant les rivières des coteaux de Gascogne, l'Adour ou son affluent la Midouze.

## **II.2.3. Apports liquides moyens annuels au Golfe de Gascogne**

Les superficies des bassins versants des deux estuaires Adour et Gironde de la façade Sud-Ouest Atlantique sont respectivement de 16000 km<sup>2</sup> (Snoussi, 1986) et 77 000 km<sup>2</sup> (Schäfer et al., 2002). La Garonne et la Dordogne sont les principaux affluents de l'estuaire de la Gironde (**Figure II - 2**). Certaines stations hydrologiques existent depuis le début du siècle sur le système Garonne-Dordogne-Adour et permettent d'analyser les variations temporelles des débits à partir d'enregistrements historiques (**Figure II - 4**). L'estimation du volume moyen d'eau exporté annuellement par la Dordogne et la Garonne a été réévaluée à la hausse par Schäfer et al. (2002). En effet, les stations de jaugeage les plus en aval (La Réole et Pessac sur Dordogne) n'intègrent pas la totalité des bassins versants. Ainsi, la dernière estimation est de 34,3 km<sup>3</sup> d'eau par an soit un débit annuel de 1087 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Schäfer et al., 2002) avec un rapport Garonne-Dordogne de 59:41.

Basé sur les débits moyens de l'Adour à Port de Lanne, des Gaves et de la Nive, l'Adour exporte annuellement 10,2 km<sup>3</sup> d'eau dans le Golfe de Gascogne.

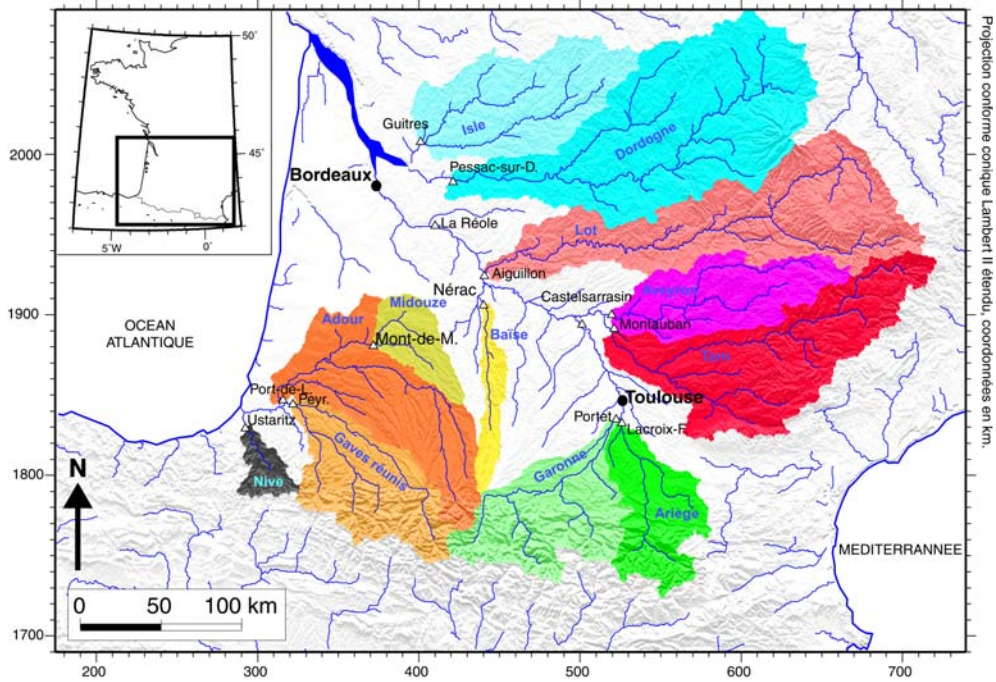


Figure II - 2 : Présentation des bassins versants majeurs du système Adour-Garonne-Dordogne.

### II.3. OCCUPATION DU SOL

La densité humaine moyenne est de  $\sim 70$  hab/km<sup>2</sup> avec uniquement Toulouse comme grande agglomération (750 000 hab) située sur notre zone d'étude.

La région étudiée montre quelques hétérogénéités quant à l'utilisation du sol. Globalement, elle est fortement agricole essentiellement au niveau des coteaux de Gascogne (75%) où l'essentiel des activités agricoles sont centrées sur la vigne et les vergers. La couverture forestière est majoritaire uniquement pour l'Adour et forte pour l'Isle et la Dordogne (Figure II - 3). Les activités industrielles sont essentiellement développées dans les agglomérations.

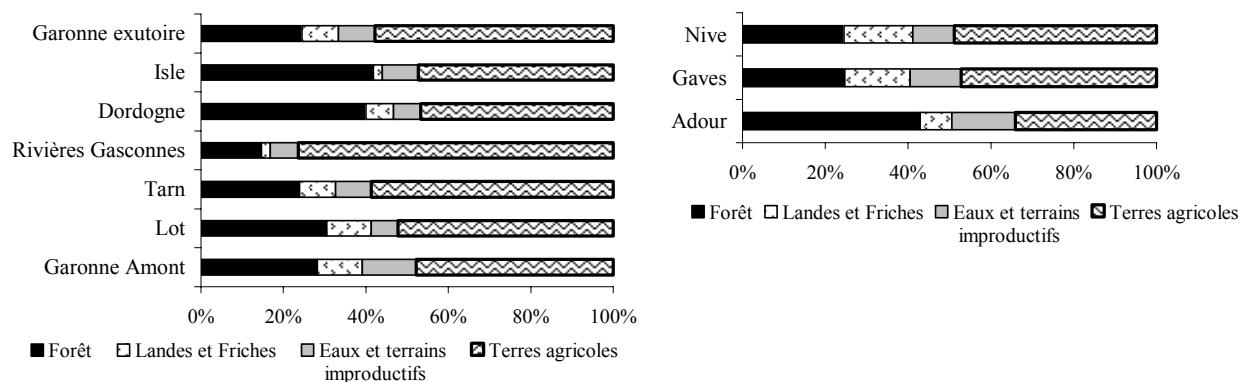


Figure II - 3 : Superficie relative des types d'utilisation des sols pour les bassins versants majeurs (d'après Veyssy, 1998 ; données Ministère de l'agriculture et de la forêt, 1993).

## II.4. CARACTERISTIQUES SPECIFIQUES DES SITES

### II.4.1. Localisation

La Figure II - 4 présente la situation géographique des 20 stations suivies.

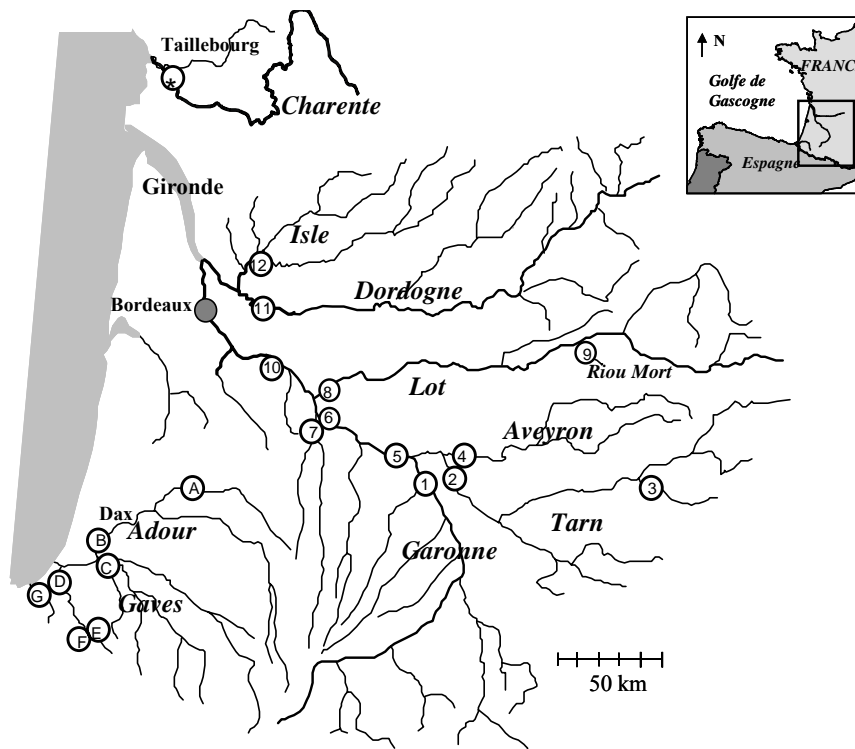


Figure II - 4 : Réseau d'observation du Sud-Ouest de la France (les sites d'échantillonnages sont représentés par des cercles annotés, références et caractéristiques dans Tableau II - 1.

Tableau II - 1 : Référence des stations et caractéristiques des bassins étudiés (les débits et débits spécifiques sont des valeurs moyennes interannuelles ; données DIREN Aquitaine, Midi Pyrénées).

Code	Rivière	Station	Superficie (km <sup>2</sup> )	Débit (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	Débit spé. (l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> )
1	Garonne « Amont »	Castelsarrasin	13730	199	14,5
2	Tarn	Montauban	9100	150	16,5
3	Dourdou « Amont »	Saint Affrique	656	12,2	18,6
4	Aveyron	Montauban	5170	57,6	11,1
5	Garonne	Lamagistère	32350	411	12,7
6	Garonne	Port Sainte Marie	-	# 411	# 12,7
7	Baïse	Nérac	1330	11,5	8,7
8	Lot	Temple	9170	145	15,8
9	Riou Mort	Viviez	155	1,95	12,6
10	Garonne « exutoire »	La Réole	51500	615	11,9
11	Dordogne	Pessac sur	15000	279	18,6
12	Isle	Guîtres	6568	64,5	9,8
*	Charente	Taillebourg	7600	53,0	7,0
A	Midouze	Mont de Marsan	2500	21,9	8,8
B	Adour	Port de Lanne	8900	107	12,0
C	Gaves Réunis	Peyrehorade	5030	184	36,7
D	Nive	Ustaritz	870	30,9	35,5
E	Nive d'Arnéguy	St Jean P. Port	95	-	-
F	Nive des Aldudes	St Etienne de	155	7,2	46,4
G	Nivelle	St Pée/Nivelle	165	5,1	30,9



Ce réseau comporte des stations mises en place au début de cette étude, et fonctionnelles pour les premières à partir de 2002, ainsi que des stations installées antérieurement dans le cadre d'autres projets. Le **Tableau II - 2** résume les périodes pour lesquelles les flux de MES sont disponibles.

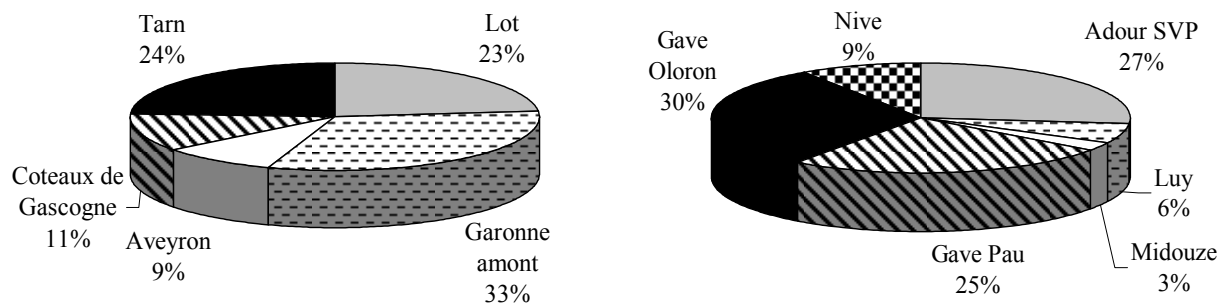
**Tableau II - 2 : Récapitulatif des périodes d'étude des différentes stations.**

<b>Rivière</b>	<b>Station</b>	<b>Période d'étude</b>
<b>Garonne</b>	Castelsarrasin	mi 2002 – fin 2003
<b>Tarn</b>	Montauban	fin 2002 - 2003
<b>Dourdou</b>	Saint Affrique	mi 2002 – mi 2003
<b>Aveyron</b>	Montauban	fin 2002 - 2003
<b>Garonne</b>	Lamagistère	2003
<b>Garonne</b>	Port Sainte Marie	2002-2003
<b>Baïse</b>	Nérac	fin 2002 - 2003
<b>Lot</b>	Temple	1994-2003
<b>Riou Mort</b>	Viviez	1998 - mi 2004
<b>Garonne</b>	La Réole	1994 - 2003
<b>Dordogne</b>	Pessac sur Dordogne	1999 - 2002
<b>Isle</b>	Guîtres	1999 - 2002
<b>Charente</b>	Taillebourg	début 2000 - mi 2001
<b>Midouze</b>	Mont de Marsan	1996 + ponctuel 2003
<b>Adour</b>	Port de Lanne	2000 - 2003
<b>Gaves Réunis</b>	Peyrehorade	2000 - 2003
<b>Nive</b>	Ustaritz	début 2002 - fin 2003
<b>Nive d'Arnéguy</b>	St Jean P. Port	juin 2002 - fin 2003
<b>Nive des Aldudes</b>	St Etienne de Baïgorry	début 2002 - fin 2003
<b>Nivelle</b>	St Pée/Nivelle	1996-1997 ; 2002-2003

## II.4.2. Débits moyens interannuels

### II.4.2.1. Moyennes annuelles

La Garonne reçoit principalement les apports de l'Ariège dans sa partie amont, puis du Tarn (gonflé des apports de l'Aveyron) au niveau du plan d'eau de Malause, des rivières issues des Coteaux de Gascogne (comme la Baïse) et du Lot à Aiguillon (**Figure II - 4**). La contribution des apports d'eau de chacun des tributaires cités plus haut a été estimée à partir de l'utilisation des moyennes pluriannuelles des débits de ces affluents (données fournies par la Diren Midi-Pyrénées ; **Figure II - 5**). Quant à la Dordogne, elle reçoit les apports de l'Isle.



**Figure II - 5 : Contribution en apports d'eau des différents tributaires des bassins Adour-Garonne aux deux exutoires. Ces répartitions sont basées sur des moyennes de débits annuels (données Diren Aquitaine et Midi Pyrénées). La valeur des Coteaux de Gascogne a été calculée à partir du débit pluriannuel ( $11,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) de la Baïse (superficie  $1327 \text{ km}^2$ ) étendue à la superficie totale des Coteaux de Gascogne ( $8130 \text{ km}^2$ ). NB : la station de la Réole n'intègre pas la totalité des apports des rivières des Coteaux de Gascogne (e.g. non inclus, le Dropt ou Ciron), l'extrapolation des flux solides de la Baïse a été faite sur une superficie de  $5580 \text{ km}^2$ .**

Chaque grand bassin versant du Sud-Ouest de la France a été suivi à son exutoire. Ainsi, la Garonne a été échantillonnée à Castelsarrasin (on parlera de Garonne Amont), à Port Sainte Marie et à la Réole (définie comme l'exutoire). Des mesures ponctuelles à Lamagistère sont venues compléter le site de Port Sainte Marie. Les entrées dans la Garonne provenant du Tarn, de l'Aveyron, du Lot et de la Baïse (rivière représentative des rivières des Coteaux de Gascogne) ont été de même quantifiées. Deux petits tributaires, l'un du Tarn (le Dourdou) et l'autre du Lot (le Riou Mort) ont également été suivis. La Dordogne, l'Isle et la Charente ont été échantillonnés à leur exutoire, respectivement Pessac sur Dordogne, Coutras et Taillebourg.

Le Bassin de l'Adour a été échantillonné au niveau de ces trois tributaires majeurs : les Gaves Réunis (Gave de Pau et Gave d'Oloron) à Peyrehorade, l'Adour à Port de Lanne (regroupant le Luy) et la Nive à Ustaritz. Deux petits bassins drainés par la Nive des Aldudes et la Nive d'Arnéguy appartenant au bassin de la Nive ont également été suivis (**Figure II - 5**). Quelques mesures sur la Midouze à Mont de Marsan ont également été réalisées.

La Nivelle, petit fleuve du piedmont pyrénéen a été suivi à la station de l'INRA à Saint Pée sur Nivelle.

En chacune de ces stations, les débits interannuels ont été calculés afin de pouvoir situer « hydrologiquement » notre période d'étude (**Tableau II - 1**). De même en rapportant ces débits à la taille des bassins (débits spécifiques), une comparaison régionale peut être faite, mettant en évidence que les rivières pyrénéennes ont les débits spécifiques les plus importants (**Figure II - 6**).

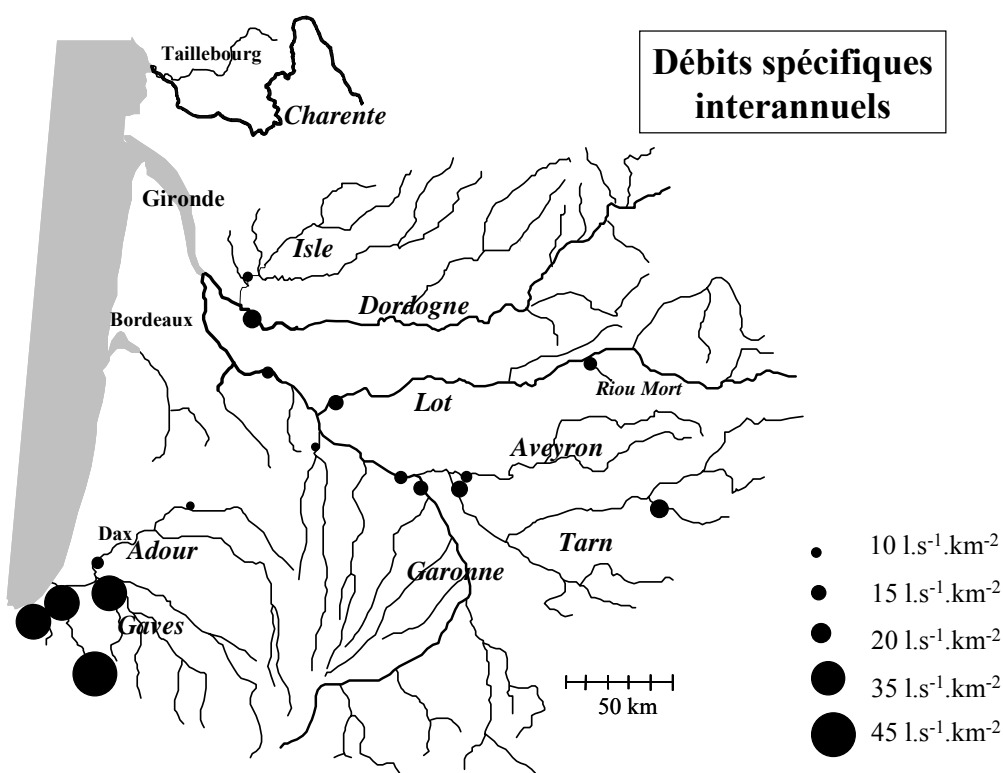


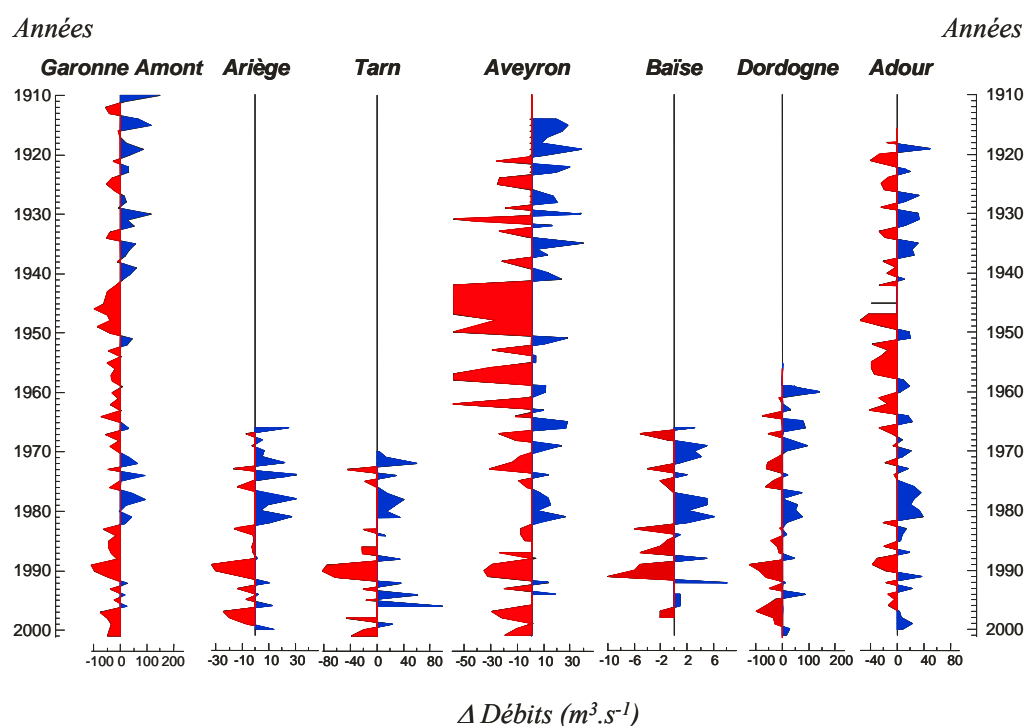
Figure II - 6 : Distribution des débits spécifiques interannuels des bassins étudiés.

### II.4.2.2. Variations interannuelles

Les hydrosystèmes (rivières et fleuves) font partie du cycle de l'eau et à ce titre sont influencés par le climat et les conditions météorologiques (e.g. précipitation, évaporation, température) et inversement. Le suivi long-terme des débits sur certaines stations permet de calculer un débit moyen annuel (Qint) et de mettre en évidence des variations des débits d'une année sur l'autre autour de cette valeur.

Précédemment (Chap. I), nous avons rappelé que, en se basant sur une banque de données hydrologiques obtenues depuis le début du siècle, Probst et Tardy (1985) ont montré que l'hydroclimatologie du Bassin Aquitain était caractérisée par une grande période humide

(1914-1941), une période sèche (1942-1958) et une période intermédiaire (1959-1978). Elles seraient liées aux variations du coefficient climatique moyen du Bassin de l'Aquitaine (Probst et Tardy, 1985) dues à des fluctuations au niveau de la circulation générale de l'atmosphère (Probst et Tardy, 1992). En effet, les fluctuations des débits ( $\Delta$  Débits) montrent des périodes déficitaires en rouge et d'autres périodes excédentaires en bleu (**Figure II - 7**). Les variations majeures sur le Bassin Aquitain (Dordogne, Lot, Adour, Gave de Pau) seraient synchrones avec les variations de la Garonne (Probst et Tardy, 1985) avec récemment une grande période humide débutée à la fin des années 70 jusqu'en 1982 et une période sèche présente sur tous les bassins dès la fin des années 80 et jusqu'en 1992 (**Figure II - 7** et **Figure II - 8**).

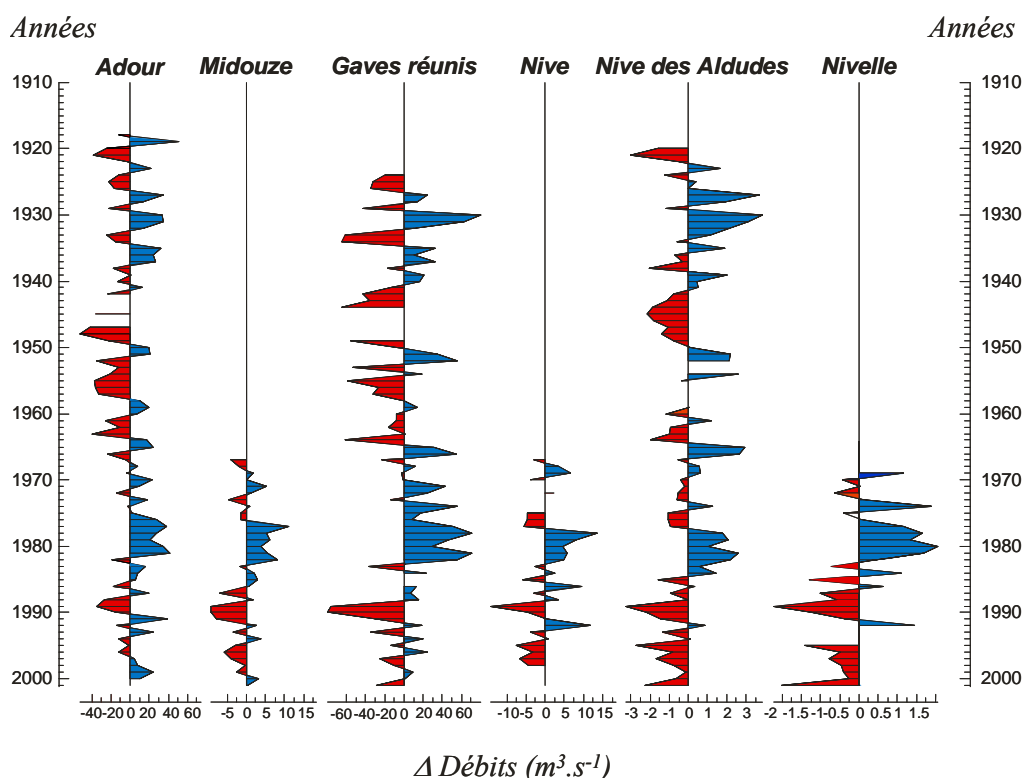


**Figure II - 7 : Variations interannuelles des débits autour de la moyenne interannuelle pour le Bassin de la Garonne et comparaison avec la Dordogne et l'Adour.**

De 1992 à 1996, quelques années ont montré des débits excédentaires (modérément) en eau, pour les rivières étudiées, sans pour autant qu'il y ait eu une période humide (sauf peut-être pour le Tarn entre 1992 et 1996). Plus récemment, une période sèche semble s'être mise en place (d'amplitude légèrement inférieure à celle de 1990) sur la Garonne Amont, le Tarn, l'Aveyron contrairement à l'Ariège, l'Adour ou la Dordogne où les débits annuels sont moyens à légèrement humides.

De même, les alternances de débits ont été illustrées pour les rivières et fleuves étudiés avant notre période d'étude sur le bassin de l'Adour et montrent un schéma évolutif dans l'ensemble quasi identique (**Figure II - 8**). En regardant à petite échelle, en prenant une année

donnée, des antiphasés peuvent apparaître comme, à titre d'exemple, en 1931 où l'Adour et la Garonne Amont sont excédentaires et l'Aveyron déficitaire. Cette « opposition » est probablement inhérente aux caractéristiques naturelles et anthropiques des bassins étudiés. Certaines rivières bénéficient de soutien d'étiage à partir des barrages qui stockent l'eau en amont, ou plus naturellement à partir de grandes nappes phréatiques qui sont fonction de la géologie par exemple.



**Figure II - 8 : Variation interannuelle des débits autour de la moyenne interannuelle pour les Bassins de l'Adour et de la Nivelle.**

Juste avant la mise en place de notre suivi, les rivières pyrénéennes (Gaves réunis, Nive des Aldudes et Nivelle) sont en déficit d'eau et ce depuis plus de 6 ans sur la Nivelle et la Nive des Aldudes alors que l'Adour et la Midouze ont des débits annuels légèrement excédentaires (**Figure II - 8**).

### **II.4.3. Conditions hydrologiques durant la période d'étude**

#### **II.4.3.1. Conditions annuelles**

Des comparaisons entre les conditions hydrologiques de la période étudiée et les moyennes interannuelles (calculées à partir des mesures observées depuis la mise en place des stations hydrologiques) ont été faites sur l'ensemble des bassins étudiés (sauf celui de Nive d'Arnéguy, ne disposant pas de suivi hydrologique antérieur à notre étude ; **Figure II - 9**). La station de Lamagistère (très peu différente en terme de débits de celle de Port Sainte Marie) n'est pas traitée car elle résulte de la confluence du Tarn, de l'Aveyron et de la Garonne Amont étudiées individuellement dans la **Figure II - 9**.

Sur les cycles hydrologiques 2002 et 2003, dont sont issus la majeure partie des résultats présentés dans cette étude, les débits montrent des valeurs inférieures aux moyennes pluriannuelles sauf pour les Gaves (en 2002 et 2003) ou la Baïse (2003) où les débits sont proches (légèrement excédentaires) de cette moyenne (**Figure II - 9**). Probst et Tardy (1992) souligne le fait que l'amplitude des fluctuations est généralement plus importante pour des cours d'eau issus du Massif Central que pour des rivières pyrénéennes. Ainsi, l'Aveyron, le Tarn et le Lot (drainant le Massif Central) présentent en 2002 des déficits, supérieurs à 30% pour le Tarn et allant jusqu'à plus de 50% pour l'Aveyron (**Figure II - 9**). Il en est de même pour les deux petits tributaires du Lot et du Tarn (Riou Mort et Dourdou) qui présentent de forts déficits. A l'inverse, la Garonne amont (drainant les pyrénées) montre une valeur proche de la moyenne (**Figure II - 9**).

Pour les cycles hydrologiques antérieurs 2000 et 2001, l'Adour, la Dordogne et l'Isle (en 2000) sont excédentaires par rapport à la « normale », alors que les Gaves présente un débit annuel moyen en 2000 et déficitaire (~ -20%) en 2001. La Garonne, à l'exutoire (La Réole), présente des débits annuels légèrement inférieurs à la moyenne. A titre de comparaison, l'année 1994 sur la Garonne est indiquée et représente la seconde année la plus humide du 20<sup>ème</sup> siècle et pour laquelle nous disposons d'un suivi journalier de MES (**Figure II - 9**).

Toutefois, les débits annuels reflètent un comportement moyen sur l'année : une année dite « moyenne » peut être la conséquence des conditions hydrologiques stables autour des valeurs interannuelles ou au contraire être la moyenne d'une période très sèche compensée par une période de l'année plus humide. Afin de mieux caractériser nos sites et les conditions dans lesquelles nous les avons échantillonnés, nous nous intéresserons aux variations à une plus petite échelle : les variations saisonnières et/ou à des périodes événementielles.

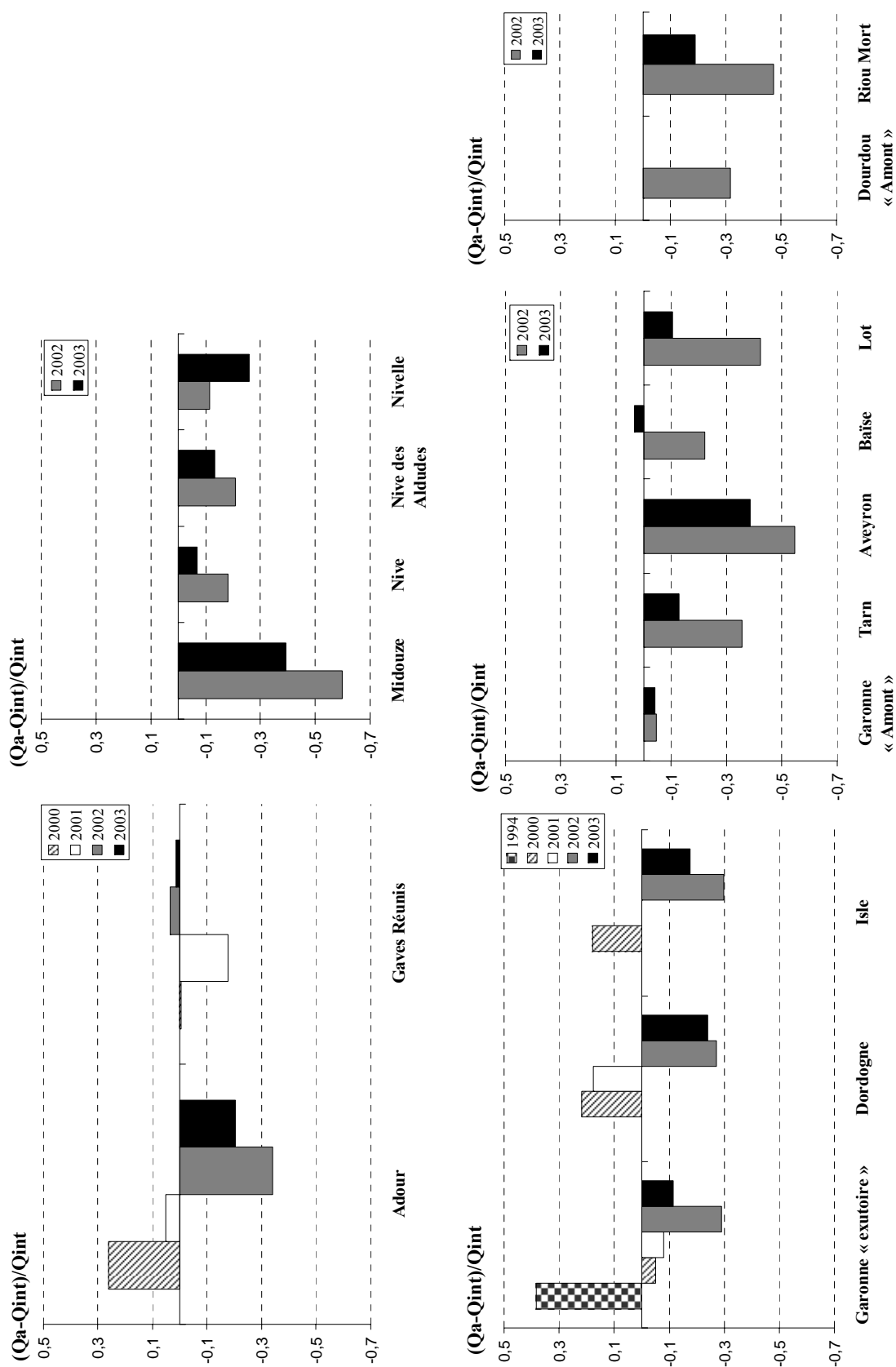


Figure II - 9 : Conditions hydrologiques annuelles des sites étudiés (comparaison entre les débits annuels Qa et les moyennes interannuelles ; données Diren Aquitaine, Midi-Pyrénées).

### II.4.3.2. Variations saisonnières

Pour une vision plus détaillée, nous avons comparé les débits mensuels 2002 et 2003 avec les débits moyens mensuels établis à partir des séries longues durées. Les débits annuels découlent des conditions pluviométriques annuelles et plus rigoureusement des variations saisonnières des précipitations. Dans ce qui suit, nous nous attacherons à décrire les variations mensuelles en les associant aux conditions météorologiques quand celles-ci permettent de comprendre les écarts à la moyenne.

#### II.4.3.2.a. Bassin de la Garonne.

Suivant les sous-bassins de la Garonne, les fluctuations mensuelles des débits montrent des analogies sur une partie de l'année ou dans son intégralité (**Figure II - 10**).

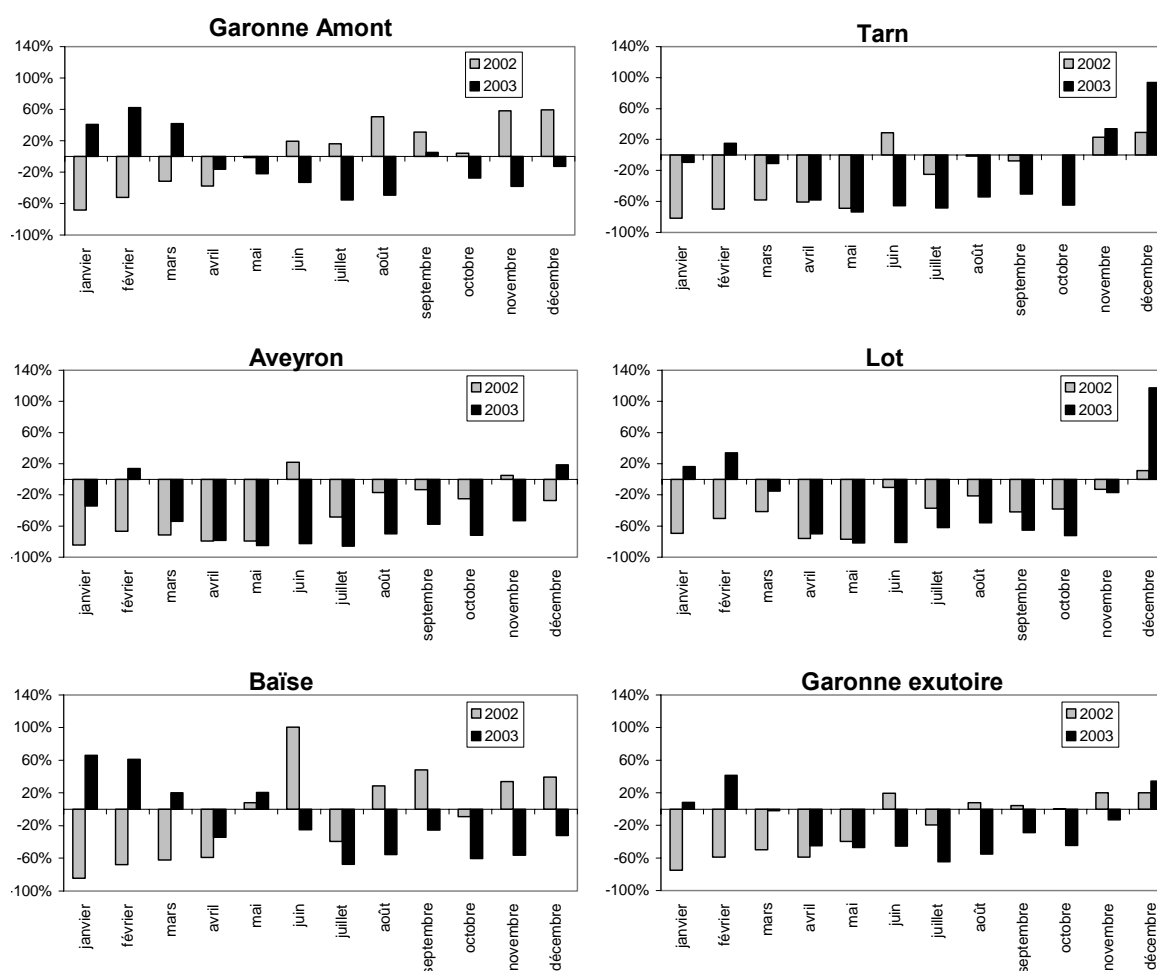


Figure II - 10 : Comparaison entre les débits mensuels en 2002 et 2003 avec les débits mensuels pluriannuels sur le bassin versant de la Garonne.

Jusqu'en mai 2002, quel que soit le bassin, les débits moyens sont en dessous des valeurs moyennes (**Figure II - 10**). La faiblesse des niveaux des cours d'eau, dont la période de retour était supérieure à 10 ans, sont la conséquence du déficit pluviométrique lié à un automne et un hiver secs. En juin, quatre sous-bassins et l'exutoire de la Garonne montrent



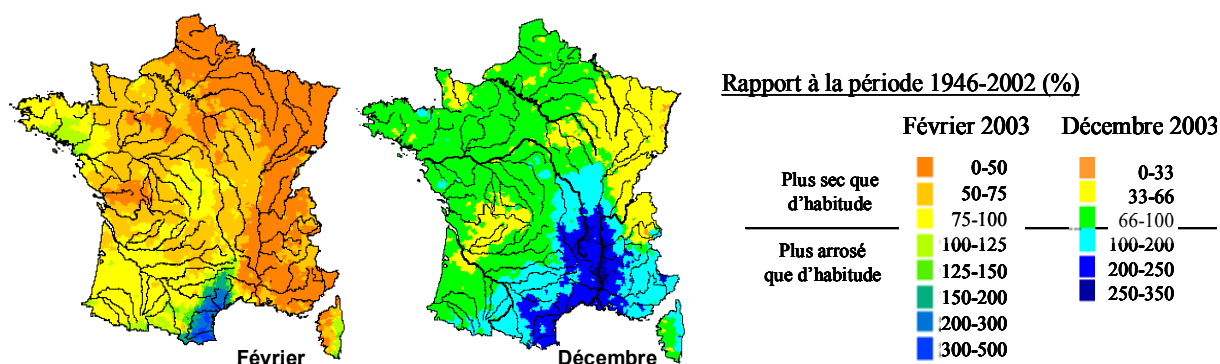
des débits supérieurs aux moyennes mensuelles dont la Baïse qui voit doubler son débit du mois de juin (**Figure II - 10**). Seul le Lot reste légèrement déficitaire, mais dans l'ensemble les précipitations du mois de juin ont remonté les niveaux. Alors que le Lot et l'Aveyron termineront l'année avec des valeurs soit proches de la moyenne soit inférieures, les précipitations de fin octobre ont permis aux autres sous-bassins d'avoir des valeurs supérieures à la moyenne durant les deux derniers mois. De plus, au mois d'août, quelques petites crues ont eu lieu sur la Garonne Amont et la Baïse. **En résumé, l'année 2002 se résume en une année sèche avec quelques crues durant l'été et à la fin de l'année.**

En 2003, les sous-bassins peuvent être divisés en deux groupes (**Figure II - 10**):

- les bassins de la Garonne Amont et de la Baïse, où seuls les débits du premier trimestre 2003 sont excédentaires ;

- les bassins comme le Tarn, l'Aveyron et le Lot qui présentent des débits déficitaires sur toute l'année sauf durant 2 voire 3 mois (février et décembre pour les trois rivières et novembre de celles du Lot et du Tarn). Il est à noter que sur l'Aveyron, les amplitudes sont moindres en comparaison du Lot et du Tarn.

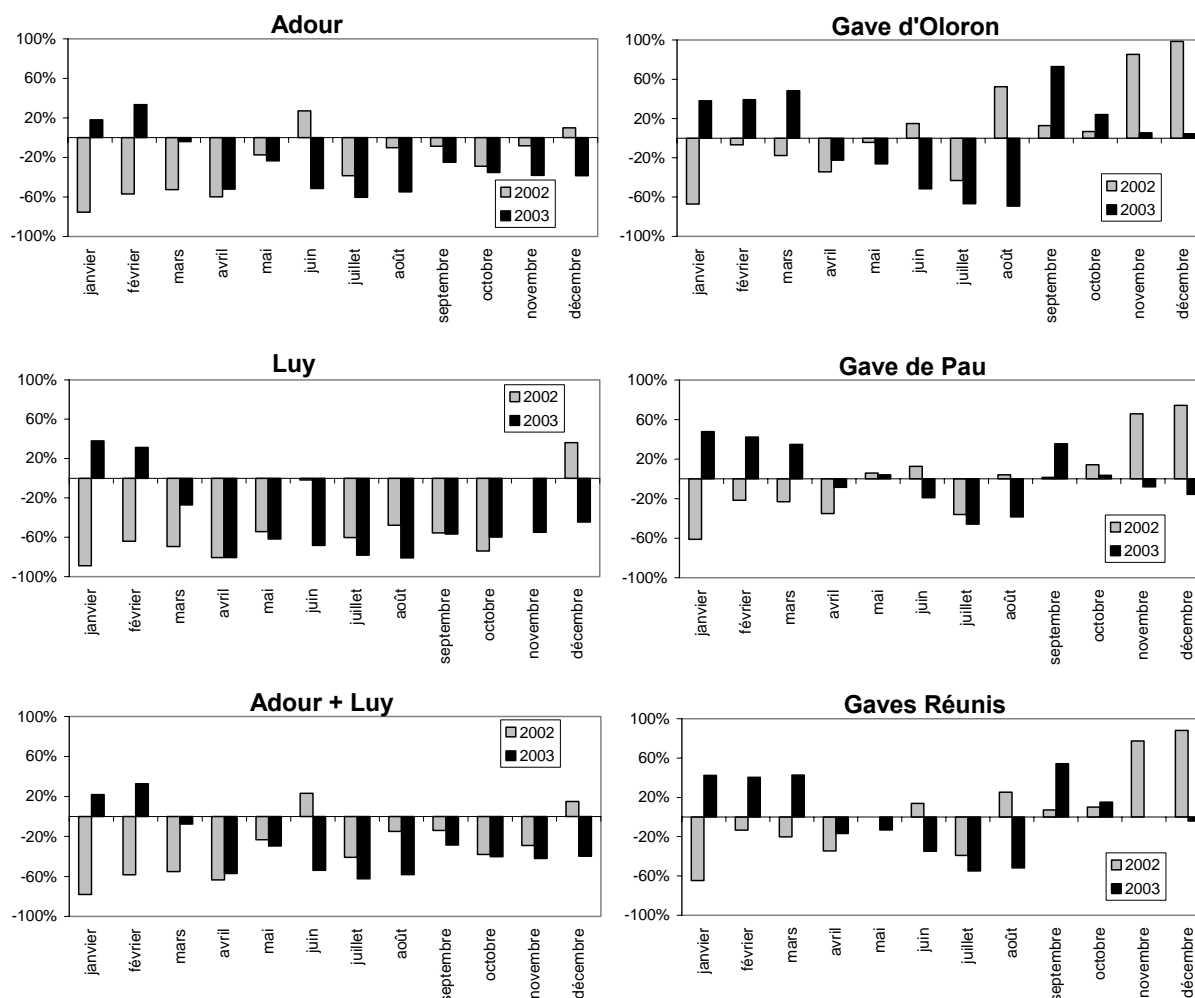
**A l'exutoire de la Garonne, les débits de 2003 semblent influencés** essentiellement par ceux de la **Garonne Amont et des rivières des Coteaux de Gascogne**, comme le montre la Baïse, en **février et par ceux du Lot et du Tarn en décembre**. Les raisons des excédents en février et décembre 2003 sont liées à **deux crues dont la durée totale n'a pas excédé 7 jours**. Ces forts épisodes de crue ont atteint des débits horaires de  $4940 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  en février et  $4880 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  en décembre à La Réole, caractéristiques, tous deux, de crues décennales. Toutefois, pour des amplitudes identiques enregistrées à l'exutoire, les causes en sont différentes (**fortes précipitations sur le Languedoc Roussillon en février ; fortes précipitations tombées sur les Cévennes en décembre**).



**Figure II - 11 : Contexte météorologique en février et décembre 2003 (cartes produites par le Bureau de la connaissance des milieux aquatiques, direction de l'Eau, Ministère de l'Environnement, données Météo-France).**

II.4.3.2.b. Bassin de l'Adour

Les conditions hydrologiques sur le bassin de l'Adour ont été analysées de manière analogue à celles sur le Bassin de la Garonne ; les débits mensuels de 2002 et 2003 ont été comparés avec les valeurs mensuelles pluriannuelles (**Figure II - 12** et **Figure II - 13**).



**Figure II - 12 : Comparaison entre les débits mensuels en 2002 et 2003 avec les débits mensuels pluriannuels sur le bassin versant de l'Adour (Adour et Gaves).**

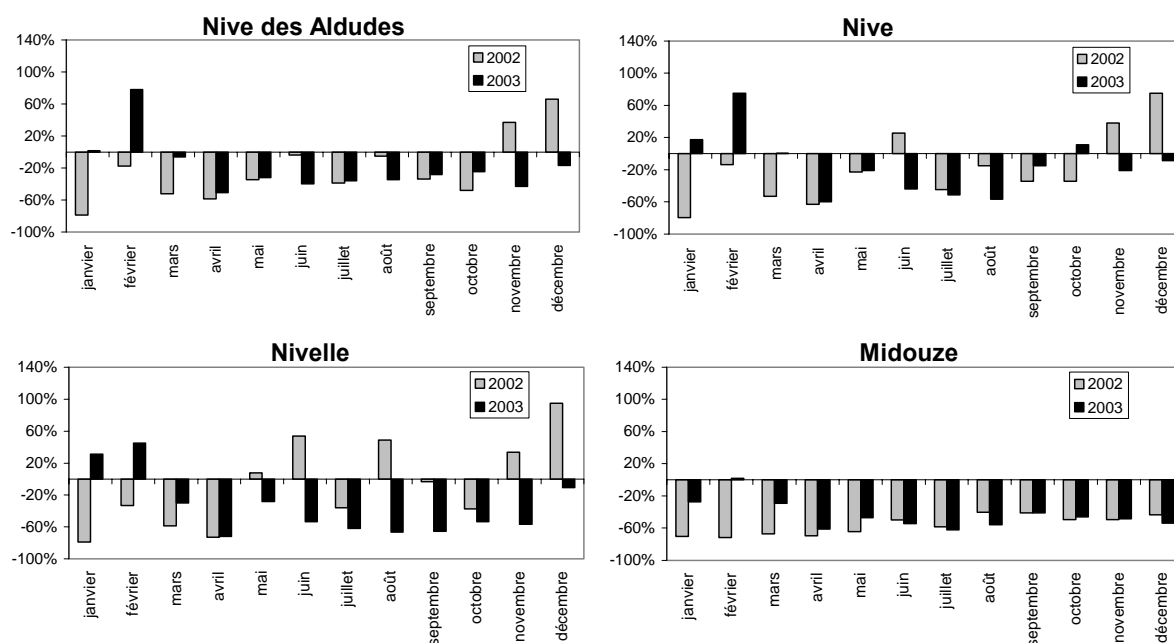
Les sites choisis de Port de Lanne sur l'Adour et Peyrehorade sur les Gaves réunis ne disposent pas de mesures de débits. Pour l'Adour, les débits correspondent à la somme de l'Adour *sensu stricto* à Saint Vincent de Paul et du Luy à Saint Pandelon. Pour les Gaves réunis, il est nécessaire de tenir compte des débits du Gave d'Oloron à Escos et du Gave de Pau à Bérenx. Les tributaires respectifs de l'Adour et des Gaves réunis ont été traités individuellement afin de voir si leur association ne masquait pas l'analyse des conditions hydrologiques mensuelles (**Figure II - 12**). Le Luy et l'Adour à Saint Vincent de Paul montrent une évolution similaire avec, en 2002, des débits inférieurs aux moyennes mensuelles sauf au mois de décembre où les valeurs sont légèrement excédentaires. La seule

différence dans les deux cours d'eau est observée en juin avec une valeur excédentaire pour l'Adour alors que la valeur est proche de la moyenne pour le Luy (Figure II - 12). Il est à noter que les variations du Luy semblent plus importantes que celles de l'Adour. En 2003, (exceptés en janvier et février) les débits sur l'Adour et le Luy montrent des valeurs en dessous de la normale.

Les Gaves d'Oloron et de Pau montrent des répartitions quasi similaires (Figure II - 12) qui diffèrent quelque peu de celle de l'Adour. Les débits sur les Gaves réunis sont plus humides en 2002 que ceux de l'Adour, avec dès le mois d'août et essentiellement en novembre, des valeurs excédentaires (>77% ; Figure II - 12). En effet, sur l'Adour, seul le mois de décembre est « humide » et avec une valeur plus faible (15%). En 2003, le schéma est inverse à celui de 2002 pour les Gaves, avec un premier trimestre humide ainsi qu'en septembre, et de manière plus modérée en octobre, alors que le reste de l'année est inférieur à la moyenne ou approchant de celle-ci.

Les plus petits tributaires de l'Adour (Figure II - 13) mettent en évidence des répartitions (phase déficitaire ou excédentaire) identiques à celle de l'Adour (Figure II - 12):

- une année 2002 déficitaire sauf en novembre et décembre (excepté sur la Midouze) et présentant sur la Nivele un mois de juin et août excédentaire comme pour les Gaves.
- une année 2003 tout aussi déficitaire que 2002 avec uniquement janvier et février excédentaire (sauf pour la Midouze), comme pour l'Adour.



**Figure II - 13 : Comparaison entre les débits mensuels en 2002 et 2003 avec les débits mensuels pluriannuels sur le bassin versant de l'Adour (Nive des Aldudes, Nive, Nivele et Midouze).**

## **III. DETERMINATION DES CONCENTRATIONS ET DES FLUX EN MES**

### **III.1. CONCENTRATIONS EN MES**

#### **III.1.1. Installation et fréquence d'échantillonnage**

Cette étude est basée sur l'acquisition de données fiables issues de bassins versants de tailles contrastées en vue de l'évaluation des transferts de MES dont la dynamique est dépendante des conditions hydrologiques. La quantification des transports nécessite donc des stratégies d'échantillonnage adaptées aux régimes des écoulements et de transports des MES. A titre d'exemple, la Nivelles a exporté 83% et 81% du flux annuel de 1996 et 1997 durant des crues, dont un seul événement en 1996 (de durée inférieure à 1% du temps) a contribué à 33% du flux annuel (Maneux et al., 1999). C'est pourquoi, il a été indispensable d'équiper les sites avec des préleveurs automatiques (SIGMA 900 P ; **Figure II - 14**), dans la mesure du possible, programmés pour effectuer des prélèvements à des fréquences variant suivant les sites et les conditions hydrologiques. Dans le chapitre suivant, nous examinerons plus en détail la notion de fréquence d'échantillonnage au travers d'un article qui a été publié en 2004 dans *The Science of the Total Environment* (article #1).

Les prélèvements manuels sont réalisés par des bénévoles à partir d'un ponton et à l'aide d'une perche sur laquelle est disposée la bouteille de prélèvement. Cette technique permet de prélever dans une masse d'eau courante et significative des transferts en suspension. Le prélèvement est réalisé à environ 20 à 40 cm sous la surface.

La mise en place de préleveurs automatiques a été parfois délicate, nécessitant un certain nombre d'investissement en temps et en matériel. En effet, chaque préleveur devait se trouver sur un site protégé (à l'abri des montées l'eau lors de crue ou du vandalisme), représentatif de la dynamique de la rivière, situé le plus proche possible de l'exutoire des bassins et disposant, dans la mesure du possible, d'enregistrements de hauteurs d'eau / débits.

Plusieurs repérages sur le terrain nous ont permis de trouver les sites d'installation. Les préleveurs sont placés dans une caisse de protection et ont été munis d'un long tuyau placé généralement dans des tubes en PVC (**Figure II - 14** à droite) pour les protéger mais également pour les diriger le plus possible vers le centre de la rivière, où est plongée la crépine. Pour un site donné, le préleveur prélevait à une profondeur fixe, de 20 à 40 cm la plupart du temps.



Figure II - 14 : Exemples d'installation - à gauche, installation d'un préleveur sur le canal de dérivation de la Nive des Aldudes (pisciculture Ispéguy) ; à droite, installation sur un des affluents du Riou Mort (Firmi).

Le **Tableau II - 3** récapitule les modes de prélèvement (manuel, préleveur automatique) et les fréquences d'échantillonnage adoptées. Nous entendons par « mixte » un mode de prélèvement qui a débuté par des prélèvements manuels le temps d'installer un préleveur automatique. De même un « cumul journalier » correspond à un prélèvement d'une aliquote toutes les 3 heures ; les 8 aliquotes, cumulés dans une bouteille, représentent un prélèvement journalier.

Tableau II - 3 : Fréquence d'échantillonnage des différents sites (journalier inst : instantané = ponctuel).

Rivière	Station	Mode de prélèvement	Fréquence des prélèvements
<b>Garonne « Amont »</b>	Castelsarrasin	mixte	journalier inst.
<b>Tarn</b>	Montauban	automatique	journalier inst.
<b>Dourdou « Amont »</b>	Saint Affrique	automatique	6h à journalier
<b>Aveyron</b>	Montauban	automatique	journalier inst.
<b>Garonne</b>	Lamagistère	automatique	journalier inst.
<b>Garonne</b>	Port Sainte Marie	manuel	journalier inst.
<b>Baïse</b>	Nérac	mixte	journalier inst.
<b>Lot</b>	Temple	automatique	cumul journalier
<b>Riou Mort</b>	Viviez	automatique	cumul journalier
<b>Garonne « exutoire »</b>	La Réole	manuel	journalier inst.
<b>Dordogne</b>	Pessac sur Dordogne	automatique	cumul journalier
<b>Isle</b>	Sainte Foy	automatique	cumul journalier
<b>Charente</b>	Taillebourg	automatique	cumul journalier
<b>Midouze</b>	Mont de Marsan	manuel	journalier lors des crues
<b>Adour</b>	Port de Lanne	automatique	journalier inst.
<b>Gaves Réunis</b>	Peyrehorade	manuel	journalier inst.
<b>Nive</b>	Ustaritz	automatique	6h à journalier
<b>Nive d'Arnéguy</b>	St Jean P. Port	automatique	6h
<b>Nive des Aldudes</b>	St Etienne de	automatique	6h
<b>Nivelle</b>	St Pée/Nivelle	automatique	2-4h

Les fréquences indiquées (**Tableau II - 3**) représentent des fréquences de base. Lors de crues, des prélèvements sont souvent venus compléter ces dispositifs. A titre d'exemple, en décembre 2003, lors de la crue qui a touché essentiellement les rivières issues du Massif Central (**Figure II - 11**), un préleveur automatique basé sur un prélèvement « isolé » (sans cumul) toutes les 3 heures, a été ajouté sur le Lot en complément de celui déjà mis en place.

### **III.1.2. Prélèvements et détermination des concentrations**

Les prélèvements d'eau sont réalisés manuellement dans des bouteilles en polypropylène préalablement rincées avec l'eau de la rivière lors du prélèvement. Dans le cas du prélèvement automatique, chaque échantillon contenu dans une des 24 bouteilles d'un litre du préleveur est homogénéisé et transvasé dans une bouteille de 1000 ml (période d'étiage) ou 500 ml (pour des turbidités moyennes à forte) préalablement lavées au laboratoire et stockées à l'abri de la lumière. Les bouteilles du préleveur sont remplacées par un nouveau jeu de bouteilles lavées en attendant de remplacer les bouteilles lors de la deuxième série.

De retour au laboratoire, les prélèvements sont filtrés sur des filtres Durieux (0,45  $\mu\text{m}$ ) pré-pesés au dixième de milligramme (P0 en mg ; **Figure II - 15**).



**Figure II - 15 : Appareil à filtration des MES**

Le volume filtré est fonction de la turbidité : moins l'échantillon est chargé et plus le volume doit être grand pour minimiser l'erreur de mesure. Après filtration, les filtres sont mis à l'étuve à 50°C durant 12 heures puis repesés (P1 en mg). La différence de poids rapportée au volume filtré (en litre) donne la concentration en MES ( $\text{mg.l}^{-1}$ ). L'erreur théorique a été calculée par Maneux (1998) à moins de 5% dans le cas où il y aurait moins de 10 mg de MES recueillies, baissant à moins de 3% pour plus de 10 mg.

### **III.1.3. Représentativité de l'échantillon**

Plusieurs études sur les erreurs induites par la représentativité temporelle des échantillons ont été faites et font l'objet du Chapitre III. Plus rares sont les erreurs de représentativité spatiale (suivant la profondeur et suivant la position longitudinale dans la rivière [berge, milieu]), difficiles à estimer, car nous ne savons pas dans quelle mesure les

quantités recueillies ponctuellement sont représentatives du volume total d'eau des fleuves et rivières. Certains résultats ont cependant motivé les chercheurs à développer de nouveaux systèmes basés sur une technologie de pointe. Ce thème a également été abordé antérieurement dans le chapitre consacré à la mesure des MES avec l'utilisation des ADCP (courantométrie à effet Doppler) dont la calibration des valeurs d'intensité (backscatter) en concentrations en MES ( $\text{intensité} = f[\text{MES}]$ ) reste le problème crucial. De plus, malgré des distributions verticales sur l'Amazone montrant que les concentrations en MES pouvaient jusqu'à doubler près du fond par rapport à la surface avec des teneurs plus élevées en sable (Meade, 1985 ; Filizola, 2003), l'utilisation de l'ADCP pour le calcul des flux solides donnerait le même résultat que la méthode simple de la moyenne arithmétique (Filizola, 2003). De même, Maneux (1998) a effectué et recensé de tests de reproductibilité (sur une partie des rivières de notre étude) réalisés lors de son doctorat et dans le cadre de jaugeages des centres du Service Ressource en Eau EDF/DTG de Toulouse et de Brive. A part cas particulier, les concentrations, bien que légèrement plus faibles en bordure de berges, n'ont pas montré de gradients verticaux ou horizontaux très significatifs sur l'ensemble d'une section de rivière (Maneux, 1998).

Ces résultats seraient en accord avec le postulat communément admis que les particules fines ( $<63 \mu\text{m}$ ) en suspension présenteraient un gradient de concentration faible de la surface vers le fond (Guy et Norman, 1976) d'autant plus que l'écoulement serait turbulent et à forte vitesse.

## **III.2. CALCUL DES FLUX DE MES**

### **III.2.1. Données hydrologiques**

Le débit liquide est le deuxième paramètre clé dans la détermination des flux de MES. Il correspond à l'écoulement de l'eau à un instant donné, au volume d'eau traversant une section mouillée en une seconde. La mesure de terrain correspond à l'intégration sur la section mouillée (section d'écoulement S) des vitesses obtenues sur plusieurs verticales faites le long d'une section transversale (verticale de mesure) d'une rivière (**Figure II - 16**).

Au cours de cette étude, nous avons eu besoin de déterminer, en certains sites, les débits des cours d'eau (e.g. Bassin de Decazeville dans le chapitre V). Pour cela, pour chaque verticale, nous avons fait des mesures de vitesse à différentes profondeurs (généralement à 20%, 50% et 80% de la profondeur totale) à l'aide d'un courantomètre Doppler Marsh McBirney.

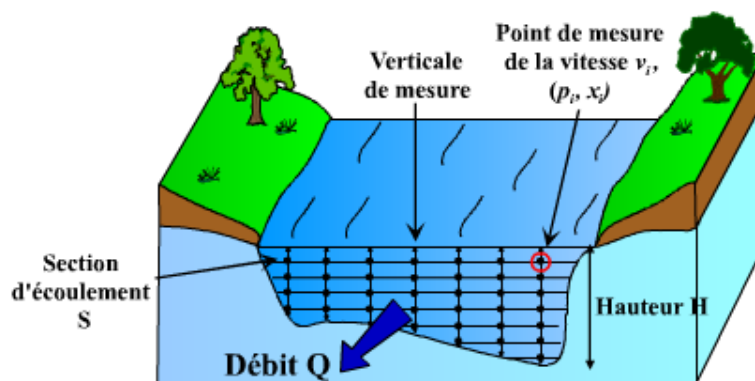


Figure II - 16 : Schéma explicatif des débits et champs de vitesse à travers une section (d'après les cours d'Hydrologie Générale d'André Musy, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 2004).

Les mesures de débits réalisées lors de jaugeages successifs permettent l'obtention d'une courbe de tarage reliant les débits aux hauteurs d'eau pour une station donnée. Pour cela, les sites ont été équipés de limnimètres LPN 8/2 Hydrologic, permettant la mesure des hauteurs d'eau en continu, étalonnés par des échelles limnimétriques (règle graduée et placée verticalement et dont le zéro doit être placé aux dessous des plus basses eaux possibles). Ces limnimètres sont de type « bulle à bulle » mesurant les variations de pression causées par les changements de niveau d'eau. Un débit d'air constant sous pression est envoyé au fond de la rivière. La pression de l'air dans le tube est alors proportionnelle à la hauteur d'eau au-dessus de la prise installée dans la rivière.

Les mesures des débits pour les autres stations ont été fournies par les services hydrologiques (DIREN Aquitaine et Midi-Pyrénées ; EDF/DTG Grenoble). L'erreur de mesure du débit est estimée à 5% avec la courbe de tarage interpolée et jusqu'à 20% ou plus dans les plages extrapolées (extrapolation de la courbe de tarage pour des hauteurs non mesurées), généralement lorsque les débits sont très élevés (crues exceptionnelles : crue décennales et plus).

### III.2.2. Calcul des flux

Le calcul des flux dépend de la fréquence d'échantillonnage et des méthodes de calcul (e.g. De Vries et Klavers, 1994). Durant notre étude, la fréquence d'échantillonnage minimale étant journalière, nous avons adopté une méthode de calcul simple. Pour les mesures journalières, le flux annuel correspond à la somme des flux journaliers établie en multipliant les débits journaliers par la concentration instantanée correspondante (supposée constante durant cette période). Pour les fréquences supérieures, le calcul est similaire : la journée était alors découpée en  $x$  périodes (4 à 6 le plus souvent) avec une concentration représentative de chaque période donnée et un flux liquide moyen calculé à partir des débits horaires.



## **IV. ANALYSES DU CARBONE ORGANIQUE**

### **IV.1. CARBONE ORGANIQUE PARTICULAIRE (COP)**

#### **IV.1.1. Echantillonnage**

Suivant les sites, l'accessibilité à la rivière était plus ou moins facilitée par la présence de ponton, de berges accessibles, de pont. De même, les moyens mis en oeuvre ont différé (prélèvements manuels, automatiques) suivant les objectifs et les caractéristiques de la rivière ou du fleuve échantillonné (**Tableau II - 1**). Les deux études sur le carbone organique qui vont concerner particulièrement, la Nivelles et le Congo, ont fait l'objet de deux articles présentés dans cette thèse, décrivant les techniques de prélèvement. Les échantillons destinés à des mesures en COP ont été filtrés sous vide sur des filtres Whatmann GF/F en fibre de verre de porosité 0,70  $\mu\text{m}$  (préalablement brûlés à 500°C afin d'éliminer toute trace organique) contrairement à la seule détermination des MES et séchés à l'étuve. Le volume filtré est d'autant plus important que les teneurs en MES sont faibles, afin d'avoir une meilleure précision. Après séchage à l'étuve à 60°C pendant deux heures, les filtres sont pesés sur une balance Sartorius (précision : 1/100 mg). Les concentrations des MES sont alors déterminées. Les filtres sont décarbonatés à l'aide d'HCl 2N, puis séchés pendant une nuit sous une hotte.

#### **IV.1.2. Analyses**

La mesure est faite ensuite à l'aide d'un analyseur à carbone et soufre LECO CS 125 (**Figure II - 17**), dont le principe de dosage est basé sur une oxydation des composés organiques contenus dans l'échantillon par combustion à 850°C dans un four à induction sous flux d'oxygène.

Ce flux d'oxygène est associé à un catalyseur (mélange Cu/Pt) et assure à la fois la combustion complète du COP en CO<sub>2</sub> et le transport du CO<sub>2</sub> jusqu'à la cellule infrarouge non dispersive (Cauwet et al., 1990 ; Abril et al., 2002). La calibration est faite sur des anneaux d'acier de teneur en carbone organique connue. La précision de la mesure a été évaluée globalement à 3-5% par Elfaqr (1993) et suivant la concentration en MES (+/- 0,1% MES) par Abril (1999).



**Figure II - 17 : Photo du LECO CS 125.**

## **IV.2. CARBONE ORGANIQUE DISSOUS (COD)**

### **IV.2.1. Prélèvements et conditionnement**

Compte tenu des faibles concentrations de COD que l'on peut être amené à mesurer, d'extrêmes précautions doivent être prises, à la fois dans la préparation et le traitement des échantillons, vue la multiplicité des sources de contaminations organiques possibles (poussières, vapeurs organiques, ...) tout au long de la procédure analytique. Tout le matériel utilisé doit être préalablement décontaminé afin d'éliminer toute trace potentielle de MO. La vaisselle est lavée avec une solution RBS, rincée longuement à l'eau courante, puis à l'eau milli-Q, séchée à l'étuve et brûlée au four à 500°C pendant 6 heures.

Les échantillons sont prélevés dans une bouteille en verre ayant été préalablement lavée suivant la méthode exposée plus haut. Les échantillons sont alors filtrés sur des filtres en fibres de verre GF/F Whatman de porosité 0,7 $\mu$ m, précédemment brûlés à 450°C, sous faible dépression pour éviter l'éclatement éventuel des cellules phytoplanctoniques. Le filtrat est placé dans une bouteille ou un tube en verre à bouchon à vis garni d'un septum en Téflon, pour éviter tout contact avec la bakélite qui constitue le bouchon. Il est alors nécessaire de traiter l'échantillon pour stopper toute activité bactérienne qui ferait évoluer les concentrations en COD par dégradation.

Dans une expérience menée sur des prélèvements d'eau de retenue, nous avons pu mesurer que les concentrations des échantillons, laissés à l'air ambiant sans traitement, diminuaient dès la première semaine pour se stabiliser par la suite, affichant finalement une perte totale de 25 à 35% (**Figure II - 18**).

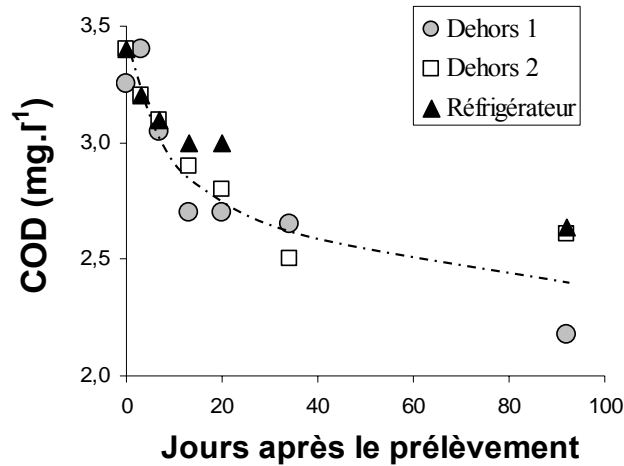


Figure II - 18 : Evolution temporelle des concentrations en COD d'échantillons de retenue sans traitement conservés à température ambiante et à l'obscurité (Dehors, séries 1 et 2) ou au réfrigérateur jusqu'à l'analyse (Coynel, 2000).

Cette diminution témoigne de la part de COD labile, facilement dégradable par les bactéries en l'absence de traitement. La température ayant un impact sur le développement bactérien, la conservation des échantillons au réfrigérateur à 4°C contribue à une diminution moins rapide entre le 10<sup>ème</sup> et le 20<sup>ème</sup> jours en COD que pour ceux laissés à l'air ambiant. Cependant, durant la première semaine, la diminution est équivalente (MO très facilement dégradable même avec une activité bactérienne ralentie) et au bout de 3 mois, la perte en COD est équivalente à la série 2 laissée à l'air ambiant.

Dans la littérature, deux techniques sont utilisées pour bloquer toute activité bactérienne pouvant engendrer une baisse des teneurs en COD: soit l'acidification, par exemple au HCl ou H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> (e.g. Berner and Hegges, 1993 ; Burdige et Homstead, 1994) soit l'empoisonnement au HgCl<sub>2</sub> ou au NaN<sub>3</sub> (e.g. Ogawa et Ogura, 1992 ; Cauwet, 1994 ; Ferrari et al., 1996 ; Déliat, 2001). Un recensement bibliographique sur une trentaine d'articles, sensés être représentatifs des méthodes employées récemment, a été fait (Coynel, 2000). L'acidification au H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> (46%) ou au HCl (24%) semble plus usitée que l'empoisonnement (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> : 3%, NaN<sub>3</sub> : 10% ou HgCl<sub>2</sub> : 17%). Cependant, la conservation des échantillons semble légèrement moins efficace avec les acides (**Tableau II - 4**).

Nous avons également opté pour la technique d'acidification à H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> 85% (50 µl dans 20 ml d'échantillon), en limitant le plus possible la durée du stockage. Outre le problème de la conservation des échantillons, l'utilisation de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> 85% permet de décarbonater pour éliminer le carbone inorganique dès la prise de l'échantillon. Ce carbone se transforme en CO<sub>2</sub> qui est évacué de l'échantillon à l'aide d'un bullage sous O<sub>2</sub> pur dont la durée doit être de 6 minutes minimum (Peltzer et Brewer, 1993) lors de l'étape de l'analyse.

**Tableau II - 4 : Différence constatée sur les concentrations en COD d'une série d'échantillons conservée et traitée de manière différente, entre le moment de leur prélèvement et 92 jours plus tard (Coynel, 2000).**

<b>Mode de Conservation</b>	<b>Perte entre T0 et T+90j</b>
Dehors	-35%
Frigo	-22%
H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	-17%
HCl	-25%
NaN <sub>3</sub>	-7%
HgCl <sub>2</sub>	-14%

Déliat (2001) a déterminé qu'après 5 min des traces de carbone inorganique dissous (CID) sont toujours détectables alors qu'après 6 min il ne reste plus rien. Comme nous effectuons un passage manuel des échantillons et que l'analyse d'un échantillon avec ses répliquats prend une dizaine de minutes, la durée du bullage a alors été fixée à 10 minutes. Ainsi, nous avons l'assurance d'une élimination totale du CID sous forme de CO<sub>2</sub> et d'une sursaturation permanente de l'échantillon en oxygène ultra-pur jusqu'à son analyse. Durant cette période de bullage et de passage de l'échantillon, afin de limiter toute pollution extérieure (e.g. particules, aérosols), nous recouvrons les tubes d'échantillons avec des carrés d'aluminium.

#### **IV.2.2. Analyses**

Les échantillons ainsi traités et conservés, ont été mesurés à l'aide d'un analyseur de carbone organique total de type TOC 5000 Shimadzu (**Figure II - 19**).

Cet appareil fonctionne selon le principe de l'oxydation catalytique à haute température (HTCO ; Sugimura et Suzuki, 1988). L'échantillon est prélevé de façon automatique par une seringue en verre. Tout le COD de l'échantillon est brûlé à 680°C et est décomposé en CO<sub>2</sub> après avoir été injecté par la seringue dans le tube à combustion rempli du catalyseur d'oxydation. Le gaz vecteur, contenant le produit de la combustion, passe dans un piège à chlore, puis est refroidi et asséché par un déshumidificateur. Le CO<sub>2</sub> est détecté à l'aide d'un spectrophotomètre infra-rouge générant un pic dont la surface est proportionnelle à la teneur en carbone organique.



Figure II - 19 : Photo du Shimadzu TOC 5000.

Lors des différentes séries d'analyses, des courbes d'étalonnage (exprimant la relation entre la surface des pics et la teneur en COD) ont été déterminées à partir de solutions étalons de concentrations connues établies (à chaque nouvelle série) à partir d'une solution mère de potassium hydrogène phthalate de concentration 1 g.l<sup>-1</sup>. La précision de la méthode a été calculée comme étant de 2% (Cauwet, 1994).

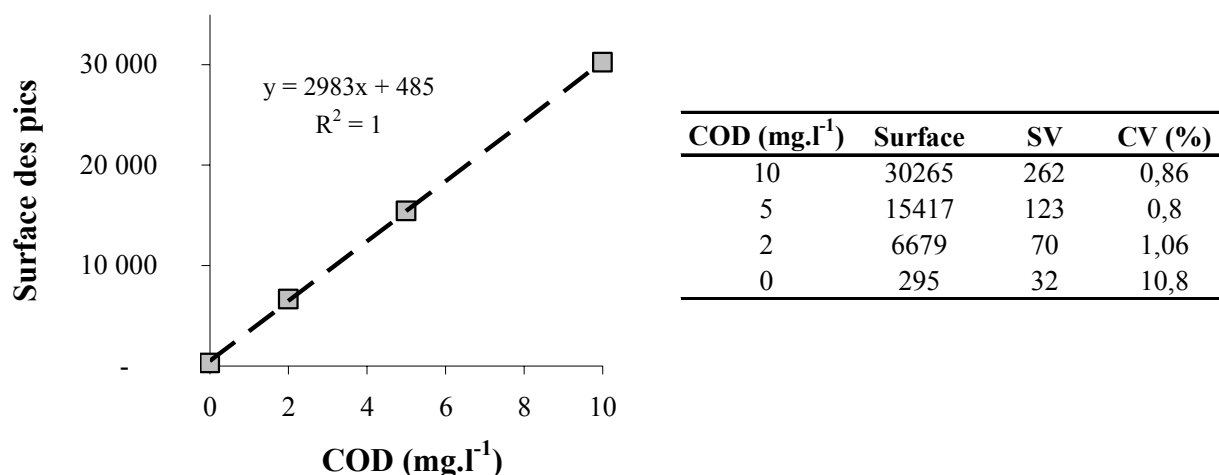


Figure II - 20 : Exemple d'une courbe de calibration (gamme 0-10 mg.l<sup>-1</sup>) utilisées pour la détermination des concentrations en COD ; les surfaces sont des moyennes sur trois répliquats montrant des coefficients de variation (CV%) inférieurs à la précision de 2% (Cauwet, 1994) sauf concernant le blanc (~11%).

## V. ANALYSES DES METAUX

### V.1. ECHANTILLONNAGE ET CONSERVATION

#### V.1.1. Fraction particulaire

##### V.1.1.1. Matières en Suspension

La caractérisation des concentrations en éléments traces métalliques (ETM) des MES nécessite d'avoir une masse suffisante de MES, d'autant plus si l'on réalise des extractions sélectives (>1-2g). Lors de l'échantillonnage de crues, deux ou trois bouteilles en polypropylène de 2 litres suffisaient. Après centrifugation (Juan CR412), les MES récupérées sont placées à l'étuve. Après être séchées, elles sont broyées et stockées dans des sacs en plastique et conservées dans un endroit sec et à l'abri de la lumière.

Pour le suivi saisonnier, les MES ont été collectées dans des grands bidons en PVC de 20 L remplis :

- soit à l'aide d'une pompe péristaltique munie d'un tuyau en polypropylène pour s'éloigner le plus possible des berges, d'un flotteur et d'un lest pour prélever à une profondeur de ~0.5 m ;

- soit à l'aide de seaux. Dans les deux cas, les récipients ont été plusieurs fois rincés avec l'eau de la rivière échantillonnée. Le nombre de bidons en polypropylène était fonction de la turbidité de la rivière. De retour au laboratoire, les échantillons ont été immédiatement centrifugés (centrifugeuse Westfalia Separator ; **Figure II - 21**).

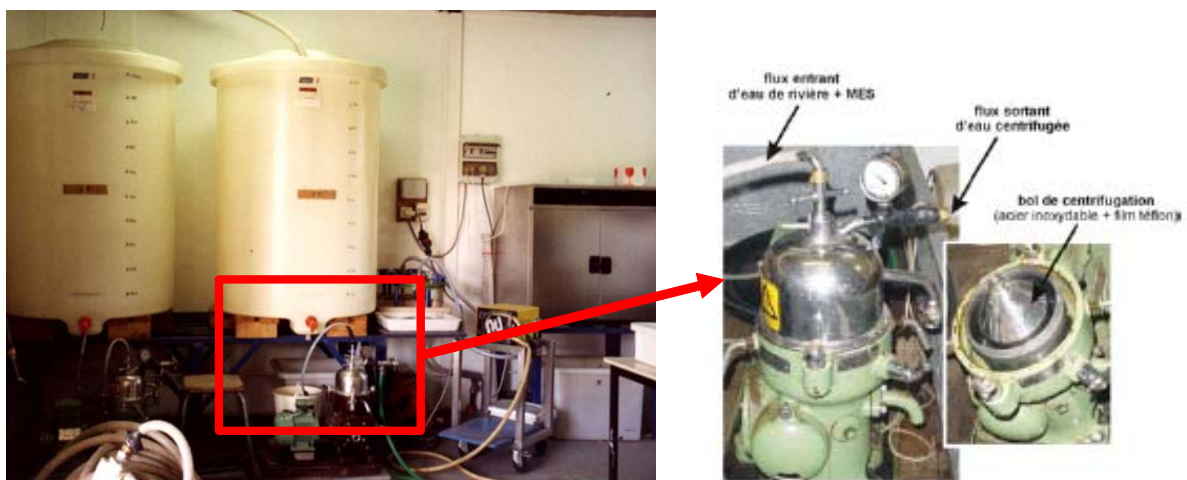


Figure II - 21 : Dispositif de centrifugation.

Les éléments de la centrifugeuse en contact avec les échantillons sont en acier inoxydable recouvert d'un film en téflon pour éviter toute corrosion ou contamination. Des

tests ont été effectués (Schäfer et Blanc, 2002) montrant qu'aucune contamination significative métallique n'a eu lieu et ce, même après 4 centrifugations successives. Les particules sont récupérées du bol de centrifugation à l'aide d'une brosse en polyéthylène, mises à l'étuve et stockées.

### **V.1.1.2. Stream sédiments ou « laisses de crues »**

Une campagne d'échantillonnage de 3 jours (6 au 8 janvier 2004) a eu pour but de récupérer des « stream » sédiments (« laisses de crues ») sur trente cinq sites représentatifs du réseau hydrographique du bassin de Decazeville. Cette étude a fait l'objet du DES d'Aymeric Dabrin dans l'équipe TGM.

Les premiers millimètres de matériel sédimentaire, au niveau de zones d'accumulation de matériel fin, ont été récupérés au moyen d'une spatule en PVC. Dans la mesure du possible, chaque prélèvement était une combinaison de plusieurs sous-échantillons récupérés sur un linéaire d'une cinquantaine de mètres afin que l'échantillon soit représentatif de la zone étudiée. A chaque prélèvement, la position GPS était relevée afin de replacer correctement sur la carte chaque site de prélèvement. Les échantillons ont été conditionnés à 4°C dans des poches plastiques propres après avoir été prélevés.

Le matériel étant assez hétérogène et du fait que la grande partie des métaux est accumulée dans la fraction fine des sédiments, les échantillons ont été tamisés à 200 µm et 63 µm avec des tamis en nylon. La partie inférieure à 63 µm correspond aux argiles et silts, la partie comprise entre 63 µm et 200 µm aux sables fins à moyens et la fraction supérieure à 200 µm aux graviers.

Pour chaque échantillon un aliquote de la fraction fine a été conservé en phase humide pour réaliser une analyse granulométrique et caractériser plus finement le spectre granulométrique. Le reste a été séché, broyé et conservé dans des poches plastiques scellées et à l'abri de la lumière.

### **V.1.2. Fraction dissoute**

Les prélèvements ont été effectués dans des bouteilles d'un litre, en polypropylène, et préalablement rincées trois fois avec l'eau de la rivière échantillonnée. Pour minimiser les apports venant des berges et prélever dans l'eau courante, les bouteilles ont été fixées sur des perches permettant de s'éloigner des berges et de prélever sous une dizaine de centimètre sous la surface. Des aliquotes de 60 ml ont été prélevés à la seringue et ont été immédiatement

filtrés sur des membranes Minisart® (0,2 µm), soit dans l'enceinte à atmosphère inerte du véhicule-laboratoire (**Figure II - 22**) pour des prélèvements ponctuels sur site, soit immédiatement de retour au laboratoire (cas de l'analyse de la crue sur le Lot [température de l'air 5°C] dont les prélèvements ont été réalisés automatiquement par un préleveur automatique). Occasionnellement, des prélèvements additionnels d'échantillons d'eau ont été filtrés à 0,02 µm (réalisés sur filtres ANOTOP 25 mm, porosité 0,02µm, Whatman®).



**Figure II - 22 : Véhicule laboratoire de terrain.**

Ces échantillons ont été immédiatement acidifiés (HNO<sub>3</sub> 1% Baker ultrex®) et conservés à 4°C jusqu'à l'analyse.

## V.2. PREPARATION DES ECHANTILLONS DE LA PHASE PARTICULAIRE

### V.2.1. Mise en solution des métaux particuliers par attaques totales

La concentration totale en métaux traces est déterminée après une attaque totale tri-acide (Schäfer et al., 2002). Les différentes manipulations présentées dans ce qui suit (hormis la pesée et le broyage) sont effectuées en salle blanche pour minimiser les risques de contamination.

Dans un premier temps, les échantillons sont broyés et homogénéisés dans un mortier en agate. Chaque prise de sédiment est pesée précisément (autour de 30 mg) et placée dans un flacon de 15 ml en Téflon de type Savillex. Les sédiments sont alors digérés à l'eau régale (750 µL HCl « suprapur » à 30,9% ajoutés à 250 µL HNO<sub>3</sub> « suprapur » à 65,5%) et 2 mL de HF à 65% dans les Savillex puis fermés hermétiquement par leur couvercle et placés sur une plaque chauffante à 110°C durant 2 heures.



Après refroidissement, il est nécessaire de rincer d'eau Milli-Q les couvercles des Savillex pour y récupérer les gouttelettes de condensation. Le contenu des Savillex est alors placé, sans couvercle, à évaporer sur une plaque chauffante à 100°C pendant 12 heures.

Après avoir retiré les Savillex de la plaque chauffante et les avoir laissés refroidir, une reprise du résidu de digestion est réalisée par ajout de 250 µL de HNO<sub>3</sub> à 65,5% et 5mL d'eau Milli-Q. Pour faciliter la dissolution des résidus d'attaque, les flacons sont placés une dernière fois sur une plaque chauffante à 80°C pendant 10 min puis retirés de la plaque. Après décantation, 3,5 ml du surnageant sont prélevés avec une pipette et conservés dans un flacon en polypropylène auxquels sont ajoutés 6,5 mL d'eau Milli-Q. La démarche est résumée dans la **Figure II - 23**.

### V.2.2. Extractions sélectives

La spéciation métallique réalisée à partir d'extractions sélectives fournit des informations détaillées sur la forme chimique, la réactivité, les principales phases porteuses et le potentiel de mobilisation des ETM. La définition opérationnelle des principales phases porteuses des métaux correspond à l'isolement de plusieurs fractions (Tessier, 1979 ; Audry et al., sous presse) : la fraction I, extraite par NaOAc/HOAc à pH 5, est attribuée aux phases « carbonates » et/ou « échangeable » ; la fraction II, extraite par ascorbate, est attribuée aux phases « d'oxyhydroxydes de Fe et Mn réactifs » ; la fraction III, » extraite par H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, est attribuée aux phases « matière organique et sulfures » ; la fraction IV, extraite par HCl (1N), est attribuée aux phases « associées aux sulfures amorphes et phases adsorbées sur des argiles » ; la fraction V, « totale »

Ces définitions opérationnelles de la réactivité des « phases porteuses » par rapport aux différents extractifs ne distinguent pas de phases minéralogiques précises. En effet, leur sélectivité est limitée et une même phase peut être extraite par plusieurs extractifs : ainsi HCl (1N) extrait également les fractions I et II. Toutefois, l'interprétation prudente de ces résultats représente une approche importante à la caractérisation de la spéciation solide très complexe des ETM.

Les techniques d'extractions sélectives ont été appliquées lors d'une étude ponctuelle sur le Lot, lors de la crue cinquantennale, afin de déterminer la répartition des métaux traces sur les différentes phases porteuses des MES. Les métaux se distribuent sur les différentes phases du sédiment suivantes: métaux échangeables, liés aux carbonates, fraction réductible (hydroxydes de Fe et Mn) et oxydable (matière organique et sulfures) et minéraux résiduels. Pour notre étude, nous nous sommes intéressés **essentiellement à séparer deux phases** :

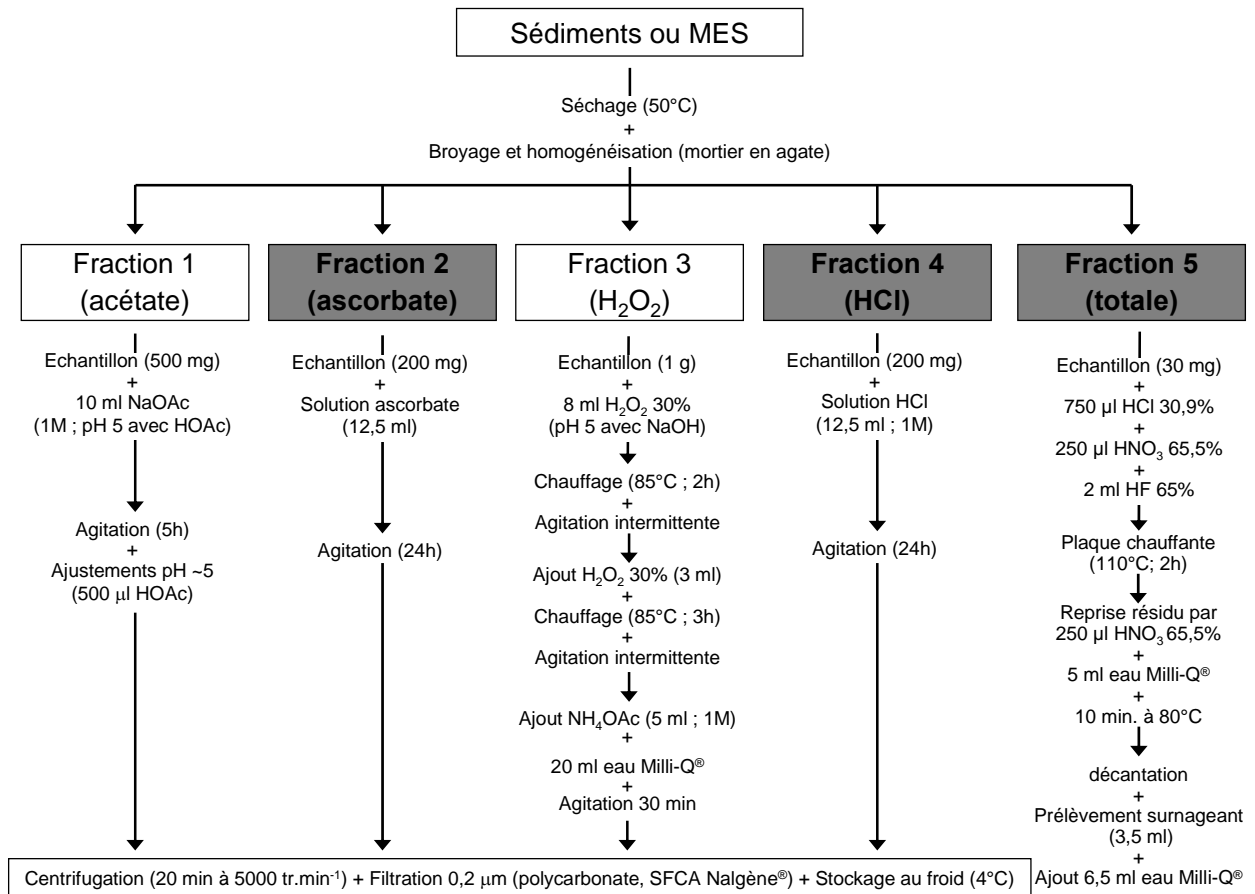


Figure II - 23 : Protocole schématique des différentes extractions sélectives (Audry, 2003) ; les cellules grisées correspondent aux extractions (ascorbate et HCl) menées dans le cadre de notre étude.

- Extraction des oxy-hydroxydes de Mn et des oxydes réactifs de Fer par une solution d'ascorbate. De par leur surface spécifique élevée et leur forte capacité d'absorption, ce sont d'importantes phases porteuses pour beaucoup de ETM (Salomons et Förstner, 1984 ; Stumm et Morgan, 1996). Ces oxydes sont connus pour être des pièges à métaux et peuvent être considérés, avec la matière organique, comme les composés dominant la distribution des métaux dans l'environnement. La solution d'ascorbate est préparée en mélangeant 50g de bicarbonate de sodium et 50g de citrate de sodium dans 1L d'eau milli-Q. Le premier sert de tampon (pH à 8) afin d'éviter des réadsorptions sur d'autres phases particulières et le second permet la complexation des métaux en solution. La solution est mise à buller avec du N<sub>2</sub> afin d'éliminer l'oxygène dissous puis sont ajoutés lentement 20g d'acide ascorbique qui est le réducteur des oxydes. Les attaques ont été effectuées sur des échantillons de 200 mg de sédiment, préalablement broyés dans un mortier en agate, et placés dans des tubes, auxquels sont ajoutés 12,5 ml de la solution d'acide ascorbique préparée, puis sont fermés hermétiquement. Les tubes sont placés sur un mélangeur pour y être brassés pendant 24 h en

continu. Des tests cinétiques ont effectivement montré que 24 h était un temps optimal pour extraire le Mn et le Fe des oxydes réactifs (Anschutz et al., 2005). Les échantillons ont subi ensuite une centrifugation pendant 15 min à 4500 tr.min<sup>-1</sup>. Le liquide surnageant a été filtré à 0,2 µm, transvasé dans un tube 14 ml décontaminé et stocké à 4°C à l'abri de la lumière avant d'être analysé (**Figure II - 23**).

- Extraction des carbonates, des oxydes de Fe et Mn et des métaux adsorbés sur des argiles par une solution d'acide chlorhydrique. Cette seconde extraction par du HCl 1N est plus agressive. On ajoute 12,5 ml de la solution d'attaque aux 250 mg de sédiment, séché et broyé, puis on ferme hermétiquement. Le tube est également remué pendant 24h et les procédures suivantes sont identiques à celles de l'ascorbate (**Figure II - 23**). Cette solution extrairait le Mn des oxydes et des carbonates en 24 h (Anschutz et al., 2005). Cependant, pour le oxydes de Fe, cette attaque serait moins efficaces (Kostka and Luther, 1994).

### **V.3. DOSAGES DES METAUX PAR ICP-MS**

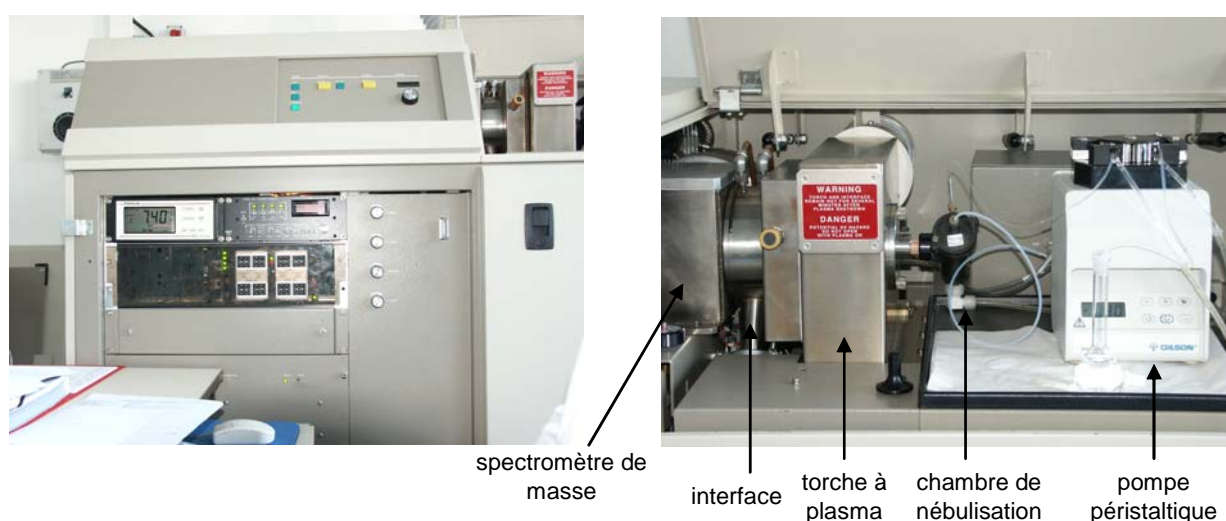
Durant notre étude, les concentrations dissoutes et particulaires en cadmium, zinc, plomb, arsenic, antimoine, cuivre, chrome, nickel, cobalt, molybdène, uranium, thorium et vanadium ont été mesurées avec un spectromètre de masse couplé avec un plasma induit (ICP-MS). L'appareil utilise un plasma (ICP) comme source d'ionisation et un analyseur de masse (MME) pour détecter les atomes produits. Il mesure quasi simultanément la concentration des éléments listés plus haut avec des seuils de détection de l'ordre du ng.l<sup>-1</sup>.

#### **V.3.1. Principe du dosage multi-élémentaires par ICP-MS**

Pour le dosage des éléments traces métalliques (ETM), des aliquotes, soit d'échantillons dissous soit des produits des attaques totales ou extractions sélectives, ont été dosés par deux modèles d'ICP-MS. L'essentiel des données est issu d'un modèle Perkin-Elmer type Elan 5000 (**Figure II - 24**). Depuis janvier 2004, l'équipe TGM s'est dotée d'un Thermo Elemental X7, accédant à un niveau de détection supérieur. Quel que soit l'appareil utilisé, le principe reste identique.

Les échantillons liquides sont prélevés par une pompe péristaltique, nébulisés et injectés dans un plasma d'Argon (ICP) ; celui-ci induit l'ionisation des éléments par transfert d'énergie (par collision ; T= 7000°K). Les ions traversent ensuite une interface par un orifice en nickel de diamètre 1 mm et sont extraits vers le spectromètre de masse (MS) par un vide permanent (P = 6,1.10<sup>-7</sup> mbar). Les ions traversent des lentilles polarisées (réglées dans notre cas pour l'analyse de cations), puis le spectromètre de masse quadripôle discrimine les

isotopes par déviation de leur trajet, en fonction de leur rapport “masse/charge”, dans un champ électromagnétique. Le détecteur enregistre le nombre d’ions d’un même isotope détecté toutes les 10-50 millisecondes. Chaque isotope élémentaire apparaît avec une intensité proportionnelle à la concentration initiale. Les mesures ont été réalisées en mode « Peak-Hop » : la mesure est la moyenne de 21 lectures sur 3 dosages successifs. Les intensités sont transformées en concentrations avec la calibration externe réalisée avec une gamme étalon de dilution. Compte tenu qu’il existe des interférences dues à la présence d’éléments chimiques dans l’environnement et apportés par les différents réactifs d’attaques, seules les masses atomiques permettant de s’affranchir de ces interférences ont été analysées.



**Figure II - 24 : photos de l'ICP-MS Perkin Elmer Elan 5000.**

### **V.3.2. Protocole d'analyse**

Les étalons et échantillons sont dilués dans une matrice à HNO<sub>3</sub> 1% ultrapur (Baker ultrex®). Une calibration interne et externe est réalisée : une solution mère est préparée par dilution d’une solution standard de concentration connue (AccuTrace™ Reference standard): Zn = 2500 µg.l<sup>-1</sup> ; V, Cu, Pb, Cr, As, Co = 500 µg.l<sup>-1</sup> ; Sb, Cd, Mo, U = 50 µg.l<sup>-1</sup>.

Une gamme de six étalons obtenus par dilution de la solution mère a été utilisée pour les différentes séries d’analyses. Les droites d’étalonnage obtenues permettent de déterminer la concentration en ETM dans les échantillons avec un coefficient de régression supérieur à 0.995 (Audry, 2003). Une éventuelle dérive de sensibilité de l’appareil est vérifiée tout au long du dosage et corrigée, en intercalant un blanc et un étalon tous les 5 échantillons. De même, un blanc (eau Milli-Q + HNO<sub>3</sub>) y est mesuré tous les 5 échantillons et ceci à la fois

pour retrancher les blancs analytiques des concentrations mesurées et à la fois pour vérifier régulièrement d'éventuelles contaminations du système et cerner le lot d'échantillons touchés.

### V.3.3. Validité des mesures et limites de détection

La justesse a été vérifiée régulièrement par dosage de certifiés, standards internationaux caractéristiques de différents milieux (e.g. SLRS-4 caractéristiques des eaux de rivières ; CRM 320 représentatif des sédiments de rivières).

Les limites de détection de la technique de dosage pour les différents métaux, calculées comme étant 3 fois la valeur de l'écartype des blancs d'analyse ( $3\sigma$  ; probabilité de 95%) sont données dans le **Tableau II - 5**.

**Tableau II - 5 : Limites de détection ( $3\sigma$ ) des ETM par dosages avec les deux ICP-MS.**

	<b><math>3\sigma</math> dissous (<math>\mu\text{g.l}^{-1}</math>) Perkin Elmer <i>n=19</i></b>	<b><math>3\sigma</math> dissous (<math>\mu\text{g.l}^{-1}</math>) Thermo Elem. <i>n=28</i></b>
<b>V</b>	0,05	0,04
<b>Cr</b>	0,18	0,08
<b>Co</b>	0,05	0,03
<b>Ni</b>	0,21	0,27
<b>Cu</b>	0,09	0,08
<b>Zn</b>	0,41	0,19
<b>As</b>	0,09	0,05
<b>Mo</b>	0,03	0,01
<b>Sb</b>	0,01	0,002
<b>Cd</b>	0,01	0,003
<b>Pb</b>	0,07	0,016
<b>Th</b>	0,05	0,01
<b>U</b>	0,025	0,010

La justesse et la reproductibilité des dosages par ICP-MS sont présentées ici à partir de l'analyse du matériau de référence certifié international (eau de rivière) SLRS-4 pour les deux ICP-MS (**Tableau II - 6** et **Tableau II - 7**). La valeur « mesurée », pour l'ICP Perkin Elmer Elan 5000, représente la moyenne des valeurs de 2001-début 2004 auxquelles nous faisons référence dans cette étude. La valeur de justesse (en %) est basée sur la comparaison entre les moyennes du certifié SLRS-4 et celles mesurées lors des différentes analyses (cette comparaison est basée sur les moyennes et ne tient pas compte des barres d'erreur indiquées). L'analyse du **Tableau II - 6** montre que les valeurs mesurées se situent dans les barres d'erreur ou dans une forte proximité supérieure (Cr : +7% et Zn : +3%) pour les moyennes analysées par ICP-MS Perkin Elmer Elan 5000 ; ce qui nous permet de valider à la fois la

méthode d'attaque totale et celle du dosage à l'ICP-MS. La comparaison entre les moyennes du certifié SLRS-4 avec celles mesurées lors des analyses faites, à partir de janvier 2004, avec l'ICP-MS Thermo Elemental (**Tableau II - 7**) met en évidence des différences inférieures à 10% sur la quasi-totalité des éléments analysés. Seuls Co et Sb montrent des différences supérieures, avec respectivement 12% et 15%. Les résultats de justesse et de reproductibilité obtenus sur les deux ICP-MS sont quasi comparables et autorisent des comparaisons entre les banques de données issues de l'Elan 5000 avec celles du X7.

**Tableau II - 6 : Justesse et reproductibilité du dosage des ETM par ICP-MS calculées par l'analyse du standard SLRS-4 (ICP-MS Perkin Elmer Elan 5000).**

SLRS-4	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
valeur certifiée	0,32 ± 0,03	0,33 ± 0,02	0,033 ± 0,006	0,67 ± 0,08	1,81 ± 0,08	0,93 ± 0,10
valeur mesurée	0,352	0,375	0,041	0,747	1,726	1,056
justesse %	10%	14%	1%	11%	-5%	14%
sd	0,021	0,127	0,011	0,169	0,204	0,292
	As	Mo	Cd	Sb	Pb	U
valeur certifiée	0,68 ± 0,06	0,21 ± 0,02	0,012 ± 0,002	0,23 ± 0,04	0,086 ± 0,007	0,050 ± 0,003
valeur mesurée	0,700	0,226	0,013	0,271	0,085	0,050
justesse %	3%	8%	8%	18%	-2%	0%
sd	0,034	0,033	0,003	0,021	0,018	0,007

**Tableau II - 7 : Justesse et reproductibilité du dosage des ETM par ICP-MS calculées par l'analyse du standard SLRS-4 (ICP-MS Thermo Elemental X7 Série).**

SLRS-4	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
valeur certifiée	0,32 ± 0,03	0,33 ± 0,02	0,033 ± 0,006	0,67 ± 0,08	1,81 ± 0,08	0,93±0,10
valeur mesurée	0,35	0,335	0,037	0,67	1,747	0,954
justesse %	9%	1%	12%	0%	-3%	3%
sd	0,012	0,058	0,005	0,093	0,199	0,133
	As	Mo	Cd	Sb	Pb	U
valeur certifiée	0,68 ± 0,06	0,21 ± 0,02	0,012 ± 0,002	0,23 ± 0,04	0,086 ± 0,007	0,050 ± 0,003
valeur mesurée	0,727	0,219	0,012	0,265	0,081	0,049
justesse %	7%	4%	0%	15%	-5%	-2%
sd	0,030	0,020	0,002	0,015	0,015	0,002







**- CHAPITRE III -**  
**VARIABILITE TEMPORELLE ET SPATIALE**  
**DES FLUX DE MATIERES EN SUSPENSION**  
**DU BASSIN ADOUR-GARONNE**

---



*La Réole est une île, une île de terre labourée, apeurée, au centre de terres fermes, une île dessinée par des contours d'eaux inconstantes, en pointillés caméléons sous de rares ponts, Garonne verte lorsqu'elle charrie ses eaux d'Espagne, d'Ariège et de Gers, rouge brune quand le Tarn et le Lot gagnent sur la rive droite la bataille des confluent, blanche si les marées de l'Atlantique poussent le mascaret jusqu'aux écluses, et le canal latéral qui tente avec ses eaux soumises de couper les méandres du fleuve, de contenir dans sa course lente des péniches trop courtes pour nourrir leurs marinières. JP Harang.*

## **VARIABILITE TEMPORELLE ET SPATIALE DES FLUX DE MATIERES EN SUSPENSION DU BASSIN ADOUR-GARONNE**

---

### **Résumé -**

Ce chapitre est composé de deux parties illustrant l'aspect temporel et spatial de l'érosion de bassins contrastés du Sud-Ouest de la France.

Les objectifs de la première partie visent à étudier les variations temporelles des concentrations et des flux de matières en suspension (MES) au travers de bassins versants de nature contrastée, et ce, à partir d'une haute résolution temporelle (journalière à 2 heures) des prélèvements. Plusieurs aspects seront abordés : (i) la description des relations entre les concentrations en MES et les débits lors d'événements de crues, illustrée par des cycles d'hystérésis ; (ii) la mise en évidence de la variabilité saisonnière et journalière des flux et l'impact des événements de crues sur la quantification des flux ; (iii) la détermination de fréquences d'échantillonnage, adaptées à l'estimation des flux, pour différentes typologies de bassins et (iv) l'établissement de régressions statistiques reliant les concentrations en MES et les débits, comme recours à des fréquences d'échantillonnage non adaptées à la bonne estimation de flux ; les coefficients de certaines régressions (e.g. type puissance, régressions tronquées) seront analysés et reliés aux caractéristiques des bassins versants.

La seconde partie traite des variations spatiales des flux de MES à l'échelle régionale et est subdivisée en trois grands axes : (i) les résultats des flux spécifiques en MES (i.e. taux d'érosion nets) de chaque bassin étudié seront comparés pour dégager de potentielles zones à forte érosion. Les contributions des principaux affluents de la Garonne seront analysées lors de deux événements hydrologiques majeurs. De plus, l'obtention sur plusieurs années des flux de MES de certains bassins permettra d'évaluer les variations interannuelles et de les comparer aux variations spatiales ; (ii) une étude, mise en annexe, sera consacrée à l'impact d'une retenue de barrage sur le piégeage de sédiments ; (iii) pour conclure, les facteurs de contrôle de l'érosion seront abordés à l'échelle régionale et à l'échelle locale avec l'exemple de deux bassins montagneux : la Nive des Aldudes et la Nive d'Arnéguy.

**Partie I : ECHELLE TEMPORELLE DES  
MECANISMES DE TRANSFERT DES  
MATIERES EN SUSPENSION**



## **I. VARIABILITE TEMPORELLE**

### **I.1. IMPLICATIONS DE CETTE ETUDE**

Dans les fleuves et rivières, les concentrations et flux en MES -de même que les éléments qui leur sont associés- peuvent varier considérablement à des échelles de temps différentes (e.g. cycles saisonniers, événements brefs de crue) sur lesquelles peuvent se surimposer des épisodes ponctuels causés par des actions anthropiques (dragages, rejets, ...). Sous l'impulsion de crues, la réponse temporelle des concentrations et des flux va également être fonction de l'événement hydrologique lui-même, par exemple la périodicité de retour de la crue (crue centennale, biennale, ...), de la position de la crue dans l'ordre temporelle des événements de crues annuelles (première, seconde,... crue de l'année), des caractéristiques propres, naturelles et/ou anthropiques, des bassins, de la gestion des crues (ouverture de barrage).

Si de nombreuses études ont porté sur les variations spatiales, peu d'entre elles ont été effectuées sur les variations temporelles fines en raison des difficultés inhérentes à des prélèvements effectués au cours de crues violentes et souvent brèves. Elles fournissent pourtant des informations primordiales sur les mécanismes et/ou sources régissant les transferts en éléments dissous et particulaires. L'importance d'un suivi haute résolution sera illustrée à travers différents exemples dans ce chapitre et dans les deux chapitres suivants portant sur la charge organique et les teneurs en métaux des eaux.

Dans le cadre de ce chapitre sur les transferts en MES, notre étude s'appuie sur une banque de données de concentrations journalières à sub-journalières en MES de bassins fortement contrastés, ce qui semble une nécessité pour cerner au mieux la dynamique des MES. Le facteur « débits » semble être celui qui va nous aider à caractériser au mieux la variabilité des MES (la pluviométrie étant un paramètre très complexe à étudier<sup>3</sup>). En effet, des corrélations entre les concentrations en MES et les fluctuations des débits ont déjà été observées sur des rivières et fleuves du Sud-Ouest de la France durant d'autres études (Probst, 1983 ; Etchanchu, 1988 ; Maneux, 1998 ; Veyssy, 1998 ; Brunet et Astin, 1999 ; Maneux et al., 1999 ; Audry et al., 2004a) et sur des fleuves mondiaux drainant des environnements distincts (e.g. Guyot, 1993 ; Stott et Grove, 2001; Laronne et al., 2003 ; Miller et al., 2003).

---

<sup>3</sup> Toutefois, nous sommes partis du postulat suivant pour nos systèmes : les crues sont associées à de fortes précipitations alors que la saison sèche, à faible pluviosité (hors orages locaux), est caractérisée par des faibles débits. Etudier l'impact des débits sur les apports en MES revient à cerner partiellement l'impact des précipitations.

A partir de cette banque de données, deux grands axes de recherche ont guidé notre étude : (1) la détermination de fréquences d'échantillonnages adaptées à la variabilité temporelle des MES et des débits et à l'estimation des flux des MES ; (2) les méthodes statistiques permettant de relier les MES au facteur débits afin de pouvoir modéliser les transferts de MES.

✓ La fréquence d'échantillonnage apparaît comme la condition primordiale à la quantification des flux en MES (e.g. DeVries et Klavers, 1994). C'est la raison pour laquelle nous avons défini les fréquences d'échantillonnage nécessaires à l'estimation des flux pour des bassins contrastés du Sud-Ouest de la France. La possibilité de disposer, dans notre étude, de différentes typologies de bassins permet de transposer ces résultats à une large gamme de fleuves et rivières qui seront étudiés dans l'avenir. De plus, les incertitudes sur la quantification des flux déterminées en fonction des fréquences d'échantillonnage pourront être appliquées sur des flux déjà proposés dans la littérature dont la résolution temporelle serait peu adaptée à l'estimation des flux. Ceci pourra se faire par association avec des bassins présentant des caractéristiques analogues.

✓ Dans le cas de séries de données incomplètes pour l'établissement des transferts en éléments dissous ou particuliers, de nombreux auteurs établissent des méthodes de reconstitution de concentrations manquantes. Des méthodes d'interpolation linéaire entre deux prélèvements peuvent être envisageables dans la mesure où l'échantillonnage est suffisant pour décrire les variations. Des modèles empiriques sont également régulièrement utilisés (e.g. Walling et Webb, 1981 ; Meybeck et al., 1993 ; Asselman, 2000 ; Horowitz, 2003) et sont basés sur les corrélations statistiques établies entre deux variables dépendantes (dans notre cas, les débits et les MES). Dans certains cas, les pentes des relations  $MES = f(Q)$  sont interprétées en fonction des caractéristiques environnementales des bassins versants (climat, taille du bassin, géologie, pédologie, végétation, occupation du sol, ...). Même si les relations  $MES = f(Q)$  sont significatives, elles ne montrent cependant pas de forts coefficients de corrélation en raison de la non unicité dans la relation MES/débits pour certains systèmes. L'existence d'hystérésis explique le plus souvent l'écart des concentrations en MES pour une même valeur de débit.

Nous avons étudié plusieurs approches de « modélisation » des concentrations en MES en fonction des débits et analysé ces relations en fonction des caractéristiques des bassins du Sud-Ouest de la France. Le couplage de données à haute résolution temporelle et couvrant différentes typologies de bassin doit permettre de mieux interpréter ces relations.

Outre le programme GIS ECOBAG, cette partie est inscrite dans plusieurs projets répondant à des problématiques très diversifiées. Ainsi, en 2002, nous avons contribué à une étude complémentaire en collaboration avec l'Ifremer de Bidart sur l'influence de la turbidité sur le comportement de la Civelle d'Anguille (*Anguilla Anguilla* L.), déjà mise en évidence lors de plusieurs études (De Casamajor et al., 1999 et 2000). En effet, la turbidité influence la quantité de lumière pénétrant en profondeur, ce qui agit sur le comportement migratoire vertical des civelles dans la colonne d'eau et donc sur le nombre de leurs captures au tamis à main ou poussé en surface. L'analyse des captures de Civelles par sortie de 1927 à nos jours, dans l'estuaire de l'Adour, montre une diminution des prises. La question s'est posée alors de savoir s'il y avait une influence de la variabilité des facteurs hydroclimatiques sur le niveau des captures. Les captures de Civelles (carnet de pêches), les coefficients de marée, les données de cycle lunaire, la pluviométrie et les débits sont disponibles depuis au moins 1950 auprès des divers organismes. Seules les données de turbidité manquent à cet ensemble de facteurs. En effet, un suivi régulier à Port de Lanne est assuré uniquement depuis 1999 par l'équipe TGM. Avec cette banque de données, nous avons essayé : (i) d'obtenir une meilleure connaissance de la dynamique des MES dans l'Adour en déterminant les paramètres intervenant dans l'érosion des sols ; (ii) d'identifier les processus significatifs agissant sur les teneurs. Cette étude avait pour but de « reconstruire » une banque de données de MES depuis 50 ans à partir des données disponibles (débits, ...) et de tester ce facteur sur le nombre de captures de Civelles. Les résultats de cette étude ont été consignés dans une partie du rapport UPPA/Ifremer intitulé « Calibration du modèle hydrodynamique de circulation estuarienne et modélisation des flux de civelles » (De Casamajor et al., 2002).

D'autre part, une partie de ces recherches est intégrée au programme national ACI-FNS « ECCO », ECosphère COntinentale : Processus et Modélisation, pour la thématique Hydrologie : cycle de l'eau et flux associés (matières, énergie) [PNRH], en collaboration avec l'Université de Tours (Laboratoire de Géologie des Environnements Aquatiques Continentaux), l'Université de Paris VI (UMR Sisyphe), l'Université de Perpignan (CEFREM) et l'EDF/DTG. Ce projet intitulé VARIFlux a pour but d'étudier les transports fluviaux dissous et particuliers à fine résolution temporelle. Ce projet propose de définir de nouveaux concepts et descripteurs pour caractériser quantitativement la variabilité spatio-temporelle des transports fluviaux. De plus, ce programme repose sur la quantification des incertitudes d'estimation des flux en fonction de la fréquence d'échantillonnage, du type de matériel considéré (dissous ou particulaire) et de la réponse hydrologique.

## I.2. VARIABILITE DES CONCENTRATIONS EN MES

### I.2.1. Evolution des concentrations en MES avec l'hydrologie

L'évolution des concentrations en MES suit globalement les variations des débits liquides, comme présenté ici à titre d'exemple sur six bassins contrastés, la Dordogne, la Garonne, l'Isle, les Gaves, l'Adour et le Lot suivis sur plusieurs cycles hydrologiques (**Figure III - 1**). Les enregistrements journaliers des débits et MES ont débuté dès le début des années 90 sur le Lot (1990) et la Garonne (1994). Pour ces deux rivières, l'enregistrement est ici limité à la période 1999-2003 à des fins de comparaisons avec les quatre autres rivières. Il est alors possible de comparer les valeurs maximales de concentrations en MES de chaque site et de distinguer différentes périodes d'exportation de MES correspondant aux crues.

Une synthèse peut être effectuée en donnant la valeur maximale de concentration en MES et le débit correspondant en chacun des sites suivis lors de notre étude (**Tableau III - 1**). Ce premier point donne des indications sur le niveau d'érosion et/ou sur la présence de matière plus ou moins mobilisable lors des crues. On note par exemple que les concentrations de la Dordogne, de l'Adour, de l'Isle ou de la Grande Nive à Ustaritz ne dépassent pas 500 mg.l<sup>-1</sup>.

**Tableau III - 1 : Valeurs maximales de concentrations en MES avec débits journaliers (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) et débits spécifiques (l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>) correspondants - (\* : débits horaires) sur différents bassins du Sud-Ouest de la France.**

Rivière	MES (mg.l <sup>-1</sup> )	Q (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	Qs (l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> )	Date
LOT	1210	2506	273	05/12/2003
GARONNE	1550	2824	55	12/06/2000
GAVES	700	828	164	10/05/2002
DORDOGNE	450	382	25	09/02/1999
ADOUR	300	83	9	09/06/2000
ISLE	190	81	12	09/02/1999
NIVELLE	2730	98*	594*	27/07/1996
N. ALDUDES	1020	93*	596*	04/02/2003
N. ARNEGUY	1000	-	-	05/02/2003
N. à USTARITZ	420	331	380	01/12/1996
BAISE	2150	81	61	11/05/2002
MIDOUZE	800	121	48	04/02/2003
AVEYRON	800	691	134	04/02/2003
GARONNE AMONT	610	704	51	05/06/2002
TARN	1500	1820*	200*	25/11/2003
DOURDOU	1540	217*	330*	27/02/2003



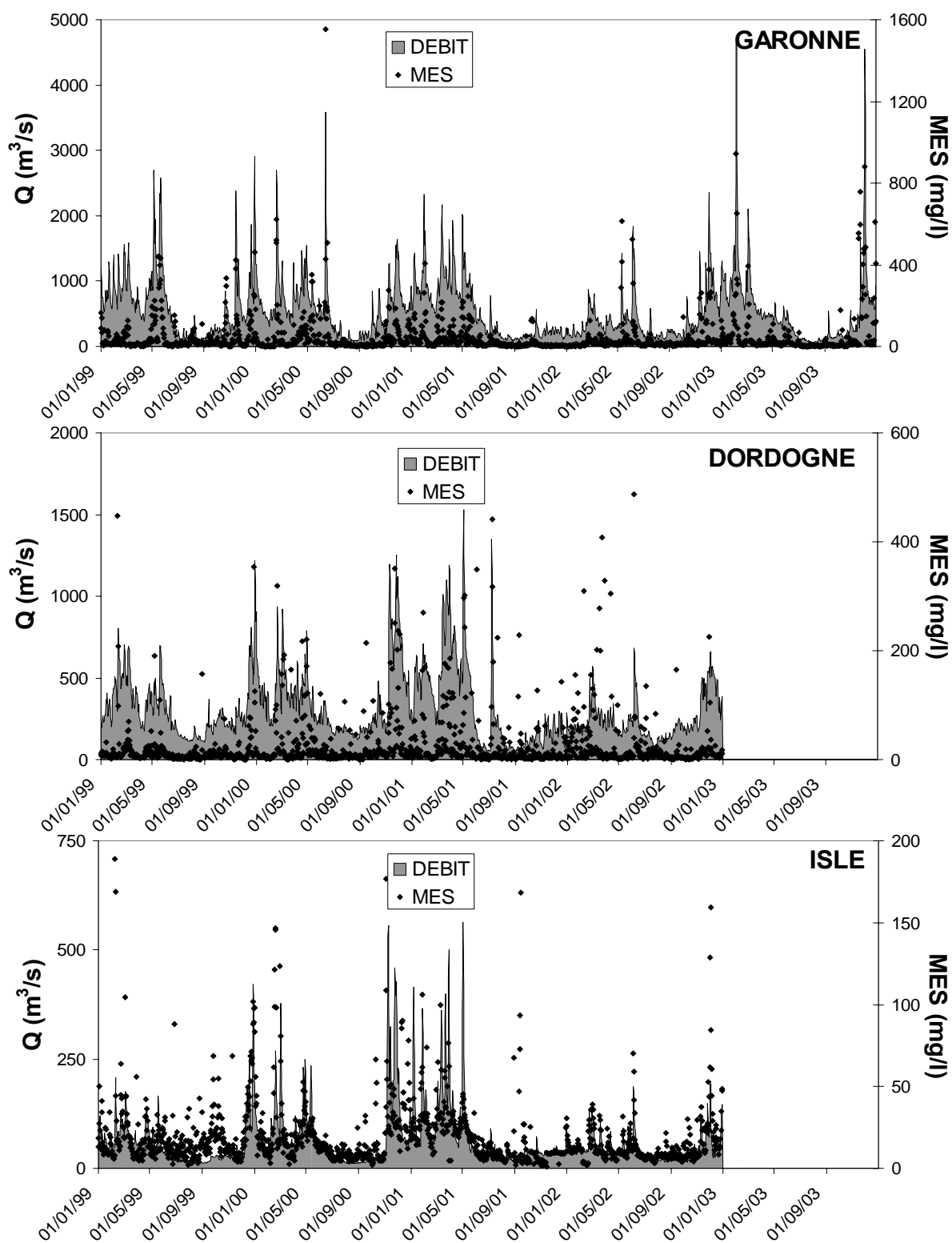


Figure III – 1 (légende page suivante)

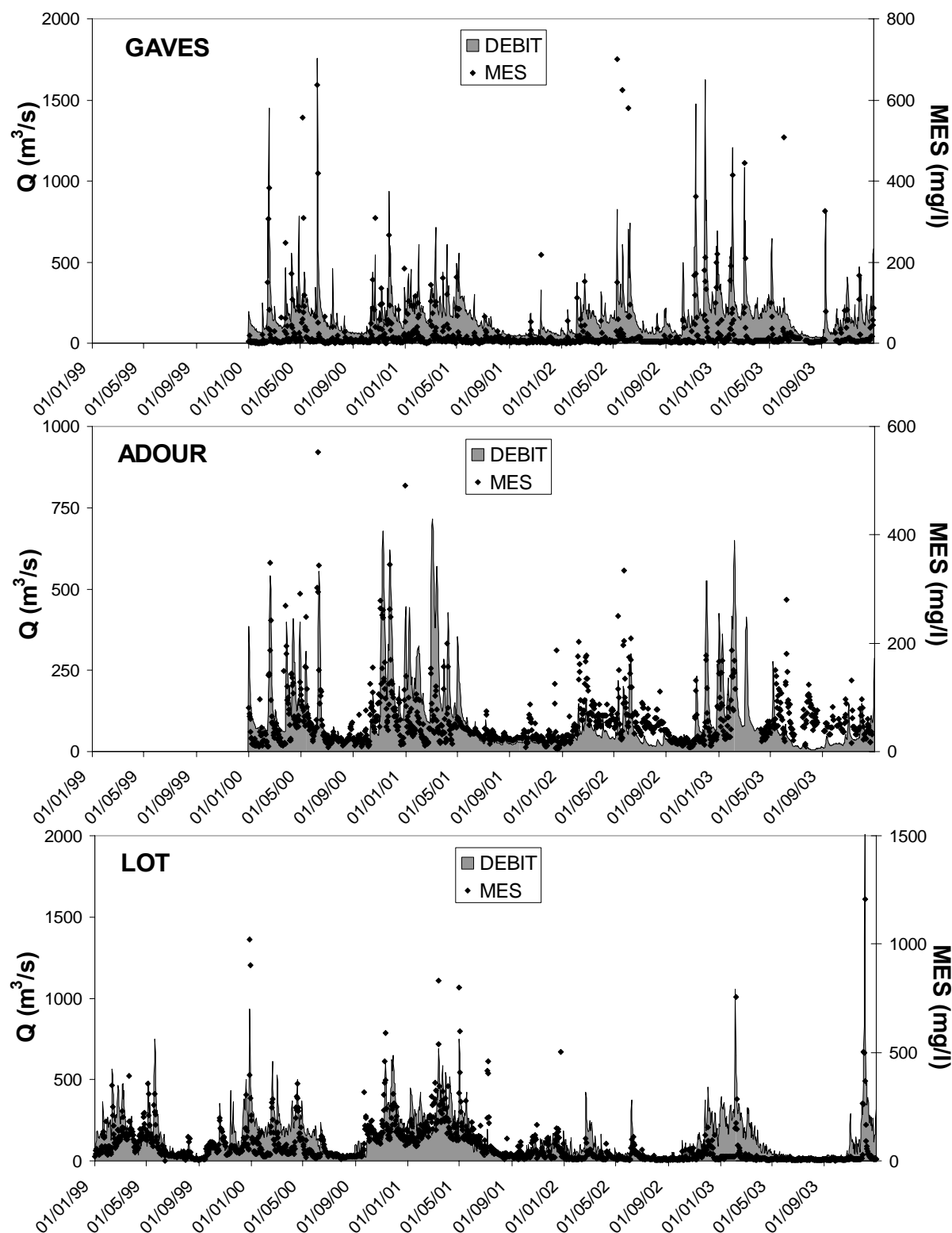


Figure III - 1 : 1<sup>ère</sup> page - Evolution des débits journaliers et des concentrations en MES mesurées dans la Garonne (à son exutoire à La Réole), la Dordogne et l'Isle au cours des cycles hydrologiques 1999-2002 (1999-2003 pour la Garonne) ; 2<sup>ème</sup> page - Evolution des débits journaliers et des concentrations en MES mesurées dans les Gaves, l'Adour et le Lot au cours des cycles hydrologiques 2000-2003 (1999-2003 pour le Lot).

### **I.2.2. Evolution des concentrations en MES lors de crues**

Le rôle majeur des crues dans l'exportation des MES et éléments associés a déjà été souligné pour des rivières du Sud-Ouest de la France (Garonne Amont, Probst et Bazerbachi, 1986; Nivelle, Maneux et al., 1999), pour d'autres rivières françaises (Seine, Idlafkih, 1998 ; Rhône, Pont et al., 2002; Têt, Serrat et al., 2001, Durance ; Poirel, EDF-DTG, comm. pers.) ou pour des rivières et fleuves mondiaux (e.g. Webb et Walling, 1982 ; Bradley, 1984 ; Horowitz, 2001b ; Droux et al., 2003). Ce sont donc des épisodes clés pour comprendre les mécanismes de transfert des MES sur un bassin.

L'augmentation des débits s'accompagne de l'accroissement des concentrations en MES dont le pic de concentration peut s'observer soit en concomitance avec celui des débits, soit déphasé avec la possibilité d'être avant ou après le pic de débit. De plus, pour une valeur de débit donnée, les concentrations en MES peuvent être plus élevées durant la phase de montée de la crue, résultant en une **hystérésis horaire ou orthograde** (Bogen, 1980; Walling and Webb, 1981; Asselman, 1999; Sammori et al., 2004) ou être plus importantes durant la décrue, décrivant alors une **hystérésis antihoraire ou rétrograde** (Heidel, 1956). Les hystérésis horaires seraient liées à un épuisement du stock de matière disponible avant le pic de débit (Williams, 1989) alors que les hystérésis antihoraires seraient conséquentes à l'existence de sources distantes (Heidel, 1956; Williams, 1989) ou à l'effondrement de berges juste après le passage du pic de crue (Sarma, 1986; Ashbridge, 1995). Se pose alors le problème de l'existence de corrélations  $MES = f(Q)$ , d'autant plus crucial que l'écart entre les concentrations en MES mesurées pour des mêmes valeurs de débits mais situées soit lors des phases montantes, soit lors des phases descendantes, est grand.

#### **Exemples d'hystérésis lors d'événements extrêmes.**

Nos données ont permis d'établir des relations de type hystérésis entre les débits et les concentrations en MES. Ne pouvant toutes les représenter dans ce manuscrit, nous avons sélectionné certains cycles, révélant différentes réponses aux variations hydrologiques, et ce, pour trois bassins contrastés (Garonne, Adour et Nive des Aldudes). Ces observations ne peuvent être faites qu'en raison de la haute résolution des banques de données.

L'analyse des hystérésis a fait l'objet d'une présentation lors du 9ème Congrès des Sédimentologues Français (ASF) en octobre 2003, restreinte au bassin de la **Garonne à La Réole** pour la période 1994-1998, représentant trois types de situations hydrologiques : année humide (en 1994 et 1996), année moyenne (en 1995) et année sèche (en 1997 et 1998).

Quel que soit l'événement de crue décrit, l'augmentation des concentrations en MES avec les débits croissants est très marquée (**Figure III - 2**). Le pic de concentration en MES coïncide la plupart du temps avec le pic de débit liquide ; l'événement du 5-18 décembre 1996 montre toutefois un pic en MES après le maximum de débit. L'analyse des trois crues successives et rapprochées dans le temps de l'année 1994, ne semble pas montrer un affaiblissement des concentrations en MES. Sur les onze crues majeures identifiées, trois épisodes présentaient des hystérésis rétrogrades, cinq événements étaient orthogrades et les trois derniers montraient des formes plus complexes (forme en huit ; **Figure III - 2**). Les courbes rétrogrades ont été observées systématiquement lorsque le Tarn présentait des débits de crue importants (**Figure III - 2** ; **Figure III - 3**). Le déphasage entre le débit liquide et le débit solide pourrait témoigner d'une source lointaine de MES par rapport à la station de jaugeage.

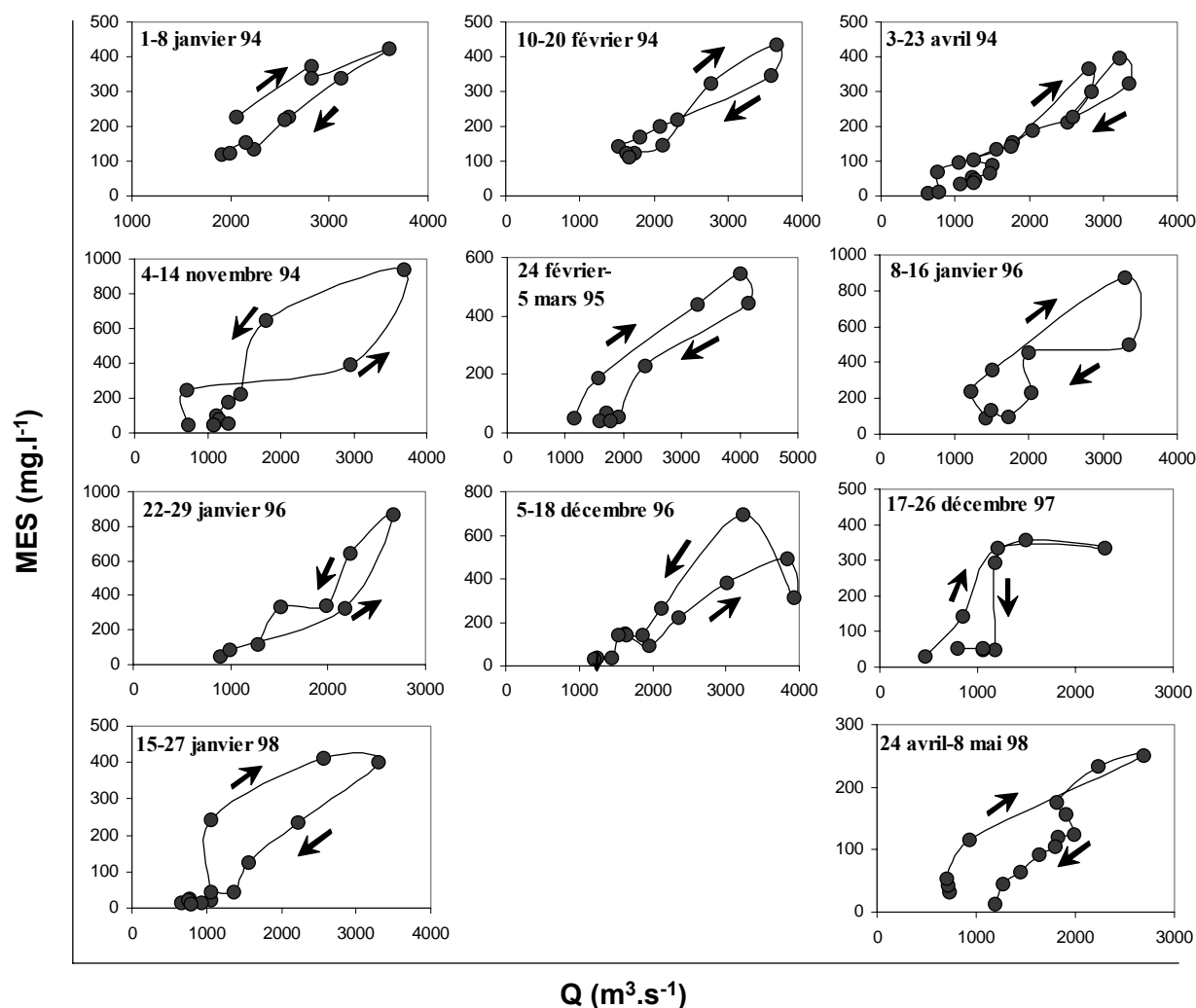


Figure III - 2 : Variations des concentrations en MES journalières avec les débits journaliers (Q) pour la Garonne à La Réole entre 1994 et 1998 ; les flèches indiquent le sens de rotation des hystérésis.

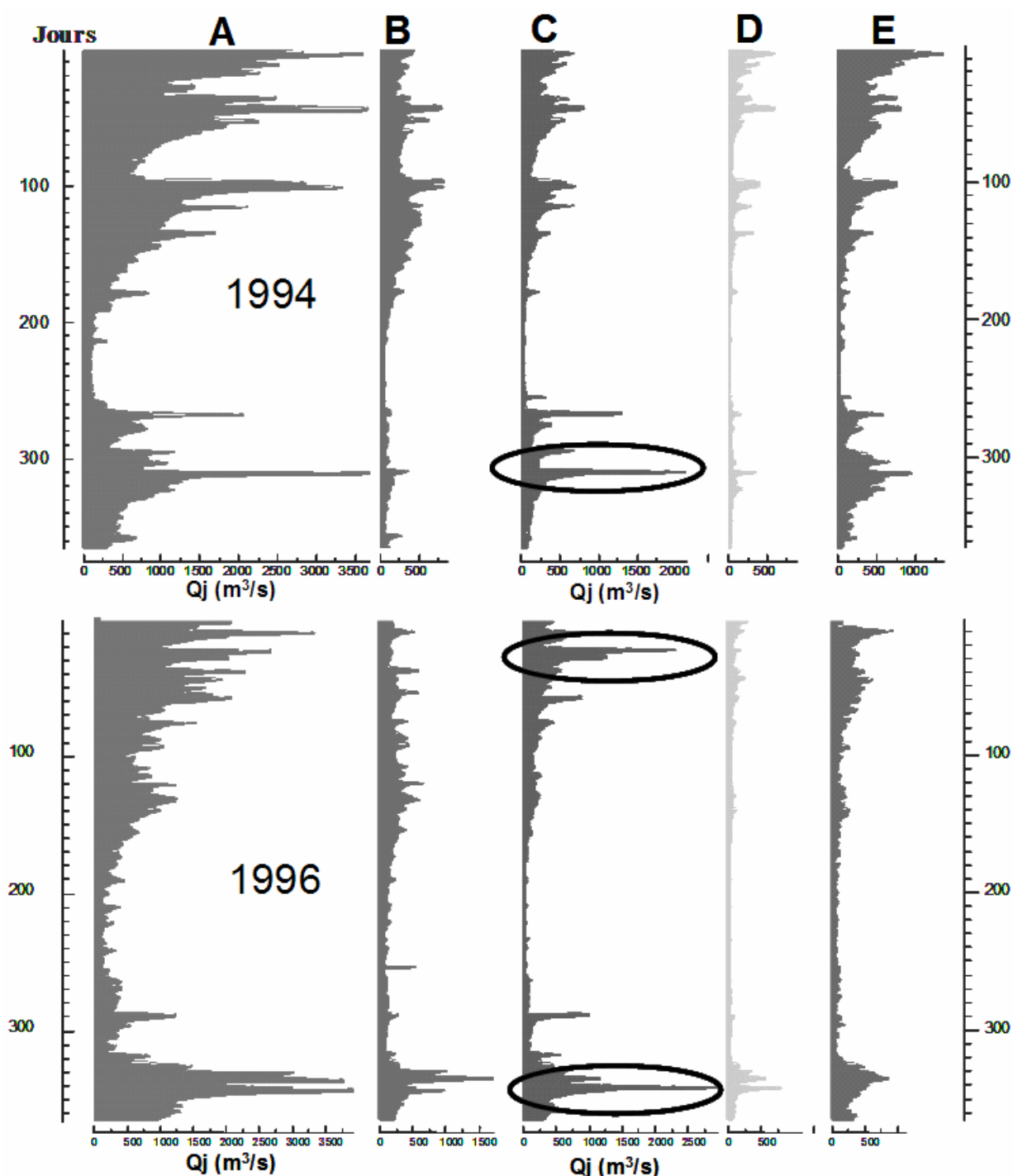


Figure III - 3 : Débits journaliers ( $Q_j$ ) de la Garonne à son exutoire (La Réole) et de ses principaux tributaires en 1994 (en haut) et 1996 (en bas), deux années très humides (débits annuels :  $880$  et  $808 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )  
 A : Garonne exutoire (La Réole), B: Garonne amont à Castelsarrazin, C: Tarn, D: Aveyron, E: Lot. Les ellipses correspondent aux crues majeures sur le Tarn coïncidant avec des hystérésis antihoraires pour la Garonne à La Réole.

L'analyse des concentrations en MES en fonction des débits de l'Adour à Port de Lanne met en évidence :

- de manière globale, une corrélation positive entre les MES et les débits journaliers basée sur l'ensemble des données (**Figure III - 4**). Cette relation est nette dès que les débits dépassent une valeur de  $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  en raison de la présence probable d'un « bouchon vaseux » remontant vers l'amont et contribuant à des concentrations  $\sim 50\text{-}150 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  en période d'étiage ;

- de manière plus fine, des courbes d'hystérésis, expliquant la dispersion du nuage de points pour des débits équivalents, de type orthograde ou des formes en huit en raison de la présence de deux boucles (**Figure III - 5**) ; la première boucle (partie 1 ; **Figure III - 5**), commune aux deux types d'hystérésis, peut être attribuée à des apports en MES conséquents au lessivage durant l'augmentation des débits ; la deuxième boucle (partie 2) correspondrait à une source additionnelle (remise en suspension) qui semble apparaître dès que les débits dépassent un certain seuil ( $350\text{-}450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Ces observations nous suggèrent le scénario suivant : dans un premier temps (pour Q inférieur au seuil), l'augmentation des suspensions est conséquente au lessivage des sols et litières par le ruissellement au moment de la montée des eaux ; au maximum de crue, les teneurs diminuent par épuisement du stock de matières disponibles. Dès le dépassement du seuil de débit, de nouvelles zones, jusqu'alors non lessivées ou très faiblement, peuvent être atteintes et libérer ainsi du matériel par érosion ou remobilisation, causant un second pic en MES. Il est à souligner une caractéristique particulière de l'Adour, à savoir la présence de **barthes** (10 000 ha) jouxtant le lit de la rivière, composées de forêts hydrophiles et de plaines alluviales inondables, et pouvant être assimilées aux varzeas de l'Amazonie (toute échelle gardée !). Lors des crues, les barthes serviraient de grands réservoirs à forte capacité de rétention de sédiments (Brunet et al., 1994 ; Brunet et Astin, 1999) en raison de leur faible pente limitant l'écoulement des eaux. Toutefois, lors de fortes crues (i.e. dépassant du seuil de débit de  $350\text{-}450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), la remise en suspension des limons fins tapissant les barthes, accentuée par la mise en culture des bois et prairies (sols nus en hiver) et le lessivage de grandes quantités de matériel provenant des chutes de feuilles en automne (stockées tant que les conditions hydrologiques sont insuffisantes à leur remobilisation) pourraient être exportées par l'Adour et être des sources en MES. Cette seconde boucle d'hystérésis serait alors liée à la vidange des barthes dans l'Adour (**Figure III - 5**).

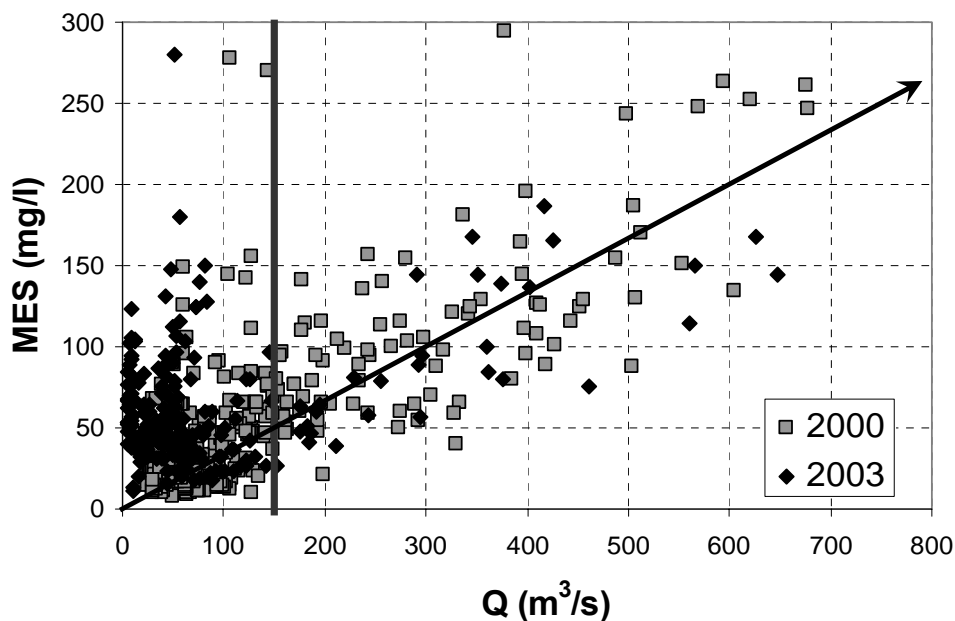


Figure III - 4 : Relation entre les concentrations en MES et les débits pour l'Adour en 2000 et 2003.

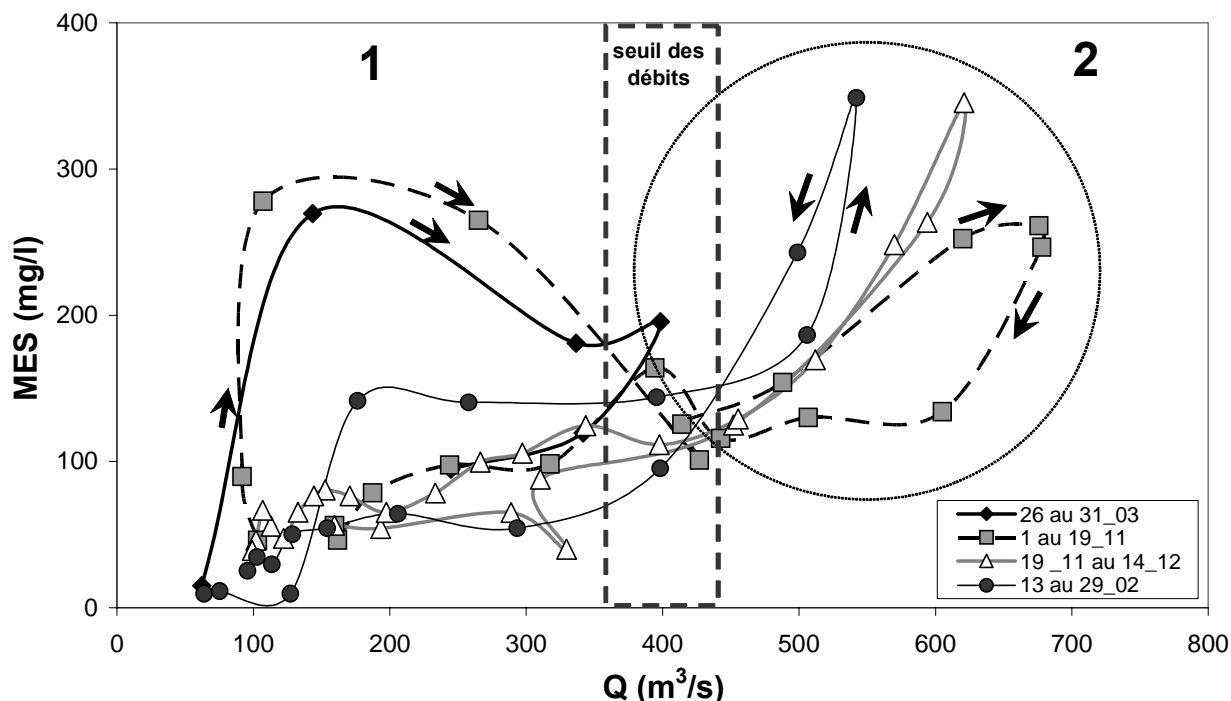


Figure III - 5 : Evolution des concentrations des MES journalières en fonction des débits journaliers de l'Adour (année 2000), sous la forme d'hystérésis orthogrades (partie 1) et soulignant l'existence d'une source supplémentaire dans la partie 2.

A une plus petite échelle, la Nive des Aldudes présente elle aussi des cycles d'hystérésis, comme à titre d'exemple lors de la crue de décembre 2002, représentée par trois pics de débits (**Figure III - 6**). Il est difficile de décrire l'évolution des deux premiers cycles en raison de la très forte variabilité des concentrations en MES avec les débits ne permettant pas de disposer de suffisamment de prélèvements pour décrire finement les relations MES/débit. Le dernier cycle est de type rétrograde avec un maximum de concentration observé après le pic de crue (**Figure III - 6**). Il est possible que cette dernière hystérésis soit liée aux éboulements localisés observés sur le bassin suite à la longue période de précipitations, dont une partie du matériel est véhiculée par ruissellement jusqu'à la rivière (**Figure III - 7**).

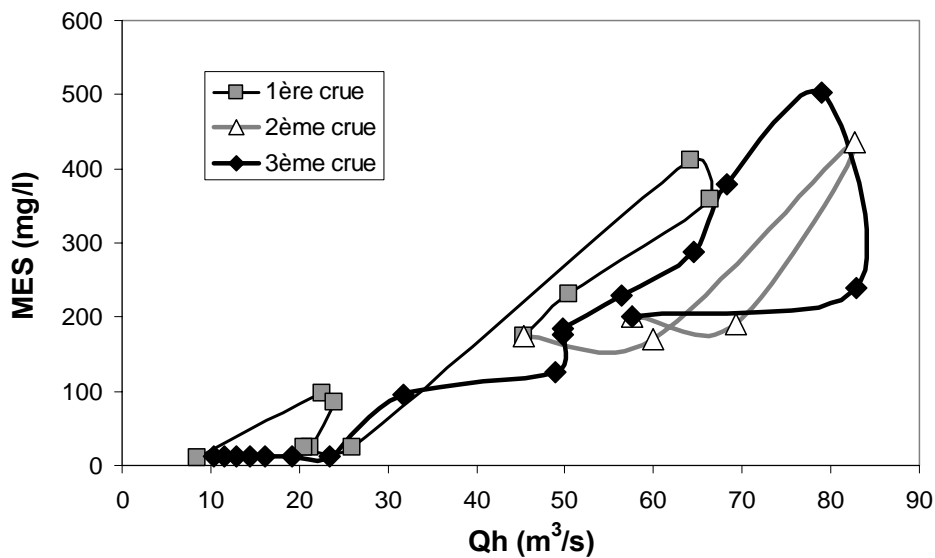


Figure III - 6 : Cycles d'hystérésis (MES prélevées toutes les 6 heures associées aux débits horaires) lors d'une crue composée de trois pics sur la Nive des Aldudes (1<sup>er</sup> : 30/11/02 2h00 – 2/12/02 2h00 ; 2<sup>ème</sup> : 2/12/02 8h00 – 3/12/02 8h00 ; 3<sup>ème</sup> : 3/12/02 14h00 -5/12/02 14h00)



Figure III - 7 : Photo d'un éboulement sur la Nive des Aldudes début 2003.



### En résumé –

Au travers de trois exemples de bassins contrastés, différents mécanismes ont pu être suggérés pour expliquer l'existence de cycles d'hystérésis dans la relation MES/Débits. L'étude sur la Garonne a montré qu'une rivière peut présenter à la fois des cycles orthogrades et rétrogrades attribués dans un premier temps à la localisation de la source (proche ou lointaine) sans pour autant négliger l'épuisement du matériel facilement mobilisable lors de crues précédentes. L'influence des barthes et les éboulements peut expliquer respectivement les cycles de l'Adour et d'un petit bassin montagneux comme celui de la Nive des Aldudes. Il sera nécessaire de « collecter » des données supplémentaires et de décrire plus en détail ces cycles avant de pouvoir modéliser finement les relations concentrations en  $MES = f(Q)$ .

## I.3. VARIABILITE DES FLUX DE MES

### I.3.1. Saisonnalité des flux de MES

Au terme de l'étude sur la variabilité des concentrations en MES, il est ressorti que les concentrations pouvaient fluctuer fortement en réponse aux changements hydrologiques. Ainsi, la variabilité des flux en MES va-t-elle présenter, au minimum, un ordre de grandeur supérieur à celui des concentrations puisque les flux correspondent aux produits des concentrations par les débits. Dans la mesure où nous disposons de données sur plusieurs années (au minimum 2 ans) sur certains bassins, nous avons étudié, dans un premier temps, la variabilité saisonnière des flux en MES. Les bassins sont les suivants : l'Adour (2000-2003), les Gaves (2000-2003), l'Isle (1999-2002), le Lot (1994-2003), la Dordogne (1999-2002), la Garonne (1994-2003), la Nive des Aldudes (2002-2003) et la Nivelle (1996-1997 ; 2002-2003). La comparaison des débits mensuels correspondant à la période d'étude avec les débits interannuels permet de voir si la période est caractéristique d'un comportement moyen.

Les variations saisonnières des débits sur la période d'étude reproduisent les variations interannuelles à quelques exceptions près, comme, à titre d'exemple, les mois de mars et avril pour la Nivelle et la Nive des Aldudes (**Figure III - 8**). Durant notre période d'étude, les crues alimentées partiellement par la fonte des neiges semblent limitées. Au niveau des flux en MES, la distribution saisonnière met en évidence une diminution de la médiane et de l'intervalle interquartile (entre le 1<sup>er</sup> et 3<sup>ème</sup> quartile) en été pour les six plus grands bassins et la Nive des Aldudes, alors qu'elle n'apparaît pas sur la Nivelle (**Figure III - 8**).

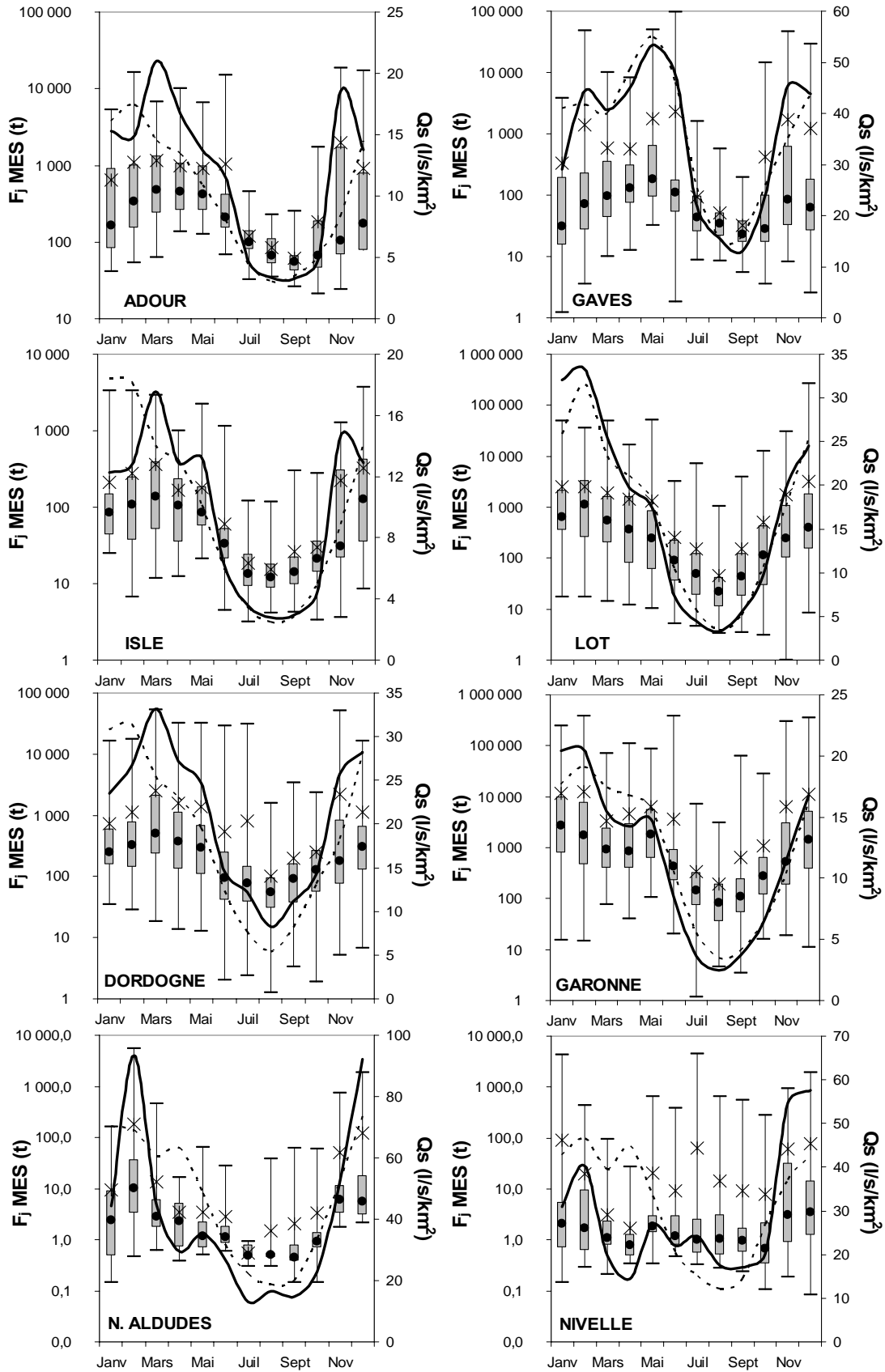


Figure III - 8 : Variabilité mensuelle des flux journaliers en MES de huit rivières ; la zone grise représente l'intervalle interquartile entre le 1<sup>er</sup> et le 3<sup>ème</sup> quartile ; les extrémités des barres représentent le flux journalier minimum et maximum ; le cercle noir et la croix représentent respectivement la médiane et la moyenne. Les débits spécifiques mensuels moyens de la période d'étude sont figurés par la courbe noire en gras ; les débits spécifiques mensuels pluriannuels sont représentés par des courbes en pointillés.

Sur la quasi-totalité de l'année, la Nivelles montre une faible variabilité saisonnière de l'intervalle interquartile indiquant alors une équiprobabilité d'échantillonner un événement majeur quel que soit le mois (un orage d'été pouvant contribuer autant qu'une crue d'hiver ; **Figure III - 8**) ; la probabilité augmente légèrement en février, novembre et décembre. Cependant, ces deux derniers mois montrent des débits supérieurs aux débits interannuels alors qu'à l'inverse, les mois de juillet et août ont été plus humides durant notre étude. Il serait donc intéressant de poursuivre le suivi sur la Nivelles pour avoir un cycle de mesures plus proche d'un cycle hydrologique moyen et s'assurer d'une variabilité saisonnière peu marquée. Si l'interquartile, les médianes et moyennes suivent l'évolution des débits moyens mensuels sur les sept autres bassins, les valeurs maximales (flux journaliers) sont moins tranchées ; quel que soit le site, seul le mois d'août semble être moins « sujet » aux forts transports en MES (**Figure III - 8**).

**Ces résultats soulignent le fait que le suivi des flux ne peut être restreint à une période donnée en raison de l'équiprobabilité d'un événement majeur durant l'année. Toutefois, le risque « probable » de manquer un transfert important de MES est moindre en été, excepté pour les petits bassins montagneux (probablement en raison d'un effet de taille et/ou de pente du bassin versant).**

### **I.3.2. Répartition des flux en MES par classes de débits**

Dans un second temps, nous avons analysé la répartition des flux en MES en fonction des classes de débits ; nous présentons ici deux typologies de bassins : la Garonne à la Réole et deux petites rivières de montagne (Nivelle et Nive des Aldudes).

Pour la Garonne, quatre années (1994, 1995, 1996 et 1998) ont été sélectionnées pour représenter différentes situations hydrologiques (**Figure III - 9A**). Les subdivisions en classes de débits sont identiques quelle que soit l'année (**Figure III - 9B**). De plus, l'échelle représentant la somme des flux pour une classe de débit donnée a été conservée pour permettre des comparaisons interannuelles (**Figure III - 9B**). En parallèle, une analyse de la répartition des débits journaliers a été effectuée mettant en évidence que, pour les années étudiées, la distinction entre une année humide, moyenne ou sèche ne se fait pas uniquement au niveau des débits élevés mais plutôt au travers des débits moyens (**Figure III - 9A**).

La répartition des flux en MES souligne que, si les faibles débits contribuent peu aux flux, les plus forts débits (à l'exception de la classe 3650 en 1994) ne contribuent guère plus que les débits compris entre 1000-2000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> en raison de leur plus faible occurrence (**Figure III - 9B**). L'existence d'hystérésis peut partiellement expliquer cette répartition avec des pics de concentrations en MES ne coïncidant pas avec les maxima de débits. Il est à noter cependant que le flux observé en 1994 pour la classe de débit 3650 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> est quasi identique au flux annuel d'une année sèche (610 000 t en 1997 ; Coynel et al., 2004). Ainsi, en raison du plus faible nombre de jours de dépassement pour la tranche de débits « 1000-2000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> » en 1998 par rapport à des années humides, le flux annuel est réduit à 800 000 t.

Le même traitement de données a été effectué pour la Nivelle en 1996 et la Nive des Aldudes en 2002. Cette étude s'est limitée à ces deux seules années, hydrologiquement similaires, en raison du suivi complet et régulier des concentrations en MES (**Figure III - 10**). Les données ont été extrapolées linéairement pour obtenir une banque de données de concentrations pouvant être associées aux débits horaires. La répartition des débits paraît identique sur les deux bassins, à l'exception près que les débits horaires sur la Nivelle ont dépassé 100 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> en 1996 (**Figure III - 10**). Ces forts débits, liés à un orage d'été en juillet 1996, sont responsables de plus de 5000 t sur la Nivelle, soit ~50% du flux annuel. Ceci souligne l'importance des événements brefs d'été dans les bilans annuels en MES. Le reste du flux annuel semble plus ou moins réparti sur toutes les classes de débits au même titre que pour la Nive des Aldudes où les gammes 1-30 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> et 40-80 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> ne présentent quasiment pas de flux cumulés en dessous de 150 t (i.e. 1,5% du flux annuel).

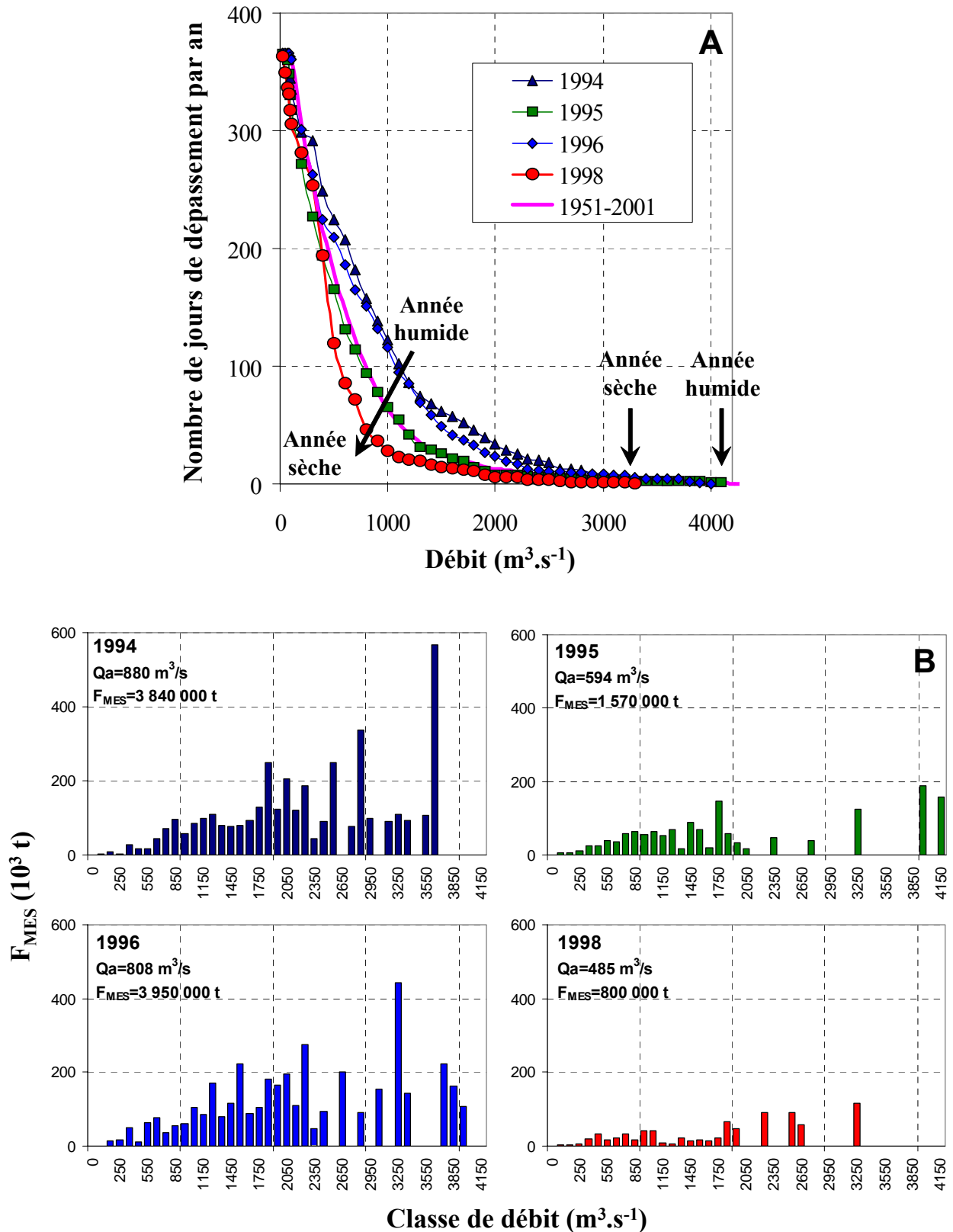


Figure III - 9 : A – Courbe des débits classés de la Garonne à la Réole pour 4 années hydrologiquement distinctes et courbe de débits classés interannuelle déterminée pour la période 1959-2001 ; B- Répartition des flux cumulés en MES pour des classes de débits donnés de la Garonne à la Réole pour 4 années hydrologiquement distinctes ; les débits annuels ( $Q_a$ ) et les flux annuels en MES ( $F_{MES}$ ) sont indiqués.

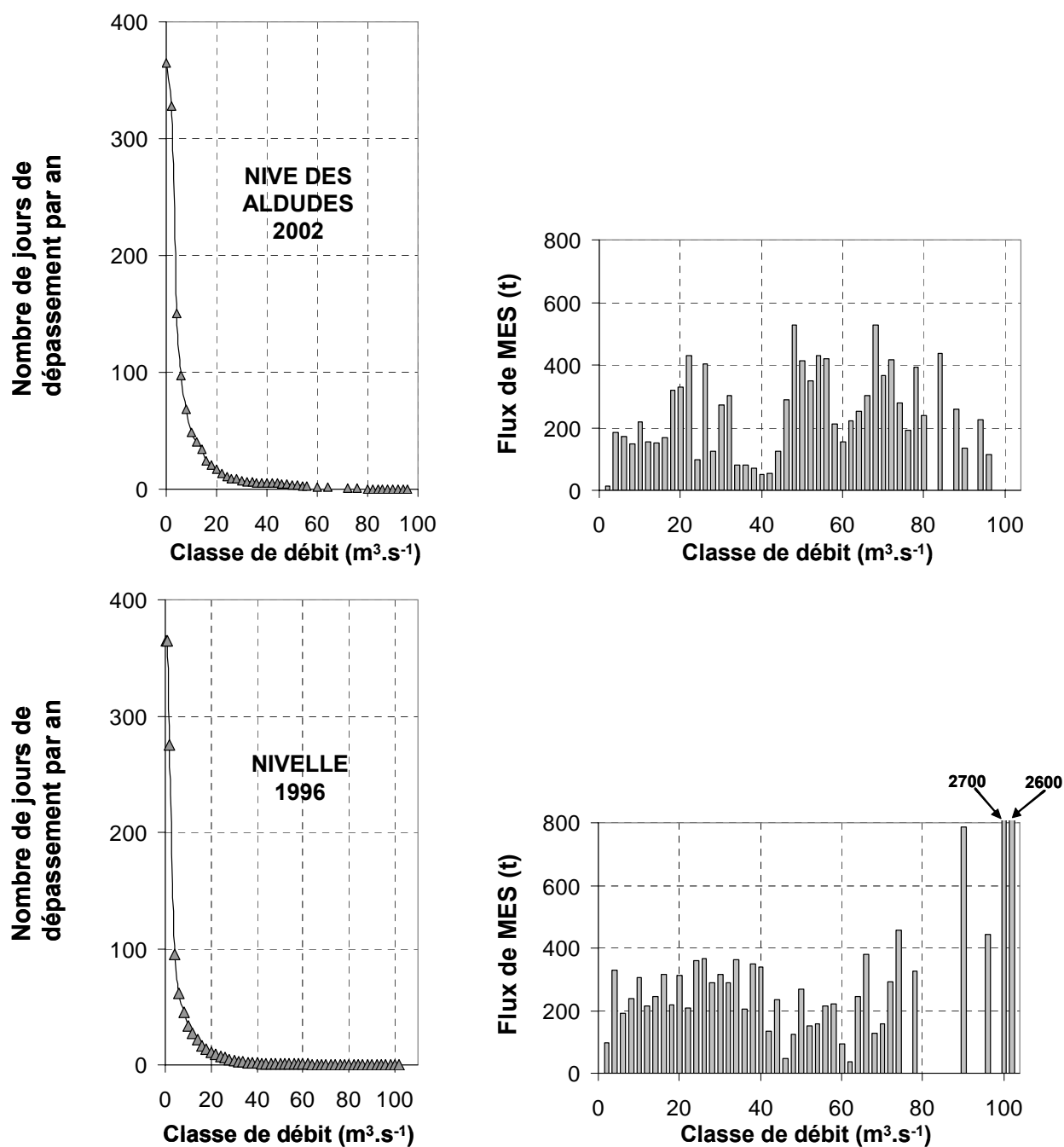


Figure III - 10 : Courbe des débits classés et Répartition des flux cumulés en MES pour des classes de débits donnés sur la Nive des Aldudes en 2002 et la Nivelle en 1996 ; 2002 et 1996 sont deux années hydrologiquement similaires.

### I.3.3. Impact des crues dans les flux en MES

S'il est apparu que les plus forts débits n'étaient pas uniquement responsables de la majorité des flux en MES, les événements de crue dans leur intégralité (sans distinction de débits) véhiculent l'essentiel des transferts en MES. Ainsi, la **Figure III - 11** illustre parfaitement l'importance d'évènements brefs sur le flux total annuel. Le flux cumulé de MES durant l'année est reporté en fonction de la progression des jours de l'année 2002 sur la Nive, la Nivelle, les Gaves et la Garonne et de l'année 1996 sur la Nivelle. En prenant l'exemple de la Nive des Aldudes, nous pouvons voir que, jusqu'en novembre 2002 (< 308<sup>ème</sup> jour), le flux total était faible autour de 1500 tonnes et ce sont deux événements, l'un daté du 6-13 novembre (309<sup>ème</sup> au 316<sup>ème</sup> jour) et l'autre du 1<sup>er</sup> au 7 décembre (333<sup>ème</sup> au 340<sup>ème</sup> jour) qui ont contribué au flux final des 11500 tonnes (**Figure III - 11**). L'association de ces deux épisodes, dont la durée totale est de 15 jours (soit 4% du temps), contribue à environ 80% du flux total.

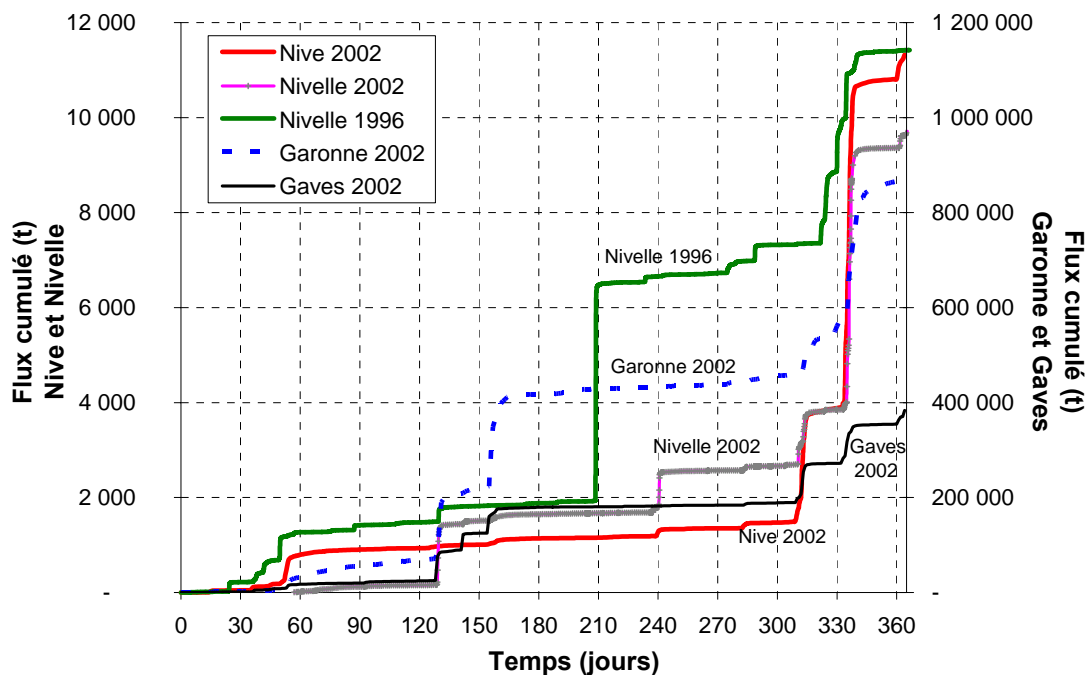


Figure III - 11 : Evolution des flux sur la Nive des Aldudes (2002), les Gaves (2002), la Garonne (2002) et la Nivelle (1996 et 2002) durant l'année – importance des événements brefs.

**En résumé** – Bien que l'analyse des flux en MES ait mis en évidence une forte variabilité saisonnière, d'importants transferts en MES ont pu être observés sur toute l'année (hormis août pour nos données) et sont conséquents à des événements brefs. L'association de la forte variabilité temporelle des transferts et de l'impossibilité de restreindre les épisodes de transports significatifs à une période donnée impose la nécessité d'avoir recours à une fréquence d'échantillonnage forte si l'on veut déterminer correctement les transferts en MES.

## II. INCERTITUDE DANS L'ÉVALUATION DES FLUX

### II.1. OBJECTIFS SCIENTIFIQUES

La demande croissante de bilans fluviaux en MES ou éléments associés depuis les années 1970 répond à plusieurs demandes : (1) évaluer les pertes de terrains et de surfaces productives, les flux de carbone, nutriments ou polluants vers les océans ; (2) déterminer les taux d'érosion mécanique ; (3) analyser la sensibilité des systèmes aux changements climatiques et/ou anthropiques à partir des suivis de flux à long terme; (e.g. Holeman, 1968 ; Milliman et Meade, 1983 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Depetris, 1996 ; Ludwig et Probst, 1998 ; Milliman, 2001 ; Farnsworth et Milliman, 2003 ; Syvitski, 2003 ; Syvitski et al., 2003 ; Vörösmarty et al., 2003 ; Walling et Fang, 2003). Il est alors impératif de quantifier les bilans en MES avec la précision la plus correcte possible, tout en tenant compte des impératifs économiques et/ou de s'assurer de la fiabilité des flux proposés dans la littérature au travers de la fréquence des prélèvements (e.g. Walling et Webb, 1981 ; Robertson et Roerish, 1999 ; Phillips et al., 1999 ; Horowitz, 2003 ; Moatar et Meybeck, 2005).

L'objectif scientifique de ce travail consiste en la détermination de la fréquence d'échantillonnage adaptée à la quantification la plus précise possible de flux annuels en MES sur deux bassins fortement contrastés, la Nivelle (petite rivière montagneuse) et la Garonne (grande rivière de plaine). De par leurs caractéristiques, ces rivières sont situées aux deux pôles extrêmes des rivières appartenant à notre réseau d'observation du Sud-Ouest de la France. Cette première partie a fait l'objet d'une publication dans *The Science of the Total Environment* (Elsevier). A la suite de cet article, nous présenterons des résultats, non publiés, concernant d'autres systèmes comme la Nive des Aldudes, la Dordogne ou le Lot.

### II.2. FREQUENCE D'ÉCHANTILLONNAGE ET PRÉCISION DES FLUX DE MES POUR DEUX SYSTÈMES CONTRASTÉS

ARTICLE #1: SAMPLING FREQUENCY AND ACCURACY OF SPM FLUX ESTIMATES IN TWO CONTRASTED DRAINAGE BASINS

#### II.2.1. Résumé des principaux résultats

Deux banques de données à haute résolution temporelle, avec un prélèvement journalier sur la Garonne (grande rivière de plaine) pendant neuf années et un prélèvement toutes les deux heures en 1996 sur la Nivelle (petite rivière montagneuse), ont été utilisées pour analyser (1) la variabilité temporelle de ces deux systèmes, (2) l'influence de la



fréquence d'échantillonnage sur l'estimation du flux annuel à partir de simulations reflétant différentes fréquences d'échantillonnage et (3) la variabilité interannuelle de la Garonne.

L'analyse des flux cumulés en MES en fonction du temps cumulé montre que 6-14% du flux annuel de MES de la Garonne et 52% du flux de la Nivelle sont transférés en 0,3% du temps, i.e. en une journée. Ces résultats mettent en exergue la haute variabilité temporelle des transferts en MES et la nécessité d'une fréquence d'échantillonnage adaptée.

Pour définir ces fréquences d'échantillonnage, des flux annuels ont été recalculés à partir de jeux de données sous-échantillonnés, reflétant des fréquences d'échantillonnage plus faibles (mensuelle, hebdomadaire, journalière, ..., toutes les quatre heures). Ces nouveaux flux ont été comparés avec les valeurs des flux de référence issues de la fréquence d'échantillonnage la plus élevée (à partir des banques de données complètes). Les extrêmes (minimum et maximum), représentant l'erreur maximale qui peut exister, sont reportés en fonction du nombre d'échantillons prélevés par mois. Si une erreur de  $\pm 20\%$  semble raisonnable par rapport aux flux de référence, une rivière similaire à la Nivelle doit être échantillonnée toutes les 7 heures (~100 échantillons par mois) ; pour une large rivière ou fleuve de plaine comparable à la Garonne, les prélèvements doivent être effectués tous les trois jours (10 échantillons par mois). Le suivi à long terme (9 années) sur la Garonne a permis de généraliser cette fréquence d'échantillonnage minimale quelle que soit la situation hydrologique. En dessous de ces fréquences d'échantillonnage, la probabilité de sous-estimer les flux annuels des deux systèmes est plus fréquente que la surestimation

L'exploitation de la banque de données sur la Garonne a également mis en évidence une corrélation linéaire positive entre les flux annuels en MES (1994-2002) et les débits annuels. L'utilisation de cette tendance permet de reproduire les flux annuels en MES avec une erreur maximale de 30%. Cette relation semble être une alternative valable pour l'estimation des flux dans la mesure où, au minimum, une fréquence bi-hebdomadaire ne serait pas respectée. De plus, la variabilité interannuelle des flux annuels de MES de la Garonne couvre une large gamme de taux d'érosion nets ( $11-74 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ), s'étendant même à ceux des petites rivières pyrénéennes estimés en année sèche ( $69 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  sur la Nivelle). Des études sur les flux en MES doivent donc s'inscrire dans des suivis à long terme.

En considérant la Nivelle et la Garonne comme représentatives de plusieurs rivières et fleuves dans le monde, ces résultats ont un impact direct sur la validité des estimations du flux global en MES à l'échelle mondiale, et ce, vraisemblablement sur les bilans de transferts d'éléments associés (e.g. carbone organique ou métaux), hypothèse que nous vérifierons dans les chapitres 4 et 5.

## **II.2.2. Article #1: sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins**

**Alexandra COYNEL<sup>a,\*</sup>, Jörg SCHAFER<sup>a,\*</sup>, Jean-Emmanuel HURTREZ<sup>a</sup>, Jacques DUMAS<sup>b</sup>, Henri ETCHEBER<sup>a</sup>, Gérard BLANC<sup>a</sup>.**

<sup>a</sup> Equipe Traceurs Géochimiques et Minéralogiques (TGM) – Département de Géologie et Océanographie - UMR CNRS 5805, Université Bordeaux I, 33405 Talence, France.

<sup>b</sup> Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), Station d'Hydrobiologie, 64310 St-Pée sur Nivelle, France.

---

### **Abstract**

The present paper is based on discharges and suspended particulate matter concentrations from a 9-years high-resolution database for the Garonne River (large plain river) covering contrasted hydrologic years, and a 12-months high frequency sampling for the Nivelle River (small mountainous river). Annual SPM fluxes in the Garonne River range from  $0.6 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$  (1997) to  $3.9 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$  (1996). In contrast, the Nivelle River transported  $11 \cdot 10^3 \text{ t yr}^{-1}$  from December 1995 to December 1996. From the long-term observation of the Garonne River an empirical relation between SPM\* (discharge weighted mean annual SPM concentrations) and annual discharge was established. This relation allows estimating annual SPM fluxes for the Garonne River with less than 30% deviation from reference values for the whole range of mean annual discharge observed during the past decade. Specific (= area-normalized) annual SPM fluxes ( $Y_{\text{SPM}}$ ) range from 11 to  $74 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  for the Garonne River. Comparison of these results with  $Y_{\text{SPM}}$  of the Nivelle River ( $69 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  in 1996) suggests that interannual hydrological variations may have a greater impact on fluvial SPM transport than basin specific parameters. By extracting individual SPM concentrations and corresponding discharge values from the database, different sampling frequencies were simulated and resulting SPM fluxes were then compared to reference fluxes derived from the complete database. If a deviation of simulated flux estimates from reference fluxes lower than  $\pm 20\%$  is accepted, the Garonne River (large plain river) must be sampled at least every 3 days (10 samples per month) and the Nivelle River every 7 hours ( $\sim 100$  samples per month). For the Garonne River this minimum sampling frequency is valid for all contrasted hydrologic years of the observation period. Below these minimum sampling frequencies, annual SPM

flux estimates may greatly differ from reference fluxes (up to 200%) and there is high probability of systematic underestimation. Consequently, annual SPM flux estimates for the Garonne River derived from the empirical relation (SPM\*-annual discharge) are likely to be more satisfactory (errors < 30%) than estimates based on sampling frequencies lower than the minimum frequency. These findings underline the need of adapted sampling strategies for erosion assessment, reliable chemical (e.g. nutrients and pollutants) mass balances and characterisation of fluvial transport mechanisms in the world's contrasted watersheds.

**Keywords:** Suspended Particulate Matter; empirical model; sampling frequency; fluxes; Garonne River; Nivelle River.

---

## **Introduction**

Suspended particulate matter (SPM) transport in rivers reflects soil erosion processes and controls fluxes of many toxic substances (e.g. heavy metals, nutrients, mercury and organic/inorganic micro-pollutants; Leenheer, 1991; Neal et al., 1997; Mayer et al., 1998; Horowitz et al., 2001; Lawson et al., 2001). Therefore, an accurate knowledge of SPM behaviour due to variations in hydrology (e.g. seasonal cycles) and basin features is necessary to establish annual loads and chemical mass balances and to characterize particle transport in fluvial systems (Walling and Webb, 1985; Quémerais et al., 1999; Schäfer et al., 2002; Audry et al., 2004). Such information is needed to understand different biogeochemical processes and to take land management decisions which have effects on: i) soil degradation and nutrient losses, ii) pollution, iii) sediment stocks behind hydroelectric dams, iv) estuarine sedimentation and v) coastal erosion.

Mechanical erosion and transfers depend strongly on many natural parameters related to topography (Ahnert, 1970; Ahnert, 1984; Pinet and Souriau, 1988; Milliman and Syvitski, 1992), climate (runoff, rainfall intensities; (Fournier, 1960; Walling, 1987; Milliman and Syvitski, 1992; Summerfield and Hulton, 1994; Römken et al., 2001; Martinez-Casasnovas et al., 2002) and land cover (Douglas, 1967; Guyot, 1993; Ollesch and Vacca, 2002; Sipel et al., 2002). Additionally, anthropogenic influence affects continental erosion and SPM supply (Syvitski, 2003). In fact, soil erosion increases because of deforestation, agricultural and industrial activities (Berner and Berner, 1987) while, at the same time, SPM flux to the coastal zone is globally decreasing due to trapping of sediments by terrestrial reservoirs like dams (Vörösmarty et al., 1997).

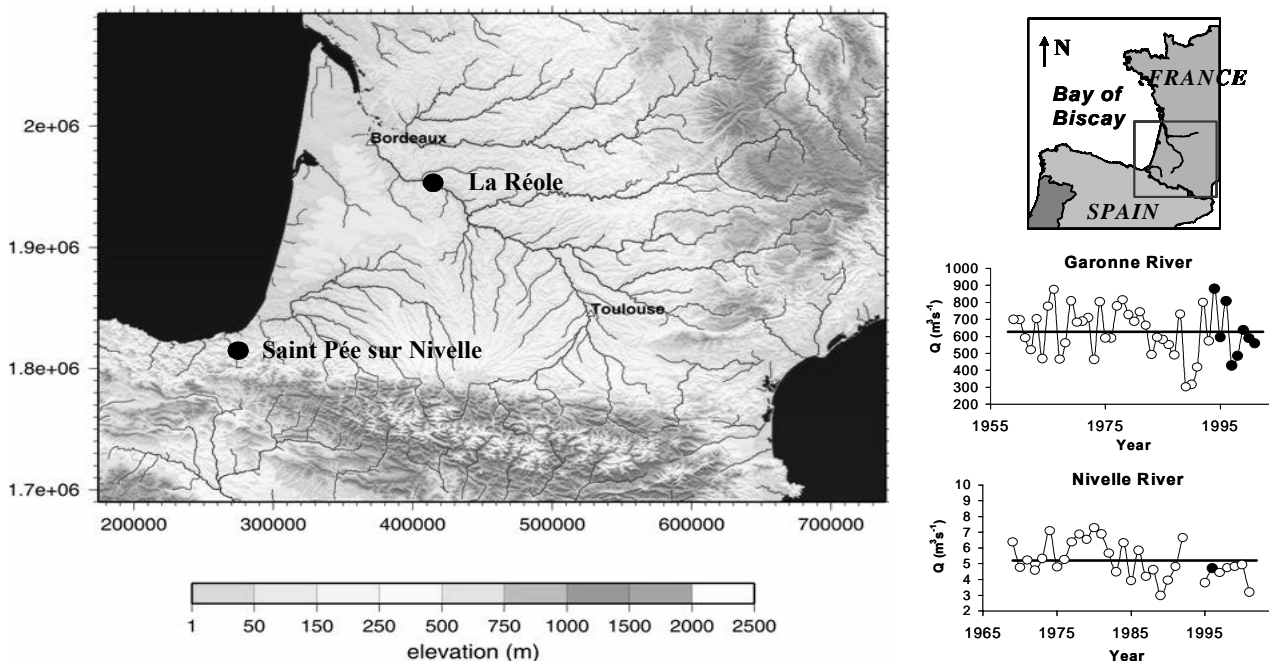
A useful method to estimate mechanical erosion is based on SPM flux estimates. In fact, bed load is not taken into account because it is generally assumed to be about 10% (Judson and Ritter, 1964; Mcpherson, 1971, Meade et al., 1990; Asselman, 2000). With this approach, long-term observations allow characterizing annual and seasonal variability and determining the factors controlling SPM flux variability (Milliman and Syvitski, 1992; Probst, 1992; Seyler et al., 1995; Brunet and Astin, 1999; Guyot et al., 1999; Serrat et al., 2001; Schäfer et al., 2002). Accurate SPM flux estimates are necessary to calibrate empirical erosion equations or to develop physical erosion models in order to test, for example, climatic impact on continental erosion. However, available estimates of particle delivery to the oceans are often derived from “average” values and datasets of inadequately documented rivers (Milliman and Meade, 1983; Milliman and Syvitski, 1992). This general lack of reliable data is mainly due to the fact that precision of flux estimates suffers from the variability of water and solid discharges. Indeed, various studies on SPM transport use a wide range of different sampling frequencies, including monthly sampling (e.g. Martins and Probst, 1990; Brunet et Astin, 1999; Holmes et al., 2002; public water management authorities), weekly sampling (e.g. Tappin et al., 2003) and daily sampling (e.g. Audry et al., 2004). However, in many rivers a great part of annual load is carried in only 5 or 10 days (Meade and Parker, 1985; Meybeck, 2001) and, thus, correct estimation of SPM flux is difficult (Walling, 1977; Syvitski and Morehead, 1999, Serrat et al., 2001). Although many studies outline the problem of the accuracy of annual SPM flux estimates (Meybeck et al., 1993; Guyot et al., 1999; Ludwig and Probst, 1998), only few studies have addressed the quantification of errors related to inadequate sampling strategy (e.g. Walling and Webb, 1981; De Vries and Klavers, 1994; Robertson and Roerish, 1999; Horowitz, 2003).

The present paper provides high frequency data on discharge and SPM fluxes for two contrasted watersheds within a hydrological and geochemical observation network in the southwest of France: the Garonne and the Nivelle Rivers. The aim of this work is to analyze the influence of sampling frequency on the uncertainty on SPM flux estimates. Based on the dataset obtained from high frequency measurements of SPM concentrations and water discharge, we simulate SPM flux estimates that would be obtained by using lower sampling frequencies. Maximum errors are quantified for different sampling frequencies in order to determine the minimum frequency giving realistic annual load estimates for the two contrasted river systems. An empirical model for annual SPM flux in the Garonne River based on the relation between interannual hydrological variations and discharge-weighted mean annual SPM concentrations (noted as SPM\*) is presented and discussed.

## 1. Area descriptions

The Garonne and the Nivelle Rivers are both located in southwest France (**Figure III - 12**). The Garonne River, a typical plain river, is the main freshwater tributary of the Gironde Estuary (65%) and the main source of terrigenous sediments for the Bay of Biscay (Veyssey et al., 1996).

The Garonne drainage basin (53,100 km<sup>2</sup>) includes a vast plain (Aquitaine basin) limited by the Pyrenean mountains at South, the Massif Central at Northeast and East and the Atlantic Ocean at West. The permanent observation site near La Réole (**Figure III - 12**) is located at the upstream limit of the Gironde's dynamic tide and is considered as the entry of the Gironde Estuary (Latouche et al. 1988; Blanc et al., 1999).



**Figure III - 12 : Map of the main river systems draining the Adour-Garonne basin (Southwest France). The two sampling sites are represented by black dots. Water discharges record and hydrological situation during study periods for the Garonne and the Nivelle Rivers are specified. The empty circles represent the mean annual discharges of the Garonne and the Nivelle Rivers in 1959-2001 and 1969-2001 respectively and the full circles correspond to our study periods; the thick lines illustrate the means calculated during these periods.**

The Nivelle River drains a typical Pyrenean mountainous watershed reaching the Atlantic Ocean in the Saint Jean-de-Luz Bay (**Figure III - 12, Tableau III - 2**). Water discharges and SPM concentrations have been measured at Saint Pée-sur-Nivelle, last downstream gauging station which is not influenced by tidal oscillations. Consequently, the drainage area considered in this work (165 km<sup>2</sup>) is smaller than the total basin area (**Tableau III - 2**). Geology consists mainly of Phanerozoic schists in the upper basin and Mesozoic

flysch in the lower part of the basin. Such small mountainous coastal basins are very erosive and their contribution to the terrestrial input in the Bay of Biscay could be as important as the contribution of the Garonne and the Dordogne Rivers (Maneux et al., 1999).

Annual average precipitations are 700 mm (data between 1921-1950) in the Garonne basin, occurring mainly from November to May. The Nivelle Basin is influenced by temperate oceanic climate with annual mean precipitations around 1476 mm (data between 1951 and 1980). Mean annual discharges are  $627 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  at La Réole (1959-2002) and  $5.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  at Saint Pée-sur-Nivelle (1969-2002; **Figure III - 12**).

**Tableau III - 2 : General data on basin watersheds.**

River	Year	Q	Q*	Hyd	F <sub>SPM</sub>	Y <sub>SPM</sub>	SPM*	I <sub>Q</sub> <sup>(1)</sup>	I <sub>SPM</sub>
Garonne 53100 km <sup>2</sup>	1994	880	17	wet (+40%)	3840	72	138	78 - 3686	1 - 935
	1995	594	11	mean (-5%)	1570	30	84	56 - 4140	1 - 617
	1996	808	15	wet (+29%)	3950	74	155	85 - 3928	1 - 889
	1997	429	8	dry (-32%)	610	11	45	81 - 2298	2 - 357
	1998	485	9	dry (-23%)	800	15	52	20 - 3293	1 - 410
	1999	638	12	mean (+2%)	1730	33	86	77 - 2913	1 - 460
	2000	590	11	mean (-6%)	1770	33	95	84 - 3587	1 - 551
	2001	536	10	dry/mean (-15%)	990	19	59	87 - 2330	1 - 407
	2002	406	8	dry (-35%)	870	16	68	100 - 2360	1 - 614
Nivelle 165 km <sup>2</sup>	1995-1996	4.6	28	dry/mean (-12%)	11	69	80	0.3 - 100	1 - 2726

For both rivers, the following abbreviations are used; Q: annual discharge ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), Q\*: specific annual discharge ( $\text{l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ), Hyd: hydrological type of the year, F<sub>SPM</sub>: annual SPM fluxes (expressed in  $10^3 \text{ t yr}^{-1}$ ), Y<sub>SPM</sub>: specific annual SPM fluxes ( $\text{t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ), SPM\*: discharge-weighted suspended particulate matter concentration ( $\text{mg l}^{-1}$ ), I<sub>Q</sub>: range of discharges (minimum and maximum values; expressed in  $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ; <sup>(1)</sup>: data from DIREN, public agency), I<sub>SPM</sub>: range of SPM concentrations (minimum and maximum values; expressed in  $\text{mg l}^{-1}$ ).

## 2. Methods

For this study, the available database is constituted by high resolution discharge measurements (data from DIREN, public agency) and SPM concentrations during 9 years (1994-2002) for the Garonne River and from December 1995 to December 1996 for the Nivelle River (black dots; **Figure III - 12**).

### 2.1 Sampling

At La Réole station, a manual sampling of river water has been realized daily at 1m from the riverbank at 0.3 m depth, using one litre polypropylene bottles previously rinsed with river water. The samples are considered representative of one day (Veyssey et al., 1999).

For the Nivelle River station, one litre samples have been pumped at 1 m from the riverbank at 0.5 m distance from the ground every 2 hours during the 12-months experiment with an automatic sampling system (SIGMA 800SL). In both cases, water samples were homogenized in the laboratory by intensive shaking and measured volumes were filtered through pre-weighed fibreglass filters (0.45  $\mu\text{m}$ , Whatman GF/F). Then the filters were dried in an oven at fifty degrees during 24 h and weighted to determine SPM concentrations.

During flood events a turbidity sensor (Hydrolab, Optical Backscattering Sensor – OBS) was used at the Nivelle station measuring turbidity every 30 minutes. Because there is a close relation between turbidity and SPM concentration, OBS measurements were used to complete SPM measurements (Charritton, 1996). The spatial reproducibility of SPM values during different hydrological conditions (1 m distance from left and right banks, respectively; middle of the river; >0.5 m from the riverbed) was very satisfactory for both types of river systems (less than 15% *rsd*).

## **2.2 Flux estimates**

### **Annual reference SPM flux**

To determine the reference SPM flux  $F_{\text{REF}}$ , the whole dataset (discharges and SPM) is used. Based on well known methods (e.g. Walling and Webb, 1985, Meybeck et al., 1993, Horowitz et al., 2001) SPM fluxes of rivers have been calculated for each year as follows

$$F_{\text{REF}} = \sum_{i=1}^n F_i \quad \text{with } F_i = C_i \cdot Q_i \quad \text{Equation 1}$$

Where :

- $F_{\text{REF}}$  is the reference annual SPM flux
- $F_i$  is the instantaneous SPM flux
- $C_i$  and  $Q_i$  are the instantaneous SPM concentrations and water discharges (daily and 30-min frequencies for the Garonne River and the Nivelle River respectively) with  $n = 365$  for the Garonne River and  $n = 17\ 520$  and the Nivelle River.

### **Simulation of various temporal sampling frequencies**

The SPM fluxes estimated from the whole database, i.e. representing the most accurate estimates available from our data, are considered as reference fluxes ( $F_{\text{REF}}$ ). In order to test the effect of sampling frequency on SPM flux estimates, different fixed period strategies corresponding to lower sampling frequencies are simulated by extracting individual SPM concentrations and corresponding discharge values from the database (reduced datasets). For

each simulation using reduced datasets, minimum and maximum annual SPM fluxes are retained. Then, these extreme SPM fluxes are compared to the corresponding  $F_{REF}$  to quantify the range of estimate errors that would be done when using low sampling frequencies. The different simulations correspond to different models reflecting various sampling strategies (monthly, semi-monthly, weekly, ..., every 4 hours).

We have tested two kinds of simulations for monthly sampling (**M1** and **M1\***). We have simulated irregular monthly sampling (**M1**) by randomly selecting one SPM concentration for each month. Each of the twelve randomly selected SPM concentrations (considered as representative of the month) is multiplied by the corresponding monthly mean water discharge. The sum of these twelve monthly SPM fluxes gives an annual sediment flux. The simulation has been repeated one million times to obtain a statistically representative information. The minimum and maximum SPM fluxes obtained by these simulations are kept and compared to the reference flux.

The modified version (simulation **M1\***) represents a regular sampling frequency of one sample per month with fix 30-days intervals. The first SPM concentration is randomly selected in the first month of the year. For the rest of the year, SPM concentrations are selected at 30 days intervals. Each of the randomly selected SPM concentrations (considered as representative of a period including 15 days before and 14 days after the sampling day) is multiplied by the corresponding 30 days mean water discharges. The sum of these SPM fluxes gives the annual SPM flux estimates (29 possibilities).

**Model M2** simulates a frequency of two samples per month (one sampling day in the first half of the month and another in the second half). The SPM concentrations are randomly selected in their half of the month, considered as representative for the respective period of time and multiplied by the corresponding mean water discharge. Again, one million simulations have been performed.

**Model M3** represents weekly sampling. The first SPM concentration is randomly selected in the first week of the year. For the other fifty one weeks of the year, SPM concentrations are chosen at seven days intervals to simulate a sampling realized always the same day of the week (for example every Monday). Each selected value of SPM concentration is multiplied by the corresponding average weekly discharge.

**Model M4** simulates a sampling frequency of two samples per week. For each week, we choose two SPM concentrations with a minimum space of 24 hours between the two samples. All 12 possible combinations were tested.



**Model M5** (one sample every three days), **Model M6** (one sample every two days), **Model M7** (daily i.e. 24 hours), **Model M8** (every twelve hours), **Model M9** (every eight hours), **Model M10** (every six hours) and **Model M11** (every four hours) are also realized. For each possible combination of **Models M4 to M11**, the selected SPM concentrations were multiplied by the average of discharges calculated over the corresponding sampling period.

An overview of the different models and their application on the two river systems are given in **Tableau III - 3**.

**Tableau III - 3 : Overview of the different models applied on the two river systems.**

<b>Simulation</b>	<b>Garonne River</b>	<b>Nivelle River</b>
M1 (irregular monthly)	X	X
M1* (regular monthly)	X	X
M2 (semi-monthly)	X	n.t.
M3 (weekly)	X	X
M4 (twice-weekly)	X	n.t.
M5 (3 days)	X	X
M6 (2 days)	X	X
M7 (daily)	n.t.	X
M8 (12 hours)	n.t.	X
M9 (8 hours)	n.t.	X
M10 (6 hours)	n.t.	X
M11 (4 hours)	n.t.	X

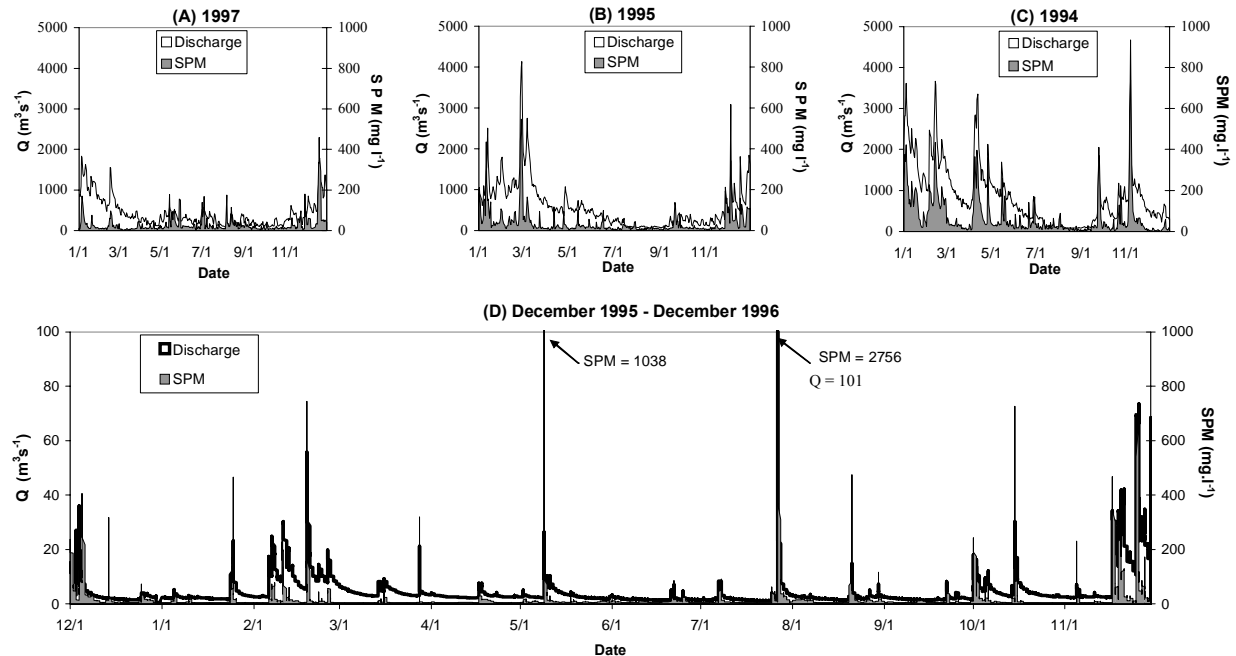
The different sampling frequency are indicated between brackets, n.t.= not tested.

### **3. Results and discussion**

#### **3.1. Discharge and SPM concentrations**

The nine-year observation for the Garonne River covers a wide range of hydrological conditions (**Tableau III - 2**, **Figure III - 12**). Compared to the long-term mean value of water discharges ( $627 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), two years (1994 and 1996) are representative of wet years, exceeding mean annual discharge of the decade by 40% and 29%, respectively. Indeed, compared to historic discharge data (Nagy and Castaing, 1990) 1994 was the second most humid year of the 20<sup>th</sup> century. The years 1997, 1998 and 2002 have been classified as dry years as their mean annual discharges were below the long-term average (-31%, -22% and -35%, respectively). In 1995, 1999, 2000 and 2001 mean annual water discharges were close to the long-term average value (**Figure III - 12**). Within each of the nine years of observation, daily water discharges of the Garonne River show strong seasonal and interannual variations, with floods occurring mainly in Autumn/Spring. Discharge variability, expressed as the ratio of maximum and minimum daily water discharge (see discharge ranges  $I_Q$  in **Tableau III - 2**), is not correlated to mean annual discharge. For example, the ratios of maximum and minimum

daily water discharge range from 24 in 2002 to 165 in 1998, both years being classified as dry years (Tableau III - 2). Suspended particulate matter concentrations are extremely variable and closely linked to discharge ( $I_{SPM}$  in Tableau III - 2 and Figure III - 13).



**Figure III - 13 : Temporal variation of water discharge ( $m^3 s^{-1}$ ) and SPM concentration ( $mg l^{-1}$ ) for three hydrological cycles of the Garonne River, characteristic of dry (A in 1997), mean (B in 1995) and wet (C in 1994) years. Records of discharges and SPM concentrations of the Nivelle River from December 1995 to December 1996 are presented in (D).**

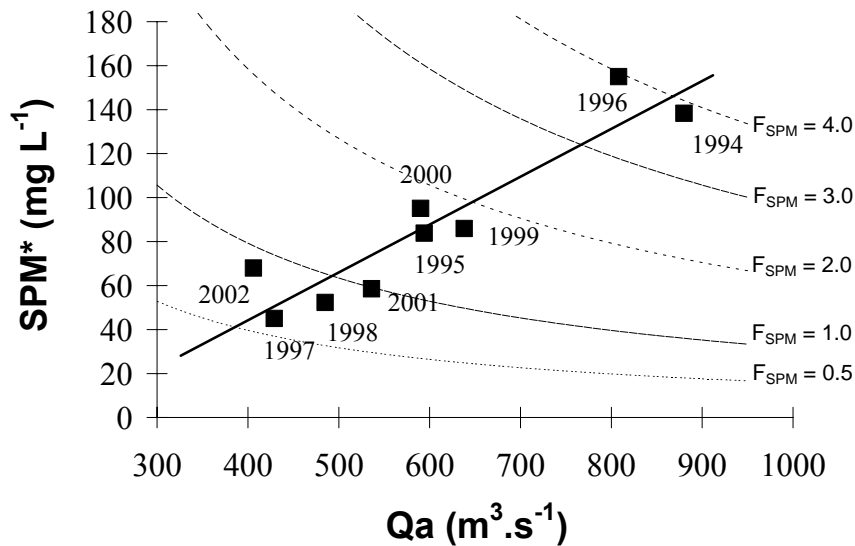
Maximum daily SPM concentrations were observed in 1994 ( $935 mg L^{-1}$ ) and in 1996 ( $889 mg L^{-1}$ ), both classified as wet years and minimum SPM concentration ( $357 mg L^{-1}$ ) was measured in 1997 (dry year). In 2002 (dry year), the high SPM concentration may be due to dredging of a navigation channel upstream sampling site on the Garonne River (Bouziges, DIREN, pers. comm.). However, no significant relation is found between maximum daily water discharges and maximum SPM concentrations. Thus, although daily SPM concentrations generally reflect the hydrological situation, there seems to be no simple mathematical relation between SPM concentration and discharge. Indeed, plots of daily SPM concentration versus daily discharge show loops (clockwise and counterclockwise hysteresis) rather than straight lines (Eisma, 1993). These various patterns are related to bank collapse or different types and locations of active sediment sources through a season (Walling, 1977; Van Sickle and Beschta, 1983; Klein, 1984; Lenzi and Marchi, 2000; Morehead et al., 2003).

Nevertheless, for each year, a representative annual SPM concentration (SPM\*) can be calculated from daily SPM concentrations weighted by daily discharge (Meybeck et al., 2003):

$$SPM^* = \frac{\sum_{i=1}^n (C_i Q_i)}{\sum_{i=1}^n Q_i} \quad \text{Equation 2}$$

See legend in Equation 1.

From the database, we calculated nine SPM\* that show a close positive correlation with the mean annual water discharge (**Figure III - 14**).



**Figure III - 14 : Empirical relation between SPM\* (discharge-weighted suspended particulate matter concentration) and mean annual water discharges for the Garonne River. Best fit is obtained with a linear model (R = 0.92). Dotted lines represent lines of equal annual SPM fluxes (F<sub>SPM</sub>) expressed in 10<sup>6</sup> t yr<sup>-1</sup>.**

In 1995-1996, the annual discharge of the Nivelle River (4.6 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>; **Figure III - 12**) was below to the long-term mean annual value (5.2 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) and was thus representative of a slightly dry period. In contrast to the Garonne River system, short and intense rainfalls may cause important flash floods which can occur during both, the wet season (November to May) and the dry period in Summer (**Figure III - 13**). In 1995-1996 the ratios of minimum and maximum daily discharge and SPM concentrations in the Nivelle River reach 333 and 6815, respectively, and are higher than those of the Garonne River (**Tableau III - 2**). This observation outlines the extremely variable transport of water and particles in small mountainous systems (Maneux et al., 1999).

### **3.2 Fluxes of Suspended Particulate Matter**

Annual SPM fluxes ( $F_{\text{SPM}}$ ), derived from the complete high resolution dataset for the Garonne River (1994-2002) and the Nivelle River (December 1995 – December 1996), reflect the major differences of both watersheds (**Tableau III - 2**). Annual SPM fluxes in the Garonne River range from  $0.6 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$  (1997) to  $3.9 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$  (1996). In contrast the Nivelle River has transported  $11 \cdot 10^3 \text{ t yr}^{-1}$  from December 1995 to December 1996. These fluxes represent the most accurate estimates available by our data and are considered as reference fluxes ( $F_{\text{REF}}$ ).

We normalized annual SPM fluxes by the respective watershed areas to obtain specific SPM fluxes ( $Y_{\text{SPM}}$ ), which allow comparing the two contrasted watersheds. These  $Y_{\text{SPM}}$  range from 11 to  $74 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  for the Garonne River and in 1996  $Y_{\text{SPM}}$  is  $69 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  for the Nivelle River. Consequently,  $Y_{\text{SPM}}$  in the Nivelle River (for a slightly dry year) is similar to that of a wet year for the Garonne River. At a global scale specific SPM fluxes ( $Y_{\text{SPM}}$ ) in the Garonne River cover a wide range and are thus similar to that reported for various large streams of contrasted character (Milliman et al., 1995) and considered as interannual constant data. For example, in 1997 annual  $Y_{\text{SPM}}$  ( $11 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) is comparable to that of the Zaire River ( $13 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) or the Rhine River ( $16 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ). In contrast the  $Y_{\text{SPM}}$  of the Garonne River in 1996 ( $74 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) is similar to that reported for the Nile River ( $64 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) and the Yukon ( $71 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ). This result suggests that, in the studied river systems, interannual hydrological variations may have a greater impact on fluvial transport and export into the coastal zone than the specific parameters of the basin (e.g. size, geology, elevation, climate). Consequently, a reliable characterization of fluvial transport behaviour requires long-term observation (at least  $\sim 10$  years) covering a range of various hydrological situations (dry, wet, mean years), according to hydrological/climatic periodicity (Probst and Tardy, 1985).

According to these results, the present long-term observation has allowed to establish an empirical relation between  $\text{SPM}^*$  and mean annual discharge for the Garonne River (**Figure III - 14**). This relation is sufficiently representative of interannual hydrological variations (see above) to estimate  $F_{\text{SPM}}$  for the Garonne River at La Réole from mean annual discharge ( $Q$ ). Indeed, fluxes estimated from the empirical relation do not differ more than 31% from the reference fluxes of the corresponding year. The maximum difference between reference  $\text{SPM}^*$  ( $\text{SPM}^*_{\text{REF}}$ ) and  $\text{SPM}^*$  is obtained from the empirical relation ( $\text{SPM}^*_{\text{EMP}}$ ) occurs in 2002, the driest year. In this worst case, the use of the empirical relation for annual flux computation would result in an underestimation of 31% (**Figure III - 14**). For a wet year (1996) a comparable absolute difference in  $\text{SPM}^*$  leads to 13% of the reference flux. These

results suggest acceptable accuracy for the whole range of mean annual discharge. With additional measurements, this empirical model should be consolidated and validated in order to provide reliable flux estimates without further SPM measurements.

### 3.3. Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates

Six different sampling strategies have been simulated for the Garonne River and nine for the Nivelle River (**Tableau III - 3**) by estimating fluxes from randomly extracted individual SPM concentrations and corresponding discharge values from the whole database (see §2). For both rivers and the whole observation period, the resulting range between minimum and maximum flux estimates decrease significantly with increasing sampling frequencies (**Tableau III - 4**).

**Tableau III - 4 : Results of simulations for the Garonne River (A) and the Nivelle River (B).**

(A)										
Year	$F_{REF}$ ( $\times 10^6$ t)	M1 ( $\times 10^6$ t)	M1* ( $\times 10^6$ t)	M2 ( $\times 10^6$ t)	M3 ( $\times 10^6$ t)	M4 ( $\times 10^6$ t)	M5 ( $\times 10^6$ t)	M6 ( $\times 10^6$ t)		
1994	3.85	0.53–8.78	1.12–5.87	2.38–4.76	2.57–4.62	3.35–3.96	3.47–4.19	3.74–3.81		
1995	1.58	0.23–4.88	0.50–2.74	0.69–1.97	0.85–1.97	1.21–1.66	1.46–1.52	1.43–1.53		
1996	3.95	0.61–9.91	1.14–5.56	1.83–5.07	2.76–4.87	3.45–4.09	3.23–4.33	3.81–3.93		
1997	0.61	0.11–1.73	0.14–1.00	0.22–0.80	0.42–0.73	0.55–0.62	0.54–0.68	0.59–0.61		
1998	0.80	0.10–2.27	0.15–1.45	0.26–1.21	0.38–1.07	0.69–0.81	0.74–0.81	0.72–0.80		
1999	1.73	0.18–4.11	0.35–2.40	0.48–1.87	1.34–1.77	1.40–1.78	1.60–1.77	1.55–1.78		
2000	1.77	0.22–4.65	0.32–3.29	0.60–2.48	1.11–1.83	1.14–1.77	1.50–1.99	1.53–1.78		
2001	0.99	0.12–2.72	0.23–2.27	0.46–1.60	0.69–1.21	0.83–1.07	0.88–1.08	0.96–1.00		
2002	0.87	0.12–2.71	0.16–2.07	0.28–1.44	0.50–0.96	0.69–0.89	0.80–0.87	0.81–0.86		
(B)										
	$F_{REF}$ ( $\times 10^3$ t)	M1 ( $\times 10^3$ t)	M1* ( $\times 10^3$ t)	M3 ( $\times 10^3$ t)	M5 ( $\times 10^3$ t)	M6 ( $\times 10^3$ t)	M7 ( $\times 10^3$ t)	M8 ( $\times 10^3$ t)	M9 ( $\times 10^3$ t)	M10 ( $\times 10^3$ t)
December 95– December 96	1.14	0.44–39.0	0.74–25.2	1.34–18.9	3.45–1.46	3.72–14.9	4.93–13.7	6.90–12.5	8.50–12.1	10.0–11.3

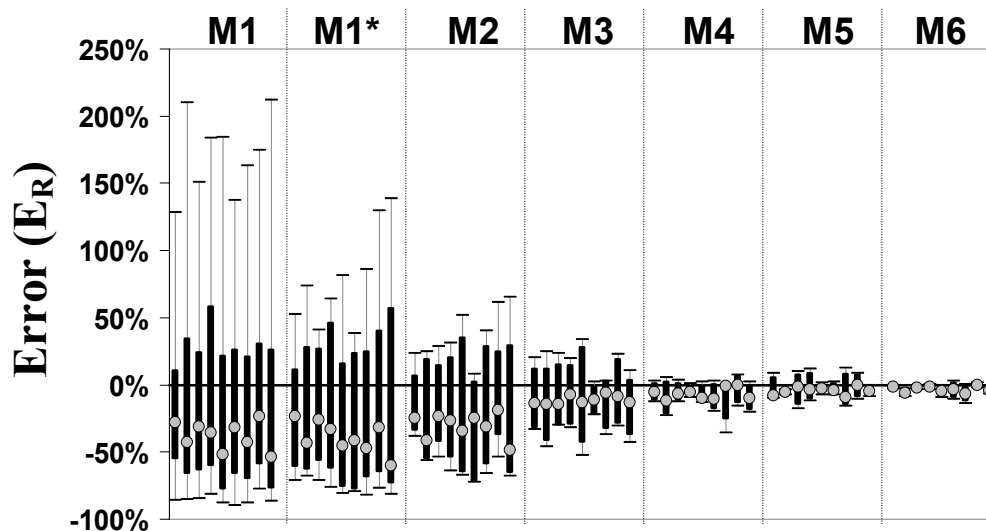
For example, when simulation M1 (irregular sampling intervals; one sample per month) is applied to data obtained for the Garonne River in 1995, simulated annual SPM flux estimates range from  $0.23 \times 10^6$  t yr<sup>-1</sup> and  $4.88 \times 10^6$  t yr<sup>-1</sup>, whereas the reference flux is  $1.58 \times 10^6$  t yr<sup>-1</sup> (**Tableau III - 4**). This result shows clearly that monthly sampling is not appropriate to get a reliable annual SPM flux estimates for the Garonne River. Indeed, the range of annual fluxes that may be obtained from irregular monthly sampling (M1), even exceeds the interannual variability observed for the Garonne River in very contrasted hydrological situations ( $0.61$  to  $3.95 \times 10^6$  t yr<sup>-1</sup>; **Tableau III - 2**). However, these maximum errors represent “worst case” scenarios and were considered as extreme results that might theoretically be obtained in a relatively small number of cases.

Annual SPM fluxes obtained from the different models were compared to reference fluxes in order to estimate the error range for a given sampling frequency. In order to compare the results obtained for the two contrasted river systems and the nine different hydrological years (Garonne River), we calculated relative errors ( $E_R$ ) as follows:

$$E_R = (F_{SIM} - F_{REF}) / F_{REF} \times 100 \text{ (\%)}$$

where  $F_{SIM}$  is the simulated annual flux estimate and  $F_{REF}$  is the reference annual flux.

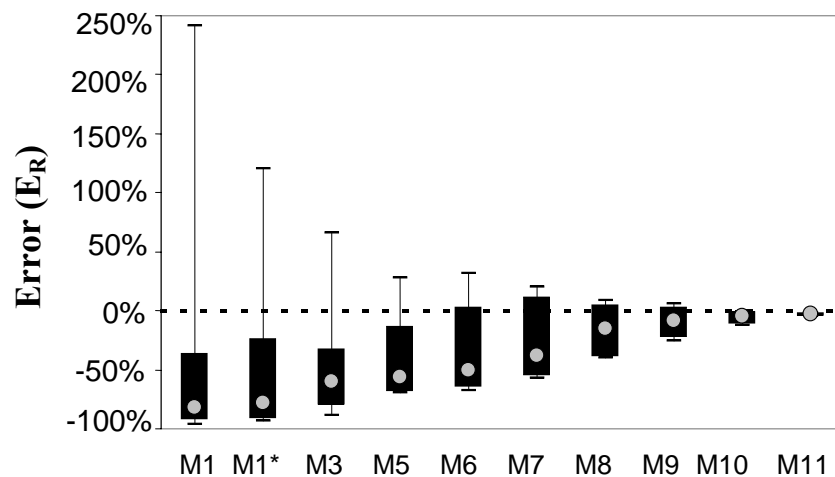
For example, for the Garonne River in 1995,  $E_R$  values obtained for annual SPM flux estimates from irregular monthly sampling (M1) range from -85% to 210% (**Figure III - 15**).



**Figure III - 15 :** Results of simulated SPM flux estimates for the Garonne River. The 0% level represents reference SPM fluxes calculated from the complete dataset. The filled circles represent median values and bold bars represent precision (10-quantile and 90-quantile) of results obtained by different frequency simulations. In each sampling model (M1-M6) the years 1994-2002 are presented from left to right.

This simulation suggests that irregular monthly sampling may produce annual SPM fluxes estimates with  $E_R$  between underestimation of 85% and overestimation up to 210%. However, statistical analysis (10 and 90 of decile; median value; **Figure III - 15**) of the distributions of  $E_R$  of simulated (M1) flux estimates shows that the extreme  $E_R$  are represented in less than 20% of the simulated cases. The major part (80%) of simulated (M1) results bears  $E_R$  within -78% (underestimation) and 58% (overestimation). The range of possible  $E_R$  values produced by the tested simulations is largest for the lowest sampling frequency (M1; i.e. irregular monthly sampling) and  $E_R$  ranges narrow with growing sampling frequency (**Figure III - 16**). Except for M1, where maximum possible errors appear to be inversely correlated with mean annual discharge, none of the tested sampling strategies shows important differences between the different hydrological years (**Figure III - 15**).

The median values of  $E_R$  distribution obtained for all kinds of simulations and for all years indicate clearly that low sampling frequencies lead systematically to underestimation of SPM fluxes. For the lower sampling frequencies, median values of  $E_R$  typically range from -53% to -23% and tend to approach 0%, (flux estimates are close to reference fluxes) with increasing sampling frequency.



**Figure III - 16 : Results of simulated SPM flux estimates for the Nivelle River. The 0% level represents reference SPM flux calculated from the complete dataset. The filled circles represent median values and bold bars represent precision (10-quantile and 90-quantile) of results obtained by different frequency simulations.**

Although the results obtained for the Nivelle River show similar trends for comparable simulations (M1-M6), the ranges of possible  $E_R$  are wider and systematic underestimation is more important than for the Garonne River (**Figure III - 16**). Only for high sampling frequency simulations (M7-M11), simulated flux estimates approach reference fluxes. This can be explained by the high temporal variability of discharge and SPM concentrations due to shorter flood events in the Nivelle River. This variability is highlighted by the duration curve of SPM input which is expressed as the percent of annual SPM flux ( $F_i$  listed from the highest SPM concentrations) carried during 1%...100% of time (**Figure III - 17**). For example, during floods in the Garonne River 6% to 14% of annual SPM flux may occur in 0.3 % of the time (i.e. one day), whereas in 1995/1996 in the Nivelle River, ~ 52% of annual SPM flux has occurred in the same time.

The great importance of floods in annual SPM budgets requires representative sampling during the main flood events, which cannot be guaranteed by low sampling frequencies for statistical reasons (**Figure III - 16**).

Considering that reliable annual SPM flux estimates should always be within  $\pm 20\%$  deviation from the reference flux, the results allow defining minimum sampling frequencies for the two contrasted rivers. We compare the simulations for the different years and sites by plotting  $E_R$  values versus sampling frequency (number of samples per month; **Figure III - 18**).

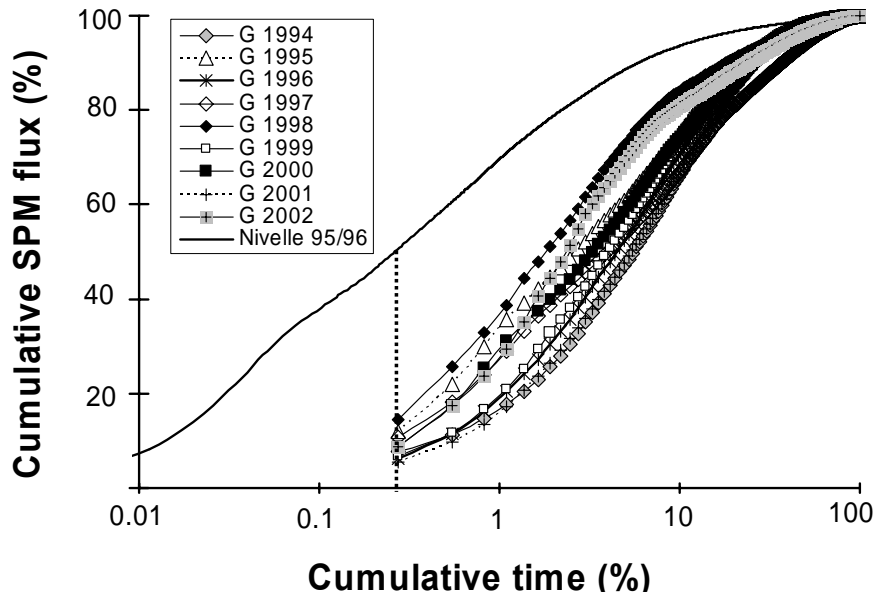


Figure III - 17 : Temporal variability of SPM fluxes expressed by the relation between cumulative SPM fluxes and cumulative time; G = Garonne River. Dashed lines represent 0.3% of time (= 1 day).

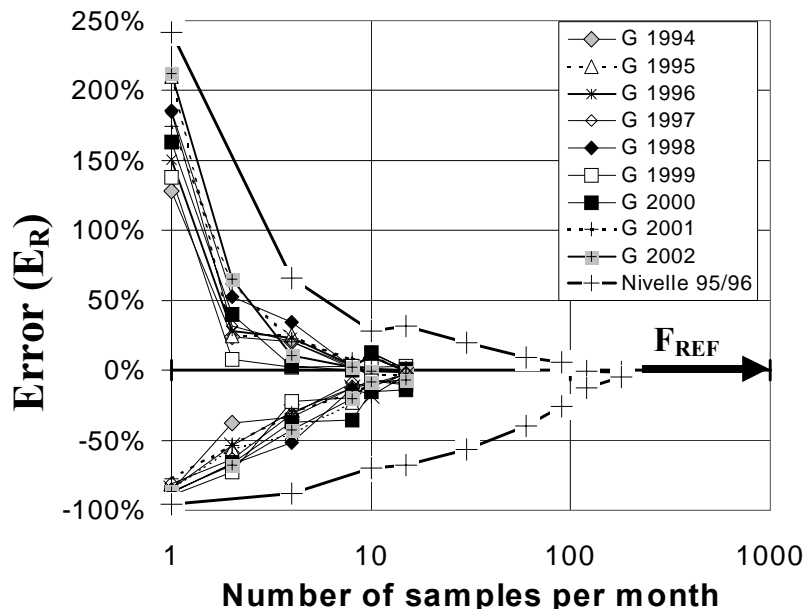


Figure III - 18 : Comparison of maximum error percentages for simulated SPM flux estimates for the Garonne River and the Nivelle River as a function of sampling frequency (number of samples per month). Note the number of samples per month is at log scale.



The results show clearly that for the Garonne River, flux estimates obtained from a sampling frequency with a minimum of 10 samples per month (i.e. one sample every three days) are always within the acceptable limits (**Figure III - 18**). However, twice-weekly sampling gives reliable flux estimates all the time except for 2000. Indeed, in more than 10 % of the cases SPM fluxes were underestimated by 25% to 36% compared to the reference fluxes (**Figure III - 15**). For all sampling frequencies lower than twice-weekly, probabilities to obtain reliable flux estimates are not acceptable. Indeed, for the Garonne River low sampling frequencies (monthly and semi-monthly) will underestimate annual SPM fluxes by at least 20% in more than 50% of the cases. This is due to the fact that important SPM transport often occurs during short intense floods, when high discharge coincides with high SPM concentrations. Because these events are rare and hardly predictable (independent of the season), sampling has to be realized enough often throughout the year. For the Nivelle River, the minimum sampling frequency producing annual SPM flux estimates close to the reference flux (within  $\pm 20\%$  interval) is  $\sim 100$  samples per month (i.e. one sample every seven hours; **Figure III - 18**). Consequently, reliable SPM flux observation in small mountainous watersheds requires very high sampling frequencies which may be only obtained using automatic sampling systems. However, such kind of observation is rarely realized (Meybeck, 2001), suggesting that reliability of flux estimates in small watersheds has to be generally considered with caution.

## **Conclusion**

The quality of SPM flux estimates is essential for erosion studies (quantification and modelling) and mass balances of various nutrients and organic/inorganic pollutants (e.g. POC, P, PCB, HAP, Hg, Pb) transported in the particulate phase. The nine-year high-resolution database in the Garonne River, covering contrasted hydrologic years, and the one year high frequency sampling in the Nivelle River outline the high temporal variability of SPM transport in these two contrasted watersheds. Although the two watersheds show much contrasted attributes, the specific SPM transport in the Nivelle River during a slightly dry year was similar to the one of a wet year in the Garonne River. Consequently, classification of basins by their attributes and modelling SPM transport requires average values, covering contrasted hydrological situations. These average values must be derived from long-term observations with adapted sampling frequencies, because interannual hydrological variations may have a greater impact on fluvial SPM transport and export to the coastal zone than the specific parameters of the basin (e.g. geology, elevation, size, etc...).

Simulations of different sampling strategies with variable sampling frequencies by extracting individual discharge values and corresponding SPM concentrations from the database highlight the importance of sampling frequency for reliability of SPM flux estimates. If a deviation of simulated fluxes estimates lower than  $\pm 20\%$  from reference fluxes is accepted, the Garonne River (large plain river) must be sampled at least every three days (ten samples per month) and the Nivelle River every seven hours (~one hundred samples per month). For the Garonne River, this minimum sampling frequency is valid for all contrasted hydrologic years of the observation period. Below these minimum sampling frequencies, probability of biased SPM flux estimates is high and strongly increases with decreasing sampling frequency. Although there is a wide range of possible flux estimates, the most often, lower sampling frequencies result in underestimation of SPM fluxes.

From the long-term observation of the Garonne River, an empiric relation between SPM\* (discharge-weighted mean annual SPM concentrations) and annual discharge was established. This relation allows estimating annual SPM fluxes for the Garonne River with less than 30% deviation from reference values for the decade, which is much lower than errors that may result from too low sampling frequencies. If this empirical model is validated in the future, annual SPM flux estimates derived from the model could be more satisfactory than estimates based on low sampling frequencies lower than the minimum admissible frequency for the Garonne River. As both studied watersheds are representative of many rivers in the world, the present results may be of great interest for SPM flux estimates for other fluvial systems. If global SPM transport is dominated by large watersheds, the often applied relatively low sampling frequencies will not result in important underestimation. Nevertheless, if small watersheds are important in global SPM fluxes (e.g. Milliman and Syvitski, 1992), some of the existing mass balances probably suffer from underestimation, especially in several weakly sampled temperate regions of the Southern hemisphere with small watersheds, with high sediment transport rates (e.g. Hicks and Griffiths, 1992; Syvitski et al., 2003).

### **Acknowledgements**

The authors acknowledge H. Jourdeuilh, N. Maillet, Y. Lapaquellerie, O. Clément and L. Barrière for their important technical support. We also thank E. Maneux for critical remarks and fruitful discussions. This study was part of the GIS-ECOBAG program and was financially supported by the Agence de l'Eau Adour-Garonne. This publication is the scientific contribution no. 1525 from DGO UMR CNRS 5805 EPOC, Bordeaux 1 University.

## References

- Ahnert F. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science* 1970; 268: 243-263.
- Ahnert F. Local relief and the height limits of mountain ranges. *American Journal of Science* 1984; 284: 1035-1055.
- Asselman N. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology* 2000; 234: 228-248.
- Audry S, Blanc G, Schäfer J. Cadmium transport in the Lot-Garonne River System (France). Temporal variability and a model for flux estimation. *The Science of the Total Environment* 2004, 319: 197-213.
- Berner E, Berner R. *The Global Water Cycle: Geochemistry and Environment*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1987, 397 pp.
- Blanc G, Lapaquellerie Y, Mailliet N, Anschutz P. A cadmium budget for the Lot-Garonne fluvial system (France). *Hydrobiologia* 1999; 410: 331-341.
- Brunet R, Astin K. Spatio-temporal variation in some physical and chemical parameters over a 25-year period in the catchment of the river Adour. *Journal of Hydrology* 1999; 220: 209-221.
- Charriton X. Quantification des flux de matières en suspension dans la Nivelle du 1er Décembre 1995 au 30 novembre 1996. INRA Saint-Pée-sur Nivelle, France, 1996, 33p.
- De Vries A, Klavers HC. Riverine fluxes of pollutants: monitoring strategy first, calculation methods second. *European Water Pollution Control* 1994; 4/2: 12-17.
- Douglas I. Man, vegetation and the sediment yield of rivers. *Nature* 1967; 215: 925-928.
- Eisma D. *Suspended sediment in the aquatic environment*. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 1993, 315 pp.
- Fournier F. *Climat et érosion*. Presse Universitaire de France, Paris, 1960, 201 pp.
- Guyot JL. *Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne*. 3ème cycle PhD Thesis, Bordeaux, France, 1993, 246 pp.
- Guyot JL, Filizola N, Laraque A, Seyler P. La variabilité des flux sédimentaires dans le bassin de l'Amazonie, Symposium International MANAUS'99, Manaus (Brésil), 1999.
- Hicks DM, Griffiths GA. Sediment load. In Mosel MP (Ed), *Waters of New Zealand*: Wellington, New Zealand Hydrological Society, 1992; 229-248.
- Holmes RM, McClelland JW, Peterson BJ, Shiklomanov IA, Shiklomanov AI, Zhulidov AV, Gordeev VV, Bobrovitskaya NN. A circumpolar perspective on fluvial sediment flux to the Arctic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles* 2002; 16: 1-14.
- Horowitz AJ, Elrick K, Smith J. Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins: methodological considerations as applied to the NASQAN programme. *Hydrological processes* 2001; 15: 1107-1132.
- Horowitz AJ. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes* 2003; 17: 3387-3409.
- Judson S, Ritter D. Rates of regional denudation in the United States. *J. Geophys. Hydrol.* 1964; 21: 3395-3401.
- Klein M. Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms. *Catena* 1984; 11: 251-257.
- Latouche C. La pollution en cadmium de l'Estuaire de la Gironde. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine* 1988 ; 44 : 15-21.
- Lawson NM, Mason RP, Laporte JM. The fate and transport of Mercury, Methylmercury, and other trace metals in Chesapeake Bay tributaries. *Water Research* 2001; 35: 501-515.
- Leenheer J. Organic substance structures that facilitate contaminant transport and transformations in aquatic sediments. In: R. Baber (Editor), *Organic Substances and Sediments in Water. Humics and Soils*. Lewis, Chelsea, Michigan, 1991, 3-21pp.
- Lenzi MA, Marchi L. Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena* 2000; 39: 267-282.
- Ludwig W, Probst JL. River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets. *American Journal of Science* 1998; 298: 265-295.

- Maneux E, Dumas J, Clément O, Etcheber H, Charritton X, Etchart J, Veyssy E, Rimmelin P. Assessment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: the case of the Bay of Biscay. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes/ Earth & Planetary Sciences* 1999 ; 329: 413-420.
- Martinez-Casasnovas JA, Ramos MC, Ribes-Dasi M. Soil erosion caused by extreme rainfall events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models. *Geoderma* 2002; 105: 125-140.
- Martins O, Probst JL. Biogeochemistry of major African rivers: carbon and mineral transport. In: Degens ET, Kempe S, Richey JE, editors. *Biogeochemistry of major world rivers*. Mitt. Geol. Palaont. Inst. Univ. Hambourg. SCOPE/UNEP Sonderbd, 1990, pp. 243-271.
- Mayer LM, Keil RG, Macko SA, Joye SB, Ruttenger KC, Aller RC. Importance of suspended particulates in riverine delivery of bioavailable nitrogen to coastal zones. *Global Biogeochem. Cycles* 1998; 12: 573-579.
- Mcpherson H. Dissolved, suspended and bed load movement patterns in Two O'Clock Creek, Rocky Mountains, Canada, summer, 1969. *Journal of Hydrology* 1971; 12/3: 221-233.
- Meade R, Parker R. Sediments in rivers of the United States. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1985; 2275: 49-60.
- Meade RH, Yuzyk TR, Day TJ. Movement and storage of sediment in rivers of the United States and Canada. In: Wolman WG, Riggs HC, editors. *Surface Water Hydrology. The Geology of America, O-1*. Geological Society of America, Boulder, CO, 1990, pp. 225-280.
- Meybeck M, Pasco A, Ragu A. Etablissement des flux polluants dans les rivières: pourquoi, comment et à quel prix. 4èmes Rencontre de l'Agence Régionale pour l'Environnement Provence Alpes Côte d'Azur, ARPE, PACA Toulon, 1993 ; 55-67.
- Meybeck M. Transport et qualité des sédiments fluviaux : de la variabilité spatio-temporelle à la gestion. *La Houille Blanche*, 2001; 6/7: 34-43.
- Meybeck M, Laroche L, Dürr HH and Syvitski JPM. Global variability of daily Total Suspended Solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change* 2003; 39: 65-93.
- Milliman JD, Meade RH. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology* 1983; 91: 1-21.
- Milliman JD, Syvitski JPM. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology* 1992; 100: 525-544.
- Milliman JD, Rutkowski C, Meybeck M. River discharge to the sea. A global river index (GLORI): Texel, the Netherlands, LOICZ Core Project Office, 1995, 125pp.
- Morehead M, Syvitski J, Hutton E, Peckham S. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change* 2003; 39: 95-110.
- Nagy G, Castaing P. Les débits fluviaux de la Gironde depuis 1914. Technical report, Agence de l'Eau Adour-Garonne, Toulouse, France, 1990.
- Neal C, House WA, Leeks GJL, Marker AH. UK fluxes to the North Sea, Land Ocean Interaction Study (LOIS): River Basins Research, the First 2 Years 1993-1995. *Sci Tot Environ* 1997; 194: 1-4.
- Ollesch G, Vacca A. Influence of time on measurements results of erosion plot studies. *Soil & Tillage Research* 2002; 1711: 1-17.
- Pinet P, Souriau M. Continental erosion and large scale relief. *Tectonics* 1988; 7: 563-582.
- Probst JL, Tardy Y. Fluctuations hydroclimatiques du Bassin d'Aquitaine au cours des 70 dernières années. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 1985; 26: 61-77.
- Probst JL. Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale, mécanisme, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sciences géologiques*, édition Université L. Pasteur, Strasbourg, 1992.
- Quémerais B, Cossa D, Rondeau B, Pham TT, Gagnon P, Fortin B. Sources and fluxes of Mercury in the Saint Lawrence River. *Environ. Sci. Technol.* 1999; 33: 840-849.
- Robertson DM, Roerish ED. Influence of different sampling strategies on load estimations for small streams. *Water Resources Research* 1999; 35: 3747-3759.
- Römkens MJM, Helming K, Prasad SN. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Catena* 2001; 46: 103-123.

- Schäfer J, Blanc G, Lapaquellerie Y, Maillet N, Maneux E, Etcheber H. Ten-Year-Observation of the Gironde Tributary Fluvial System: Fluxes of Suspended Matter, Particulate Organic Carbon and Cadmium. *Marine Chemistry* 2002; 79: 229-242.
- Serrat P, Ludwig W, Navarro B and Blazi J. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). *C. R. Acad. Sci. Paris* 2001; 333: 389-397.
- Seyler P, Etcheber H, Orange D, Laraque A, Sigha-Nkamdjou L, Olivry JC. Concentrations, fluctuations saisonnières et flux de carbone dans le bassin du Congo. In: Olivry and Boulègue editors, *Grands Bassins Fluviaux*, Paris, 1995, 217-228.
- Siepel AC, Steenhuis TS, Rose CR, Parlange JY, McIsaac GF. A simplified hillslope erosion model with vegetation elements for practical applications. *Journal of Hydrology* 2002; 258: 111:121.
- Summerfield MA, Hulton NJ. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of geophysical research* 1994; 99: 13871-13883.
- Syvitski JPM, Peckham SD, Hilberman R, Mulder T. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective 2003; 162: 5-24.
- Syvitski JPM. Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21<sup>st</sup> century. *Global and Planetary Change* 2003; 39: 1-11.
- Syvitski JPM, Morehead M. Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology* 1999; 154: 13-28.
- Tappin AD, Harris JRW, Uncles RJ. The fluxes and transformations of suspended particles, carbon and nitrogen in the Humber estuarine system (UK) from 1994 to 1996: results from an integrated observation and modelling study. *The Science of The Total Environment* 2003; 314/316 : 665-713.
- Van Sickle J, Beschta R. Supply-based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resources Research* 1983; 19: 768-778.
- Veysy E, Colas C, Etcheber H, Maneux E, Probst J. Transports fluviaux de carbone organique par la Garonne à l'entrée de l'estuaire de la Gironde. *Sci. Géol., Bull.*, 1996; 49: 127-153.
- Veysy E, Etcheber H, Lin RG, Buat-Ménard P, Maneux E. Seasonal variations and origins of particulate organic carbon in the lower Garonne River at La Réole (SW France). *Hydrobiologia* 1999; 391: 113-126.
- Vörösmarty C, Meybeck M, Fekete B, Sharma K. The potential impact of neo-castorization on sediment transport by the global network of rivers. In: Walling DE, Probst JL, editors. *Human impact on erosion and sedimentation*, Wallingford, Michigan, *Proceedings of the Rabat Symposium*, IAHS Publication, 1997, 245: 261-273.
- Walling D. Suspended sediments and solute response characteristics of the River Exe, Devon, England. In: Davidson-Arnott R, Nickling W, editors. *Research in fluvial geomorphology*. GeoAbstracts, Norwich, 1977, 169-197.
- Walling DE, Webb DW. The reliability of suspended sediment load data: Erosion and sediment transport measurement, *Proceedings of the Florence Symposium*, Florence, Italy: IAHS, 1981, 177-194.
- Walling DE, Webb DW. Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers. *Marine Pollution Bulletin* 1985; 16: 488-492.
- Walling DE. Rainfall, runoff, and erosion of the land: a global review. In: K. Gregory, editor. *Energetics of Physical Environment*. Wiley, London, UK, 1987, pp 89-117.

## II.2.3. Variabilité temporelle des flux de MES et fréquences d'échantillonnage pour des bassins intermédiaires

### II.2.3.1. Variabilité temporelle - Courbes de durée

L'analyse complémentaire de banques de données sur d'autres bassins du Sud-Ouest de la France a mis en évidence de fortes disparités spatio-temporelles des transports annuels de MES (**Figure III - 19**). En cumulant les flux de MES (rangés par ordre décroissant) en fonction du temps, des régimes de transports différents peuvent être clairement identifiés (Meybeck, 2001 ; Meybeck et al., 2003). En 1% du temps (3 jours), les rivières qui transitent le plus de matériel sont la Nivelle et la Nive des Aldudes avec plus de 50% du flux (pour 9-10% du flux liquide), suivies par les Gaves et la Dordogne avec seulement 3-5% du flux liquide (**Figure III - 19 ; Tableau III - 5**). Pour la Dordogne, les barrages semblent influencer dans les variations temporelles des flux. En effet, la Dordogne s'apparente alors probablement à un petit bassin s'étendant du dernier barrage (avant le site d'échantillonnage) jusqu'à notre site d'échantillonnage. La situation hydrologique peut modifier, dans certains cas, l'allure des courbes (e.g. la Nivelle en 1996 et 2002), et ce, même avec un débit annuel identique. Sur un système comme la Nivelle, les crues d'hiver (comme en 2002 ; **Figure III - 11**) sont étalées sur plusieurs jours de pluies avec des montées de crue progressives. A l'inverse, les crues d'été (comme en 1996), déclenchées par de violents orages, sont caractérisées par de brusques montées de hauteurs d'eaux avec des débits pouvant être supérieurs aux crues d'hiver.

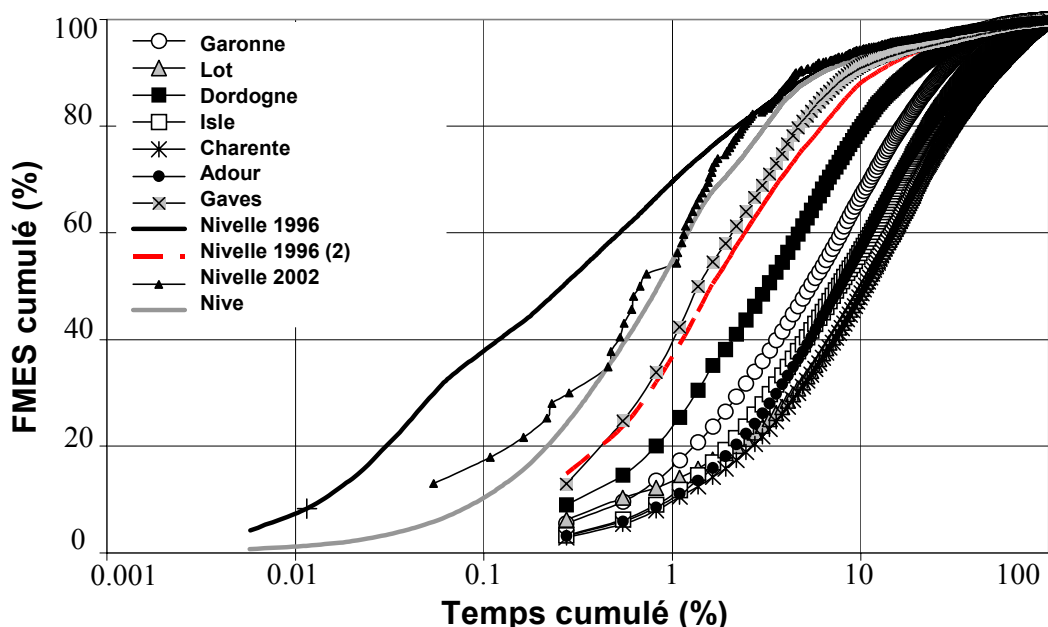


Figure III - 19 : Courbes de durée – Flux cumulés en MES (classés par ordre décroissant) en fonction du temps cumulé pour différents systèmes ; les courbes ont été calculées à partir des flux de 2001 sur toutes les rivières sauf les Gaves (2002) et la Nive (2002) et la Nivelle (1996 et 2002). La courbe « Nivelle 1996(2) » est basée sur un sous-échantillonnage de la banque de données de 1996 : les données horaires ont été moyennées (arithmétiquement) pour obtenir une seule concentration par jour. Rq : les données Nivelle 2002 ne présentent pas une forme épurée en raison de prélèvement non régulier (2h à journalier).

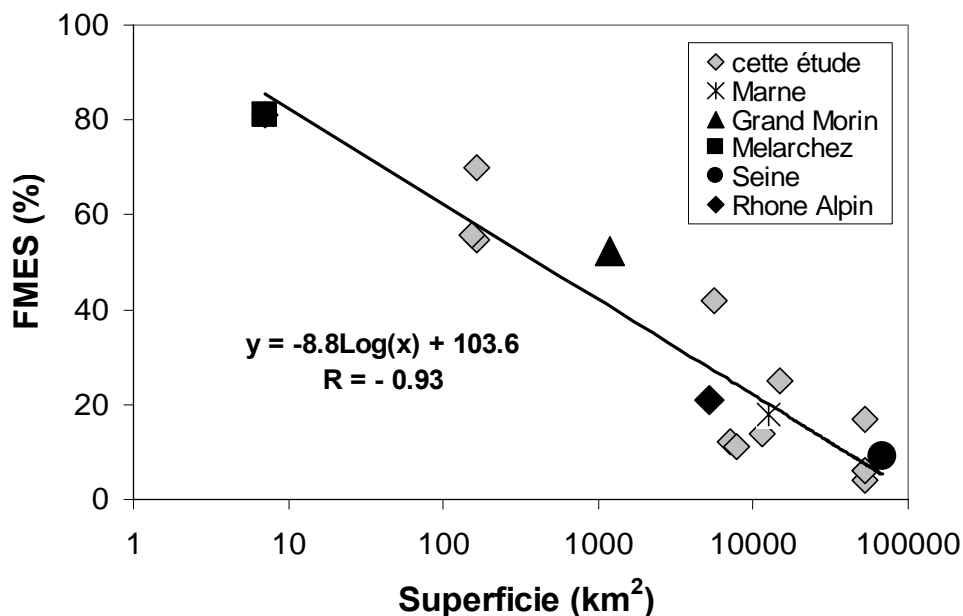
**Tableau III - 5 : Synthèse des résultats de l'analyse des variabilités temporelles des flux liquides et solides – Pourcentage de flux liquide (W) et de MES transportés (MES) en 1%, 5%, 25 et 50% du temps (classés par ordre décroissant des flux en MES). Les rapports entre les flux de MES véhiculés en 1% et les flux liquides correspondants ( $MES_{1\%}/W_{1\%}$ ) peuvent être des indicateurs des régimes de transport.**

	X=	Flux transportés en X % du temps				$MES_{1\%}$
		1%	5%	25%	50%	$W_{1\%}$
<b>Garonne (1994)</b>	MES:%	12	45	91	98	3,0
	W:%	4	16	53	81	
<b>Garonne (1995)</b>	MES:%	36	61	91	98	6,0
	W:%	6	18	54	81	
<b>Garonne (1996)</b>	MES:%	10	52	91	98	2,5
	W:%	4	18	53	81	
<b>Garonne (1997)</b>	MES:%	29	54	86	94	7,3
	W:%	4	14	47	73	
<b>Garonne (1998)</b>	MES:%	39	72	93	97	6,5
	W:%	6	18	50	74	
<b>Garonne (2000)</b>	MES:%	41	64	92	98	8,2
	W:%	5	14	45	74	
<b>Garonne (2001)</b>	MES:%	17	48	89	98	4,3
	W:%	4	15	52	81	
<b>Garonne (2002)</b>	MES:%	30	69	91	97	7,5
	W:%	4	17	50	75	
<b>Charente (2001)</b>	MES:%	10	31	75	90	2,5
	W:%	4	19	60	88	
<b>Isle (2001)</b>	MES:%	12	39	82	94	2,0
	W:%	6	23	60	79	
<b>Adour (2001)</b>	MES:%	11	38	80	94	2,8
	W:%	4	21	65	85	
<b>Gaves (2002)</b>	MES:%	42	81	96	99	8,4
	W:%	5	21	52	75	
<b>Lot (2001)</b>	MES:%	14	32	76	95	3,5
	W:%	4	15	54	83	
<b>Dordogne (2001)</b>	MES:%	20	60	93	98	6,7
	W:%	3	14	24	52	
<b>Aldudes (2002)</b>	MES:%	53	88	97	99	5,3
	W:%	10	27	59	79	
<b>Nivelle (1996)</b>	MES:%	69	88	97	99	7,7
	W:%	9	26	57	74	

La courbe de la Nive en 2002 s'apparenterait alors à celle de la Nivelle de la même année, compte tenu de la proximité de ces deux bassins qui subissent les mêmes précipitations.

La fréquence et le mode d'échantillonnage influencent également l'allure des courbes. Un sous-échantillonnage de la banque de données de la Nivelle en 1996 a été réalisé : des moyennes arithmétiques ont été calculées à partir des données toutes les 2 heures pour obtenir des valeurs journalières. Cette moyenne simule une méthode de prélèvement à savoir le cumul d'échantillons prélevés toutes les  $x$  heures pour former un unique échantillon journalier, représentatif de la journée. L'analyse de la courbe de durée effectuée à partir de ces nouvelles données est représentée en rouge (Nivelle 1996 (2) ; **Figure III - 19**); elle se calque sur celle des Gaves et minimise la forte variabilité du régime de la Nivelle par le biais d'une fréquence d'échantillonnage moins adaptée. De plus, le flux estimé par cette méthode est de 7 000 t au lieu des 11 000 t du flux initial (i.e. une sous-estimation de 36%).

La comparaison entre les flux annuels de MES transportés en 1% du temps et la taille des bassins versants indique en première approximation une corrélation négative, mettant en évidence que plus le bassin est petit et plus les transferts s'effectuent sur de courtes durées ( $R = -0,93$  ; **Figure III - 20**). Toutefois, il est nécessaire de tempérer cette relation en raison du fort poids statistique que porte le site de Mélarquez ; il sera donc nécessaire de compléter notre réseau d'observation de bassins versants de tailles comprises entre 10 et 100 km<sup>2</sup>, comprenant des bassins de diverses typologies (e.g. plaine, montagneux, climat océanique, climat méditerranéen). Néanmoins, une tendance à la décroissance entre les flux en MES amenés en 2% et le logarithme de la superficie des bassins a déjà été esquissée sur une soixantaine de fleuves et rivières (Meybeck et al., 2003). Ainsi, les régimes les moins variables ont été observés sur le Mississippi ou le Saint-Laurent (Meybeck et al., 2003). Toutefois, d'autres paramètres peuvent intervenir dans la variabilité des flux, tels que l'intensité des précipitations, la pente (jouant sur les débits spécifiques) ou la présence de vastes plaines d'inondation. Le régime pluvio-nival de la Nivelle et de la Nive des Aldudes n'est pas le seul paramètre responsable de la forte variabilité temporelle des flux puisqu'en 1996 l'essentiel du transfert en MES a été occasionné par un orage d'été en juillet. De plus, par rapport au test de sous-échantillonnage de la Nivelle en 1996, il est raisonnable de se poser le problème inverse : si les Gaves avaient été échantillonnés à une fréquence horaire, la courbe de durée n'aurait-elle pas été identique à celle de la Nivelle en 1996, le flux annuel plus important, de même que le flux associé à 1% du temps ?



**Figure III - 20 : Pourcentage du flux total de MES (FMES) transporté en 1% du temps en fonction de la taille des bassins versants (km<sup>2</sup>). Melarchez : données Cemagref ; Grand Morin et Marne : données CGE-Vivendi ; Seine : données SNS Rouen ; Rhône Alpin : Meybeck inédit (données O.F.E.H. Berne) - références dans Meybeck, 2001.**



II.2.3.2. Détermination des fréquences d'échantillonnage

La même méthodologie de simulation de sous-échantillonnage que celle présentée dans l'article #1 (Tableau III - 3) a été employée sur d'autres systèmes fluviaux (Figure III - 21 ; Figure III - 22). Les résultats confirment les tendances observées pour la Garonne et la Nivelle, soulignant l'importance de la fréquence d'échantillonnage sur la validité des flux en MES et montrant dans chacun des cas une plus forte probabilité à la sous-estimation.

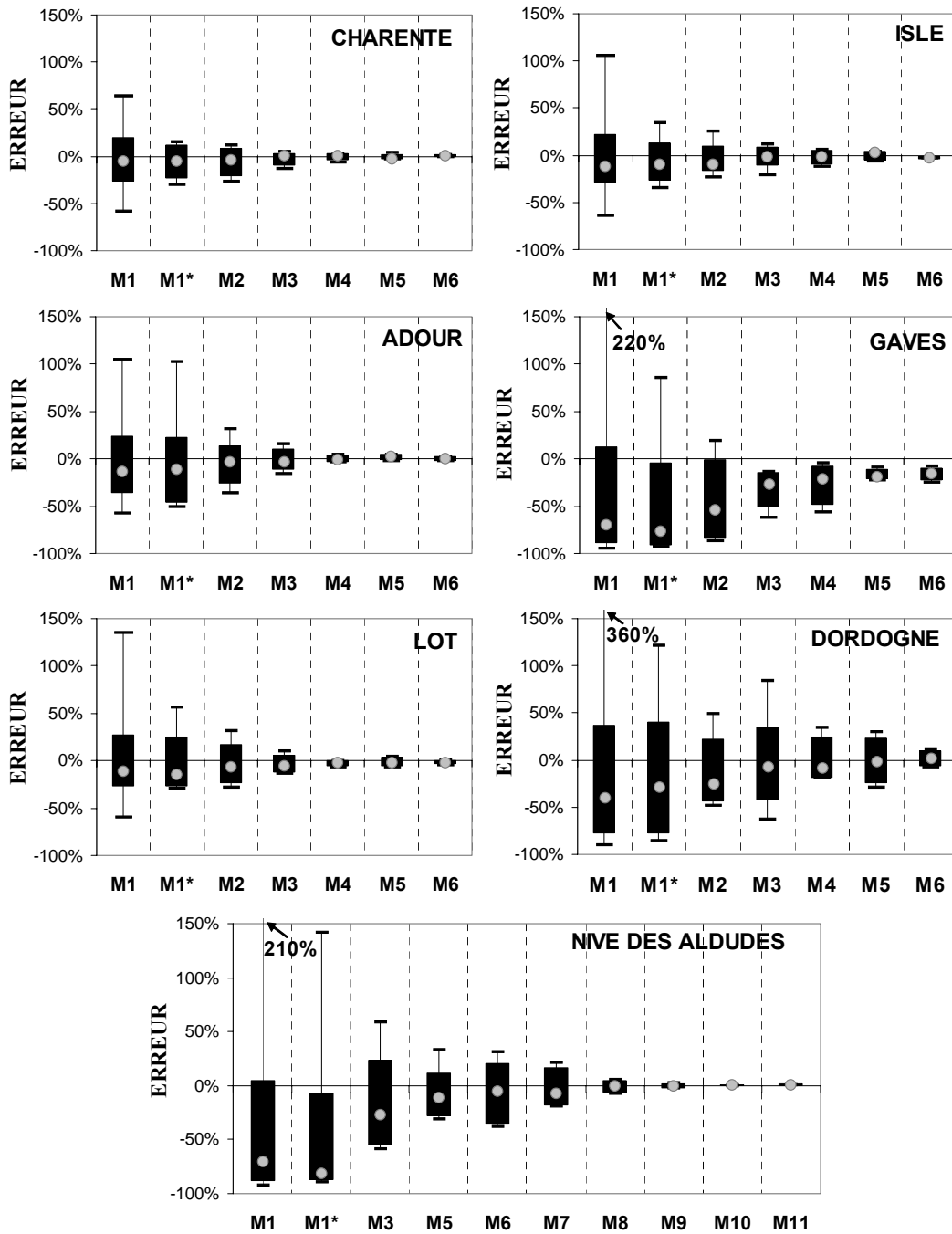


Figure III - 21 : Résultats des flux simulés pour la Charente (en 2001), l'Isle (en 2001), l'Adour (en 2001), les Gaves réunis (en 2002), le Lot (en 2001), la Dordogne (en 2001) et la Nive des Aldudes (en 2002). La valeur 0% représente le flux de référence calculé à partir de la banque de données complète ; les ronds : valeurs médianes, les barres en gras : les 10<sup>ème</sup>-centiles et 90<sup>ème</sup> centiles. Les fréquences d'échantillonnage des modèles (M1, M1\* ..., M11) sont indiquées dans Tableau III - 3.

L'étude complémentaire, entreprise sur des bassins intermédiaires compris entre celui de la Garonne et celui de la Nivelle (présentés dans l'article #1), a montré que :

➤ si un écart de  $\pm 20\%$  par rapport au flux de référence est considéré comme acceptable, il est nécessaire d'échantillonner 3 fois par mois la Charente, 4 fois par mois l'Isle, l'Adour et le Lot (**Figure III - 22A**). Ces rivières transportent le moins de matériel en 1% du temps ( $\sim 10$  à 15% du flux total ; **Figure III - 19**).

➤ la Dordogne apparaît plus dynamique que la Garonne, à la fois au niveau de l'analyse des courbes de durée sédimentaire (**Figure III - 19**) et des résultats de la fréquence d'échantillonnage. La Dordogne doit bénéficier, au minimum, de 15 prélèvements par mois (**Figure III - 22A**) contre 10 par mois pour la Garonne (article #1). Cette différence pourrait être partiellement imputée à la présence de nombreux barrages sur la Dordogne qui se ferait plus ressentir que sur le Lot. Il serait intéressant de rechercher si cette distinction entre la Dordogne et le Lot est due à une caractéristique propre des bassins ou aux types de barrages, leur position (superficie du bassin compris entre le dernier barrage et le site de prélèvement) et/ou à des gestions de crues différentes.

➤ les flux estimés de MES des Gaves réunis à Peyrehorade sont sous-estimés, quelle que soit la fréquence d'échantillonnage (exceptées les valeurs maximales pour M1, M1\* et M2), (**Figure III - 21**). La fréquence journalière ne semble pas suffisante pour estimer correctement les flux en MES qui seraient alors sous-estimés jusqu'à présent (**Figure III - 21**).

➤ la Nive des Aldudes, petite rivière de montagne, montre une dynamique plus faible que celle de la Nivelle en 1996 puisqu'elle nécessite un échantillonnage toutes les 12 heures (**Figure III - 22B**) contre toutes les 7 heures pour la Nivelle en 1996. Toutefois, nous avons vu précédemment que la variabilité temporelle de la Nive des Aldudes était proche de celle de la Nivelle en 2002 (**Figure III - 19**). Par analogie, la fréquence d'échantillonnage de la Nivelle en 2002 (non testée en raison de prélèvements à pas de temps irréguliers durant les crues) est probablement similaire à celle de la Nive des Aldudes. Les conditions hydrologiques (crues d'hiver, crues d'été) auraient donc une influence sur le pas de temps d'échantillonnage de petits systèmes montagneux. Ces différences hydrologiques seraient peu marquées pour la Garonne à la Réole (article #1).

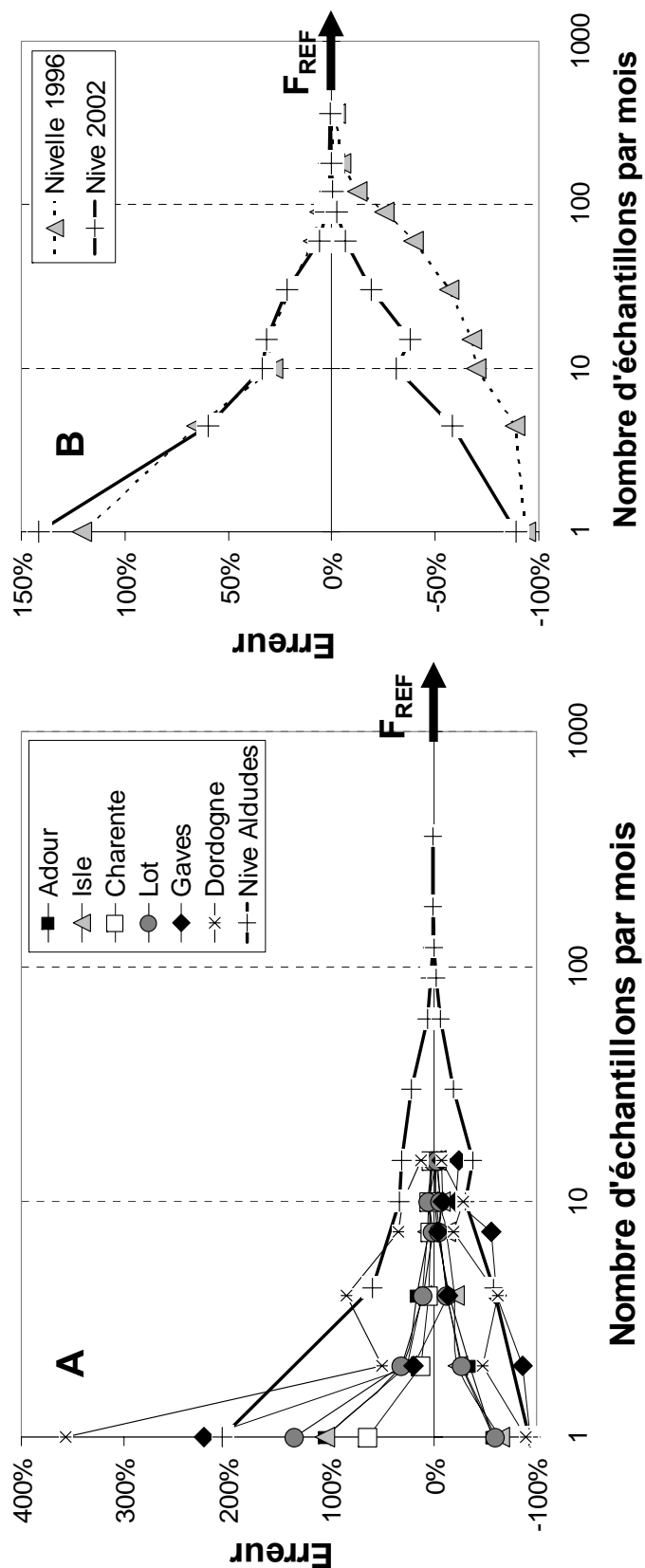
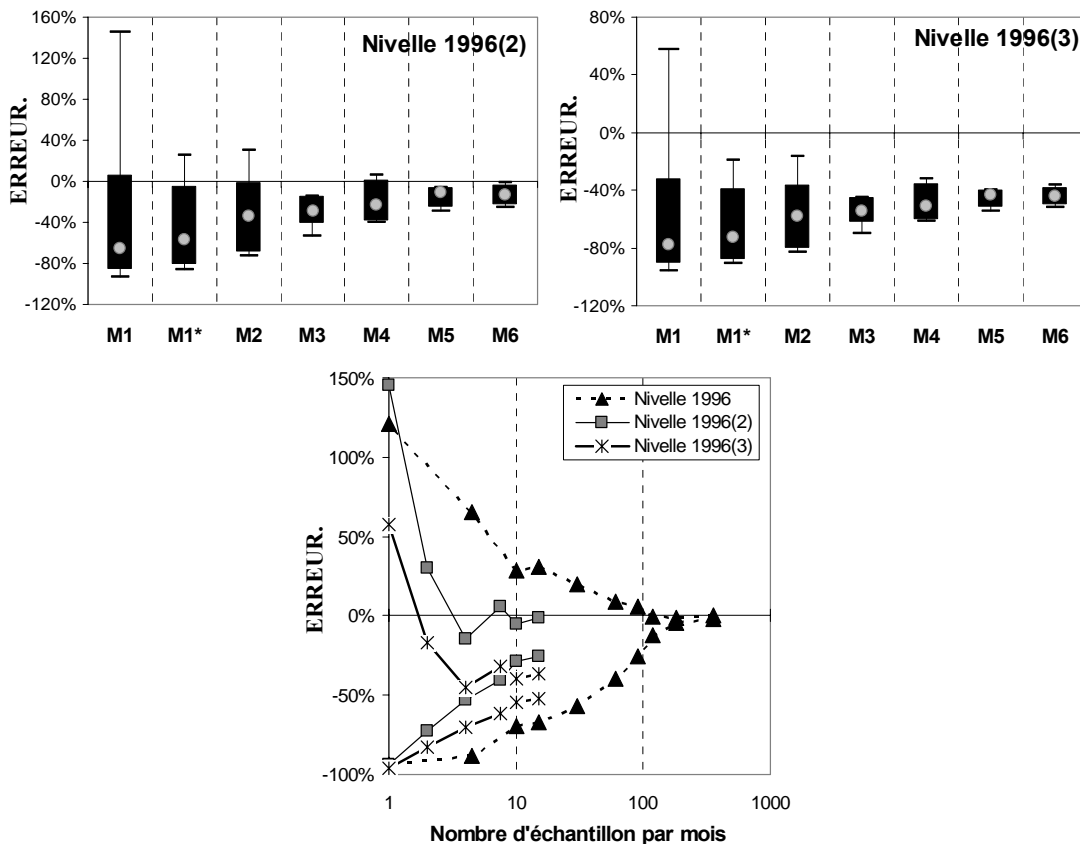


Figure III - 22 : A - Comparaison des erreurs maximales des flux en MES simulés pour la Charente, l'Isle, l'Adour, les Gaves réunis, le Lot, la Dordogne et la Nive des Aldudes en fonction de la fréquence d'échantillonnage (nombre d'échantillons par mois) ; l'échelle du nombre d'échantillons est en échelle log. B - Comparaison des erreurs maximales des flux en MES simulés entre la Nive (1996) et la Nive des Aldudes (2002) en fonction de la fréquence d'échantillonnage.

Lors de l'étude des courbes de durée (**Figure III - 19**), nous avons émis l'hypothèse que, si les Gaves avaient été échantillonnés plus fréquemment que journalièrement, la dynamique de transport de ces derniers aurait été beaucoup plus forte (similaire à la Nivelle ?). Afin d'apporter un élément supplémentaire pour étayer cette hypothèse, nous avons effectué des simulations, identiques à celles présentées précédemment, à partir de la banque de données sous-échantillonnées de la Nivelle (« Nivelle 1996(2) »), basées sur un prélèvement journalier « par cumul » de la banque de données originale (**Figure III - 23**). Ces moyennes journalières sont associées aux débits journaliers pour calculer le flux annuel.

Les résultats montrent des sous-estimations similaires aux Gaves réunis (**Figure III - 21 ; Figure III - 23**). Or, le flux de référence déterminé à partir de la banque de données « cumul journalier » a été recalculé à 7 000 t, soit une sous-estimation de 35% par rapport au flux de MES de la banque de données originale (11 000 t). Ainsi, en réalité, les flux simulés doivent être décalés vers le bas de 35% et montrent donc des sous-estimations beaucoup plus importantes, représentées par «Nivelle 1996(3)» (**Figure III - 23**). Ces sous-estimations sont probablement du même ordre de grandeur sur les Gaves.



**Figure III - 23 : Résultats des flux en MES simulés de la Nivelle ; Nivelle 1996 : banque de données originale (fréquence d'échantillonnage : 2h) ; Nivelle 1996(2) : banque de données sous-échantillonnée (fréquence journalière par cumul -moyenne arithmétique des valeurs toutes les 2h- et un flux de référence estimé à 7000 t ; Nivelle 1996(3) : banque de données sous-échantillonnée (fréquence journalière par cumul -moyenne arithmétique des valeurs toutes les 2h- et un flux de référence estimé à 11 000 t.**

#### **En résumé -**

L'exploitation des données à haute résolution, acquises par le réseau d'observation de l'équipe TGM, sur les grands tributaires et sur des petites rivières de montagne a permis de mettre en évidence l'influence de la fréquence d'échantillonnage sur l'estimation des flux annuels de MES. Les simulations de sous-échantillonnage (reflétant des fréquences d'échantillonnage plus faibles), entreprises sur ces banques de données, permettent de déterminer des valeurs d'incertitudes pour une fréquence et un bassin donné. Ces barres d'erreur pourront être appliquées aux flux proposés dans la littérature et qui souffriraient d'une fréquence d'échantillonnage peu adaptée à l'estimation de flux annuels, dans la mesure où ces bassins seraient analogues à un de ceux présentés dans cette étude.

Au-delà de l'estimation des flux en MES, la fréquence d'échantillonnage (e.g. avec les Gaves) et le mode de prélèvement (cumul journalier ou échantillon individualisé ; e.g. exercice effectué entre la Nivelle 1996 et Nivelle 1996(2)) peuvent entraîner un biais dans la compréhension de la variabilité temporelle des transports en MES d'une rivière.

### III. OPTIMISATION DES RELATIONS MES =f (DEBIT) PAR REGRESSIONS STATISTIQUES

#### III.1. PRINCIPE ET OBJECTIFS SCIENTIFIQUES

L'analyse de la répartition temporelle des flux de MES a montré la contribution majeure des épisodes de crue dans les transferts annuels. Il en découle la nécessité d'une fréquence d'échantillonnage adéquate pour une estimation convenable des flux annuels de MES. Celle-ci peut s'avérer difficile à mettre en œuvre, surtout pour des systèmes très dynamiques comme la Nive ou la Nivelles. Or, il importe de faire cet effort puisque ce sont de tels petits systèmes montagneux qui contribuent pour près de moitié aux apports en MES au Golfe de Gascogne (Maneux et al., 1999).

Un recours à ce manque de résolution est de déterminer des courbes de transport sédimentaire, « rating curves », pour estimer les concentrations et les flux de MES à partir des seules mesures de débits. Des diverses méthodes développées pour définir ces courbes de transport sédimentaire, les régressions de type puissance ( $C = aQ^b$ ) restent les plus courantes pour décrire les relations entre les débits et les concentrations en MES (e.g. Walling 1974 et 1978 ; Asselman, 2000). Les coefficients  $a$  et  $b$ , obtenus par régression des moindres carrés, n'ont pas de réelle signification physique. Toutefois, certaines études ont tenté de définir  $a$  comme un index de l'intensité de l'érosion (matériel plus ou moins érodé ; e.g. Morgan, 1995) et  $b$  comme un facteur du pouvoir érosif de la rivière et/ou du régime de transport (e.g ; Walling, 1974 ; Sarma, 1986 ; Morgan, 1995).

Dans la plupart des études, les comparaisons entre les concentrations en MES (ou autres éléments) mesurées et celles prédites à l'aide des régressions aboutissent à un nuage de points autour d'une droite de régression indiquant que les courbes de transport sédimentaire peuvent significativement sous ou surestimer les concentrations mesurées (Ferguson, 1986; Walling and Webb, 1988; Asselman, 2000). En effet, ces courbes ne tiennent ni compte de la disponibilité immédiate du stock sédimentaire, ni des conditions antécédentes (crues successives ou longues périodes sèches). Pour restreindre ces écarts, plusieurs actions peuvent être entreprises : (1) en subdivisant saisonnièrement (crue d'été, fonte des neiges, crue d'hiver) ou hydrologiquement (année sèche, moyenne, humide) les banques de données et en définissant pour chacun des groupes une régression ; (2) en développant des facteurs correctifs ; (3) en utilisant des équations de régressions non-linéaires (Walling et Webb, 1988; de Vries and Klavers, 1994; Phillips et al., 1999; Asselman, 2000; Holtschlag, 2001; Moatar et Meybeck, 2005).

Dans ce qui suit, différents types de régressions statistiques, élaborées à partir de nos banques de données, vont être successivement étudiés afin d'analyser les relations établies entre les concentrations en MES et les débits (Q). Cette étude sera menée :

(i) au niveau temporel, pour évaluer les variations interannuelles des régressions pour un bassin donné ;

(ii) au niveau spatial, en comparant les relations  $MES = f(Q)$  de différents sites (pour un type de régression donné) dans le but de les relier à des typologies de bassins (Asselman, 2000 ; Morehead et al., 2003).

Différentes approches de modélisation seront testées et comparées pour déterminer celle(s) permettant de reproduire les meilleures estimations des flux annuels.

## **III.2. EN VUE D'UNE INTERPRETATION DES RELATIONS $MES = f(\text{DEBIT})$**

### **III.2.1. Ajustement des courbes de transport dans un repère arithmétique**

Les banques de données collectées au cours de cette thèse, ainsi que celles acquises antérieurement (réseau d'observation, équipe TGM), ont été traitées indifféremment afin de déterminer les droites et courbes de régression les plus communes dans un repère arithmétique, à savoir les régressions de type linéaire, polynomial (ordre 2), exponentiel, puissance et logarithmique (Annexe, en fin du chapitre). Des flux ont été déterminés (flux prédits), pour les banques de données incomplètes<sup>4</sup>, à partir de l'application des régressions, quelles que soient les valeurs des coefficients de corrélation. Ils seront utilisés dans la sous-partie « analyse spatiale ». De fortes différences dans les coefficients des équations de régression apparaissent à la fois au travers des différents systèmes et à l'intérieur même d'un système comme la Garonne, le Lot, la Dordogne ou le Tarn en fonction de la période d'étude (Annexe). Cette étude est basée sur l'interprétation de relations  $MES = f(Q)$  obtenues et va être divisée en deux sous-ensembles : la première partie consiste en l'analyse de la variabilité annuelle des courbes de transports sédimentaires illustrée par la Garonne qui bénéficie d'un suivi à long terme. La deuxième partie commente les courbes de transport, en particulier les courbes de type puissance de l'intégralité des systèmes fluviaux étudiés.

---

<sup>4</sup> : Les flux présentés dans la colonne FMES (Annexe) ne correspondent pas tous à des flux annuels dans la mesure où certains sites n'ont pu bénéficier d'un suivi régulier et complet compte tenu des aléas techniques (défaut de préleveur, non accès au site de prélèvement lors de crue, submersion du préleveur, ...). Les valeurs précédées d'un # correspondent aux flux mesurés ; il s'agit alors de minima, pouvant s'approcher de la valeur annuelle dans les cas où l'échantillonnage est presque total ou couvrant tous les événements majeurs en terme de transport, négligeant les périodes de basses eaux (Annexe).

### **III.2.1.1. Hydrologie et Variations annuelles des courbes de transport**

Les courbes de transport sédimentaire peuvent varier significativement d'une année à l'autre comme peuvent l'illustrer, à titre d'exemple, les courbes de régression de type puissance, linéaire, polynomial et exponentiel de la Garonne pour les années 1994-2003 (**Figure III - 24 ; Tableau III - 6**). **Les régressions de type puissance apparaissent toutes sous-estimer les concentrations en MES correspondant à des débits moyens à élevés.** Le degré de sous-estimation diminue avec les courbes linéaires pour les débits moyens et avec des courbes polynomiales et exponentielles pour des débits plus élevés. Toutefois, les courbes exponentielles peuvent s'avérer surestimer de façon aberrante les concentrations pour les très forts débits et en conséquence les flux en MES (**Figure III - 24 ; Annexe**) ; leurs utilisations ont donc été restreintes.

Afin de faciliter les comparaisons interannuelles, les courbes de transport sédimentaire ont été regroupées sur un même graphique, en ne retenant que les régressions de type polynomial et puissance (**Figure III - 25**) ; les premières car elles semblent permettre les meilleures estimations quelle que soit l'année étudiée sur la Garonne, les secondes en raison de leur utilisation coutumière (e.g. Walling, 1974 ; Asselman, 2000).

Les régressions (puissance et polynomiale), basées sur l'intégralité des données journalières des concentrations en MES et des débits, sans distinction des conditions hydrologiques (phase montante ou descendante de crue ; année humide ou sèche ; saisons ; crues successives), montrent des différences significatives, particulièrement au niveau des courbes de type puissance (**Figure III - 25**).

❖ Pour les deux types de régression, la courbe la plus redressée est observée en 2002 (**Figure III - 25**), correspondant à une année excessivement sèche ( $Q_a = 407 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

❖ Les courbes aux pentes les plus faibles correspondent également à deux années sèches, 1997 et 1998 (respectivement  $429$  et  $485 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) pour les courbes de type puissance et à l'année 1995 (année moyenne ; **Tableau III - 6**) pour les courbes de type polynomial. Toutefois, pour des débits inférieurs à  $30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (i.e.  $\sim Q < 1600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), les courbes de type polynomial de 1997 et 1998 se situent en dessous de celle de 1995.

**Le paramètre débit annuel ne permet pas à lui seul d'interpréter la variabilité interannuelle des courbes de régression puisque les années sèches couvrent l'éventail des courbes observées.**



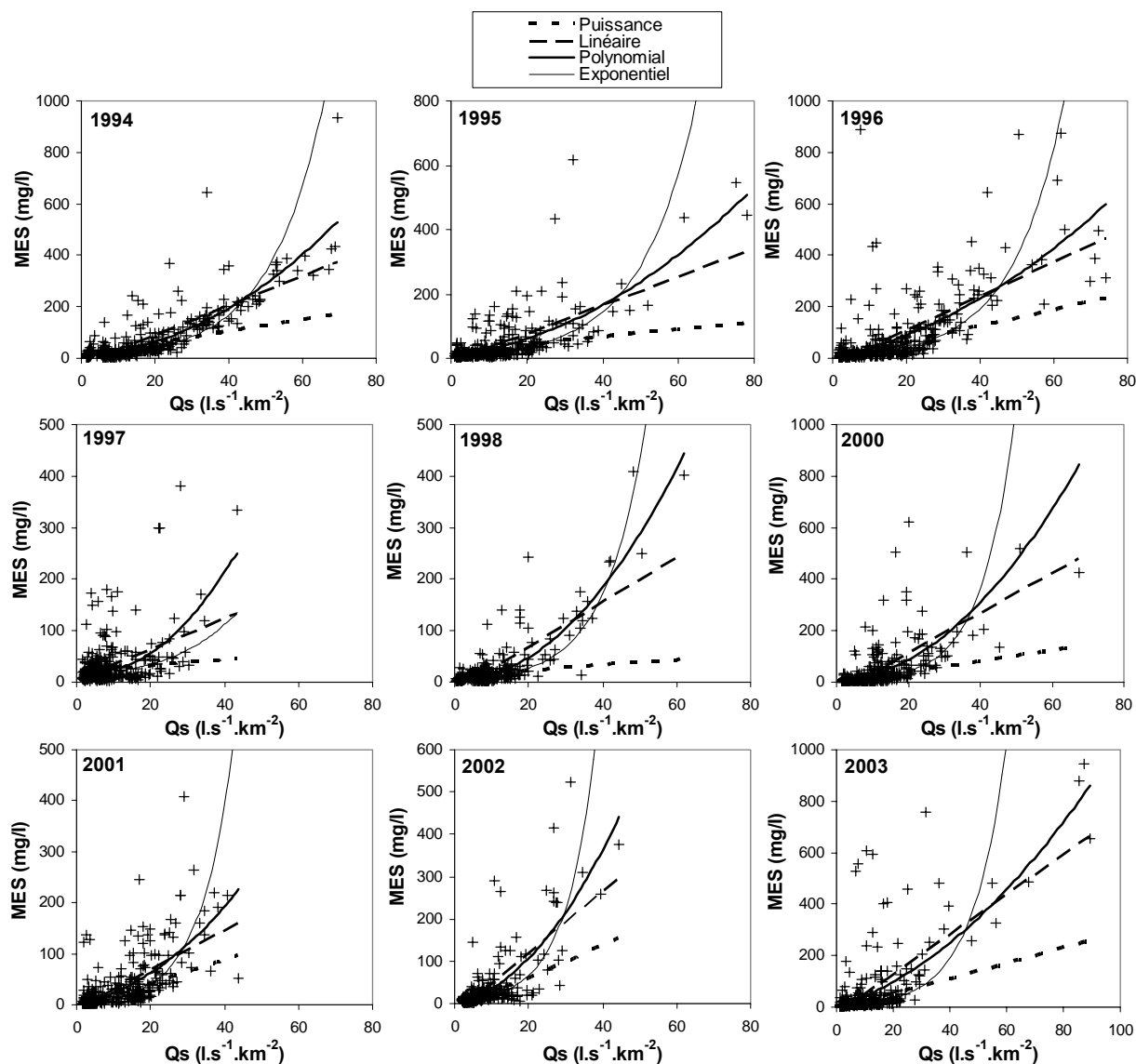


Figure III - 24 : Relations entre les concentrations en MES et les débits de la Garonne à la Réole pour différentes années (1994-2003).

Tableau III - 6 : Résultats des courbes de type puissance ( $[MES]=aQ^b$ ) où figurent les coefficients a et b, les débits annuels ( $Q_a$ ), les maxima journaliers de concentration en MES (mg/l) et de débit. NB : les concentrations maximales ne sont pas nécessairement associées aux maxima de débit.

	$Q_a$	$Q_j$ MAX	MES MAX	Coef-a	Coef-b
1994	880	3690	935	4,07	0,88
1995	594	4140	615	4,68	0,72
1996	808	3930	890	3,09	1,00
1997	429	2300	380	7,15	0,49
1998	485	3290	410	2,96	0,65
2000	590	3587	1550	1,70	1,05
2001	536	2330	405	1,62	1,08
2002	407	2360	615	1,73	1,18
2003	572	4740	940	1,99	1,08

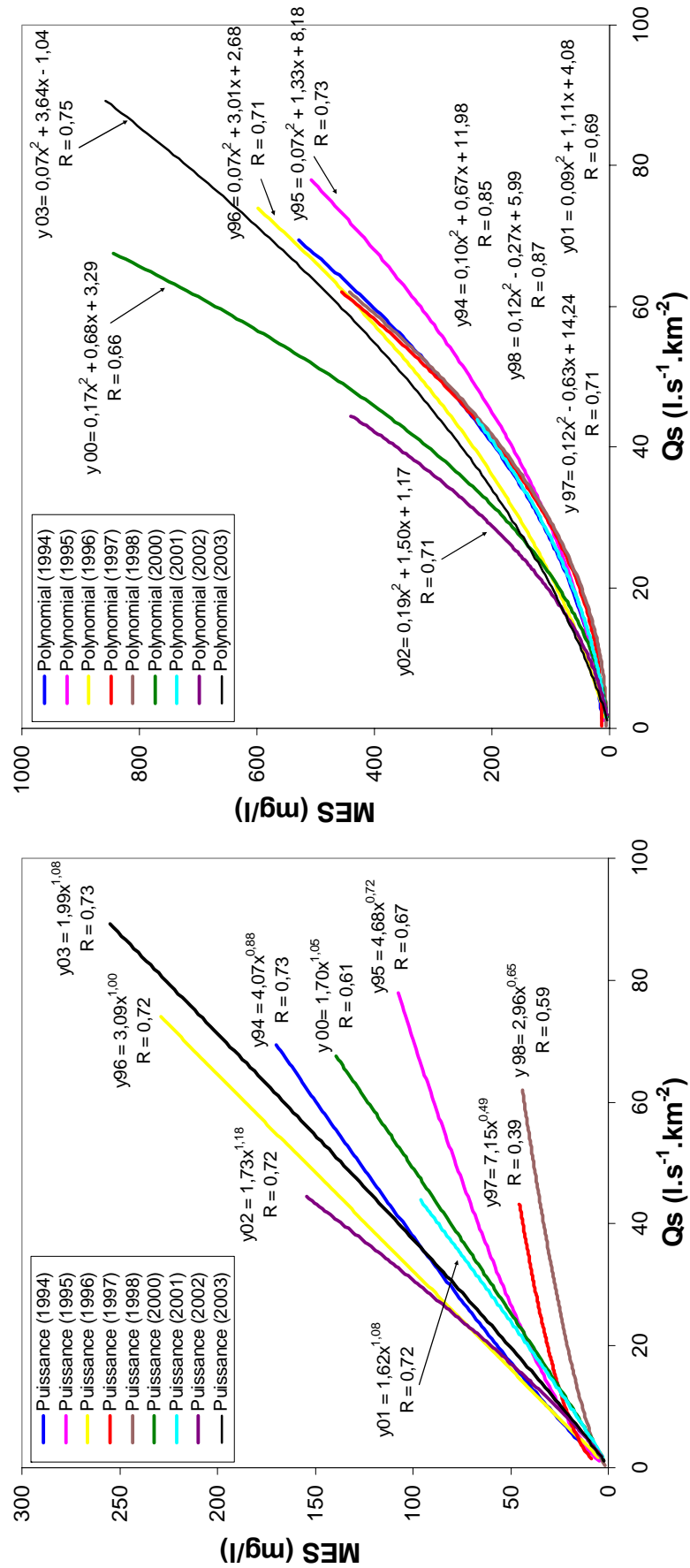
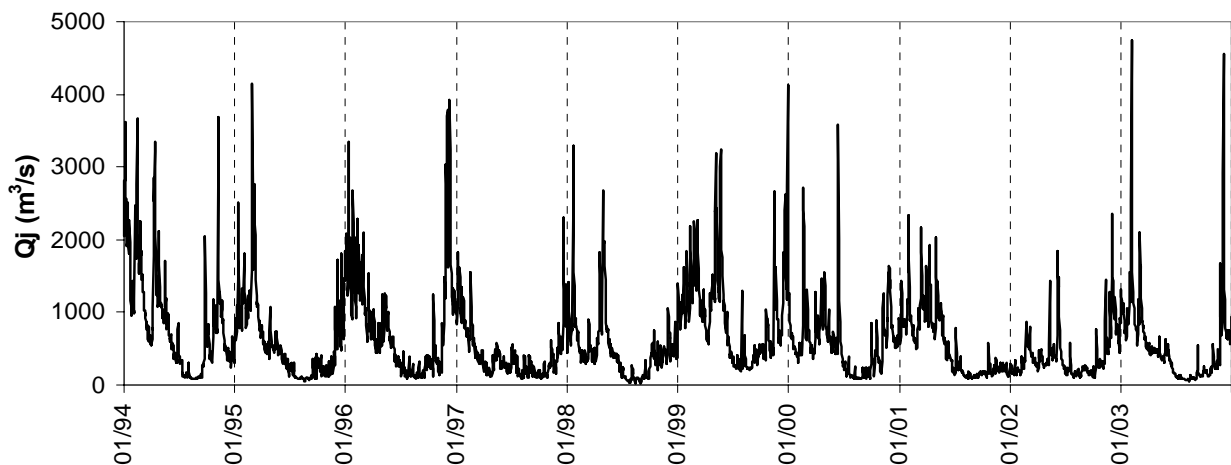


Figure III - 25 : Courbes de transport sédimentaire pour la Garonne à La Réole issues des régressions de type puissance et polynomial (Qs : débit spécifique).

L'analyse plus détaillée de l'hydrogramme de la Garonne met en évidence des différences significatives entre les années (**Figure III - 26**), pouvant préciser les ajustements des courbes de régression.

➤ **Courbes de régression présentant les pentes les plus faibles : 1995, 1997, 1998**

L'année 1997 est caractérisée par de faibles débits sans crue majeure. De plus, elle succède à une année très humide se terminant par un événement hydrologique majeur (flux en MES  $\sim 1,5$  Mt) causant probablement un **appauvrissement du matériel facilement mobilisable**. L'année 1998 se distingue peu de l'année 1997 si ce n'est par un prolongement des courbes en raison de l'existence de débits supérieurs et de MES (**Figure III - 24 ; Figure III - 25**). L'année 1995, bien que hydrologiquement moyenne, fait suite à une année très humide pouvant expliquer de faibles concentrations en MES (maximum  $615 \text{ mg.l}^{-1}$ ) alors que le débit journalier maximum est supérieur à celui de 1994 ou 1996 (**Figure III - 26 ; Annexe**). De même, le faible nombre de crues majeures influence peu l'ajustement des courbes de régressions.



**Figure III - 26 : Enregistrement des débits journaliers de la Garonne à la Réole entre 1994 et 2003.**

➤ **Courbes de régression présentant les pentes les plus fortes : 2002**

A l'inverse, l'année 2002, outre ces faibles débits, succède à une année moyenne caractérisée par des crues inférieures à  $2400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  (durant la première moitié de l'année 2001) et par une longue période d'étiage sur la deuxième moitié de l'année. Pour des débits moyens, l'année 2002 présente des concentrations en MES plus élevées qu'en 1997 ou 1998 (**Figure III - 24**), indice de la présence de matériel facilement mobilisable pour des débits modérés.

### III.2.1.2. Variations spatio-temporelles des courbes de transport

La généralisation des équations de type puissance a été effectuée sur l'intégralité de nos bassins. Les paramètres  $a$  et  $b$  sont recensés dans le **Tableau III - 7** et illustrés par la **Figure III - 27**. Une corrélation négative est observée entre les coefficients  $a$  et  $b$  (**Figure III - 27**). Une relation similaire, présentée dans une seule publication (Asselman, 2000), a déjà été relevée sur les tributaires du Rhin (**Figure III - 28**) où trois lignes parallèles ont pu être dressées sur lesquelles se répartissent les différents tributaires (**Figure III - 28**). De plus, les valeurs pluriannuelles de cinq tributaires du Rhin (« Asselman, 2000 ») se superposent à la gamme de valeurs couverte par la Garonne (méthode Q ; **Figure III - 27**). La démarche originale d'analyse des coefficients des courbes de régression proposée par Asselman (2000) a donc été appliquée à nos systèmes.

**Tableau III - 7 : Valeurs des coefficients a et b issus de régressions type puissance significatives ( $C=aQ^b$  ou  $C=aQ_s^b$ ) par la méthode des moindres carrés pour les différents bassins étudiés avec Q étant les débits journaliers ou horaires ( $m^3.s^{-1}$ ) et  $Q_s$ , les débits spécifiques ( $l.s^{-1}.km^{-2}$ ) ;  $r$  : coefficient de corrélation.**

Rivière	Année	a avec Q	b	a avec $Q_s$	b	r	n
Adour	2000	1,16	0,78	5,84	0,78	0,74	366
Adour	2001	7,39	0,35	15,13	0,35	0,60	365
Adour	2002	6,56	0,48	17,65	0,48	0,47	365
Isle	1999	3,53	0,39	7,40	0,39	0,41	365
Isle	2000	1,57	0,58	4,63	0,58	0,69	366
Isle	2001	0,83	0,69	3,21	0,69	0,66	365
Isle	2002	0,91	0,70	3,37	0,70	0,70	365
Dordogne	1999	0,01	1,28	0,19	1,28	0,62	365
Dordogne	2000	0,01	1,19	0,29	1,19	0,50	366
Dordogne	2001	0,11	0,82	1,04	0,82	0,52	365
Aldudes	2002	0,92	1,16	0,11	1,16	0,75	4300
Aldudes	2003	1,49	1,00	0,11	1,00	0,77	586
Gaves	2000	0,00	1,50	0,06	1,50	0,74	366
Gaves	2001	0,09	0,90	0,43	0,90	0,57	365
Gaves	2002	0,02	1,23	0,14	1,23	0,76	365
Gaves	2003	0,01	1,31	0,09	1,31	0,77	365
Grande Nive	2002	0,13	1,18	0,11	1,18	0,66	463
Nivelle	1996	1,40	0,82	0,60	0,82	0,52	4380
Nivelle	2002	2,58	1,04	4,34	1,04	0,77	552
Lot	1994	2,95	0,47	8,39	0,47	0,67	365
Lot	1995	0,74	0,65	3,39	0,65	0,82	366
Lot	1996	1,50	0,63	6,01	0,63	0,59	366
Lot	1998	1,95	0,48	5,86	0,48	0,62	365
Lot	1999	1,40	0,78	9,55	0,78	0,79	365
Lot	2000	2,72	0,62	12,59	0,62	0,65	366
Lot	2001	2,76	0,70	13,91	0,70	0,73	365
Lot	2002	1,36	0,61	6,00	0,61	0,67	365
Lot	2003	0,88	0,59	3,75	0,59	0,75	365
Aveyron	1995-1996	4,51	0,45	9,47	0,45	0,65	92
Aveyron	2003	4,60	0,45	9,59	0,45	0,59	124
Tarn	1995-1996	0,97	0,63	3,90	0,63	0,64	73
Tarn	2003	0,02	1,22	0,36	1,22	0,60	123
Dourdou	2003	1,13	1,21	0,32	1,21	0,83	417
Baise	2002-2003	5,36	0,86	6,83	0,86	0,75	438
Garonne Amont	2002-2003	0,05	1,12	0,87	1,12	0,62	241
Garonne	1994	0,12	0,88	4,07	0,88	0,73	365
Garonne	1995	0,27	0,72	4,68	0,72	0,66	365
Garonne	1996	0,06	1,00	3,09	1,00	0,72	366
Garonne	1997	1,02	0,49	7,15	0,49	0,39	365
Garonne	1998	0,22	0,65	2,96	0,65	0,59	365
Garonne	2000	0,03	1,04	1,68	1,04	0,60	366
Garonne	2001	0,02	1,08	1,62	1,08	0,73	365
Garonne	2002	0,02	1,18	1,73	1,18	0,72	365
Garonne	2003	0,03	1,08	1,99	1,08	0,73	365

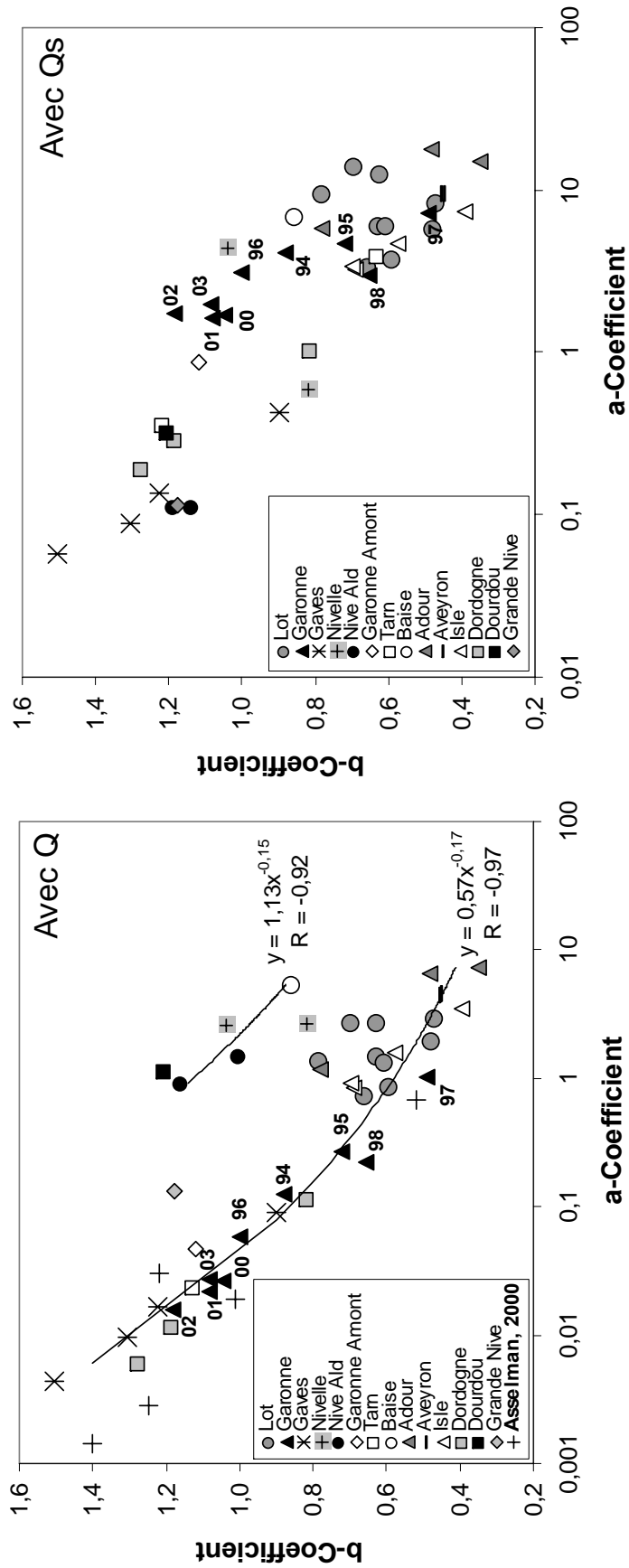


Figure III - 27 : Corrélation entre les valeurs a et b des courbes de transport des bassins du Sud-Ouest de la France (régression type puissance ;  $C=aQ^b$  ou  $C=aQ_s^b$ ) établies à partir des relations entre MES et Q (débits journaliers ou horaires ;  $m^3.s^{-1}$ ) et entre MES et  $Q_s$  (débits spécifiques ;  $l.s^{-1}.km^{-2}$ ).

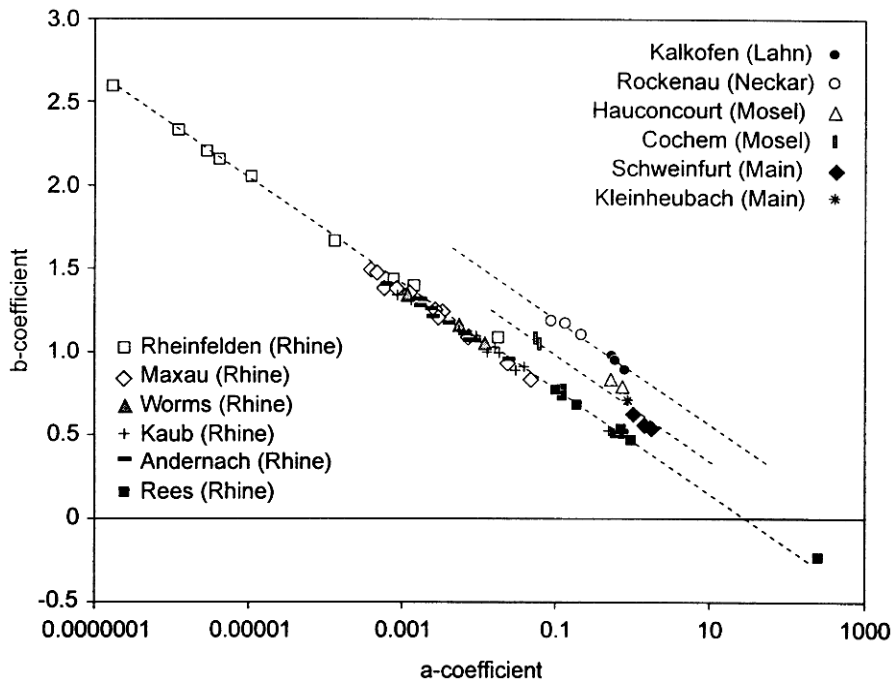


Figure III - 28 : Corrélation entre les valeurs  $a$  et  $b$  des courbes de transport de différents tributaires du Rhin (Asselman, 2000).

➤ **Variabilité temporelle des coefficients  $a$  et  $b$**

Pour une ligne donnée et un bassin donné (Figure III - 28), la position du couple de coefficients ( $a$  et  $b$ ) varie saisonnièrement et pourrait être reliée aux caractéristiques du bassin évoluant elles-mêmes avec le temps (disponibilité des sédiments, débit maximum). Toutefois de telles relations n'ont pas pu être encore mises en évidence malgré la subdivision des données en période humide/sèche ; phase montante en hiver et été (Asselman, 2000).

Des variations similaires de la position des coefficients peuvent être observées pour nos bassins à partir de l'ajustement des régressions reliant les MES aux débits ( $Q$ ) exprimés en  $m^3.s^{-1}$  (comme employée par Asselman), et en prenant l'exemple de la Garonne (Figure III - 27) ; à titre d'indication, les années correspondantes ont été indiquées. Il apparaît que l'année 2002 est caractérisée par le plus faible  $a$  (1,73) et le plus fort  $b$  (1,18) à l'inverse de l'année 1997 où le coefficient  $a$  est le plus fort (7,15) et le coefficient  $b$  le plus faible (0,49). Cette distribution n'est pas sans rappeler celle décrite et commentée précédemment concernant les variations annuelles des courbes de transport de la Garonne (Figure III - 25).

➤ **Variabilité spatiale des coefficients  $a$  et  $b$**

Au niveau des bassins du Sud-Ouest de la France, deux courbes de tendance (méthode Q) semblent se dessiner avec une courbe supérieure représentée par les petites rivières pyrénéennes, la Baïse et le Dourdou. Au niveau de la courbe inférieure, nous retrouvons aux deux points extrêmes, l'Adour-Isle d'un côté et les Gaves-Dordogne de l'autre.

Dans la partie concernant les stratégies d'échantillonnage des bassins intermédiaires, l'Adour et l'Isle étaient représentatifs de bassins à faible variabilité temporelle alors que les Gaves et la Dordogne illustraient de plus fortes variabilités temporelles (**Figure III - 19**). L'allure des courbes de régression des Gaves et de la Dordogne se rapprocherait de celle de la Garonne en 2002 ; les courbes de l'Isle et du Lot s'ajusteraient sur celle de la Garonne en 1998. Il est à noter également, en position intermédiaire, la Nive à Ustaritz (présence en tête de bassin de la Nive des Aldudes) et certaines années du Lot (1999, 2000 et 2001). Les écarts pour le Lot peuvent être éventuellement mis en relation avec la construction d'une écluse en 1999-2001 à Villeneuve sur Lot (Audry et al., 2004b), se traduisant par une réponse sédimentologique différente vis-à-vis des variations hydrologiques (**Figure III - 27**).

Une comparaison peut être faite entre les relations des coefficients  $a$  et  $b$  obtenues pour nos bassins d'observation et celles pour **le système du Rhin** (Asselman, 2000). Elle **révèle des caractéristiques communes pour des bassins à typologies similaires**. Par exemple, le système du Rhin montre les plus faibles coefficients  $a$  et les plus forts coefficients  $b$  pour le tronçon amont du Rhin à Rheinfelden et Maxau qui drainent essentiellement des régions montagneuses (terrains cristallophylliens et granitiques) appartenant aux Massifs Alpains, à la Forêt Noire et aux Vosges (**Figure III - 28**). Une telle répartition des coefficients  $a$  et  $b$  est également observée pour les Gaves (**Figure III - 27 ; Figure III - 29**) qui présentent des caractéristiques géologiques et morphologiques relativement similaires. A l'inverse, des forts coefficients  $a$  avec des faibles coefficients  $b$  sont caractéristiques de la partie aval du Rhin drainant les plaines (à Rees ; **Figure III - 28**). Les coefficients  $a$  et  $b$  de l'Adour et l'Isle suggèrent un comportement équivalent au Rhin aval, confirmant la typologie de rivières de plaine pour ces systèmes (**Figure III - 27**).

#### ➤ **Augmentation du pouvoir discriminant par utilisation des débits spécifiques**

Les coefficients des équations de régression obtenus à partir des relations entre les concentrations et les **débits spécifiques** ( $Q_s$  ; **Tableau III - 7**) permettent une comparaison plus directe des différents systèmes en s'affranchissant de la taille des bassins. La tendance générale est maintenue avec des extrêmes Gaves/Dordogne et Adour/Isle, tout en regroupant les systèmes de typologies similaires (e.g. Gaves et Nive des Aldudes ; **Figure III - 29**). Afin de distinguer des courbes de tendance représentant différentes populations, des droites « types » ont été esquissées pour les rivières Dordogne, Isle et Gaves (la Nivelle en 1996 se superpose sur la droite des Gaves ; **Figure III - 29**) pour lesquelles nous disposons de données pluriannuelles et montrant une relation univoque entre  $a$  et  $b$ . La position des points

sur une droite donnée reflète des variations temporelles suivant l'année étudiée. Les valeurs des coefficients sur la Garonne et le Lot ne se disposent pas sur une droite unique. Par exemple, le Lot se situe majoritairement sur ou proche de la droite de l'Isle. Les trois années s'écartant de ce comportement correspondent à des années à fort impact anthropique (1999 à 2001, discuté ultérieurement, cf. III.3.3.2).

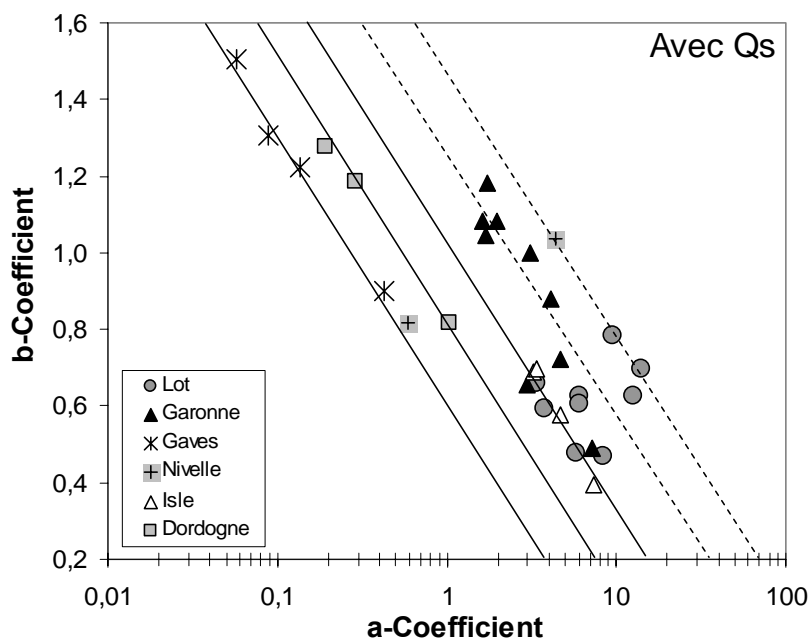


Figure III - 29 : Détail sur la disposition des coefficients a et b pour les rivières avec plus de 3 ans de suivi.



### III.2.2. Ajustement des courbes de transport tronquées dans un repère logarithmique

Partant du constat que, sur d'autres systèmes, la fonction puissance représentait le meilleur ajustement (e.g. de Vries et Klavers, 1994 ; Philipps et al., 1999 ; Asselman, 2000), une transformation logarithmique des données de MES et de débits a été entreprise avant l'analyse de régressions dans ce nouveau repère. En effet, **dans un repère arithmétique, l'utilisation de la fonction puissance ne s'est pas révélée la plus pertinente pour décrire les relations  $MES = f(Q)$  mais a permis d'esquisser des typologies de bassins à partir de l'exploitation des coefficients  $a$  et  $b$ .** Nous avons alors cherché à améliorer ces relations en donnant davantage de poids aux concentrations supérieures. Ainsi, une nouvelle approche de **courbes de transport par troncature** est présentée et associées à des typologies de bassins se caractérisant par exemple, par des différences dans la nature des sols, dans l'indice d'érosivité ou par la présence de barrages.

Dans l'espace logarithmique, la régression linéaire est alors équivalente à la régression puissance dans un espace arithmétique :

$$\begin{aligned}\log C_{MES} &= \log a + b \log Q \\ C_{MES} &= aQ^b\end{aligned}$$

Les régressions non-linéaires dans un repère log permettent d'accéder à un niveau supplémentaire de complexité de la fonction puissance.

#### III.2.2.1. Détermination des courbes de transport tronquées

La répartition des concentrations en MES en fonction des débits met en évidence des relations complexes sur la Garonne et le Lot, comme l'illustre à titre d'exemple l'année 1994 sur la Garonne (**Figure III - 30A**). En effet, deux tendances positives peuvent être observées dont la première correspond à des faibles valeurs de débits et peut être interprétée comme un mécanisme secondaire ou l'influence d'un affluent particulier (**Figure III - 30A**).

Cette première tendance a un fort poids sur l'ajustement des courbes de transport. Or, la gamme de débit concernée par cette tendance contribue peu au flux annuel. Une suppression de ces valeurs permet de rehausser les courbes de régression vers les concentrations élevées, afin de donner plus de poids aux événements de crue qui contribuent significativement au transport annuel et qui étaient alors masqués en prenant en compte tous les points. Pour chaque bassin, nous avons choisi de **filtrer toutes les concentrations en MES correspondant à des débits inférieurs à 1,5 fois le débit interannuel** (**Figure III -**

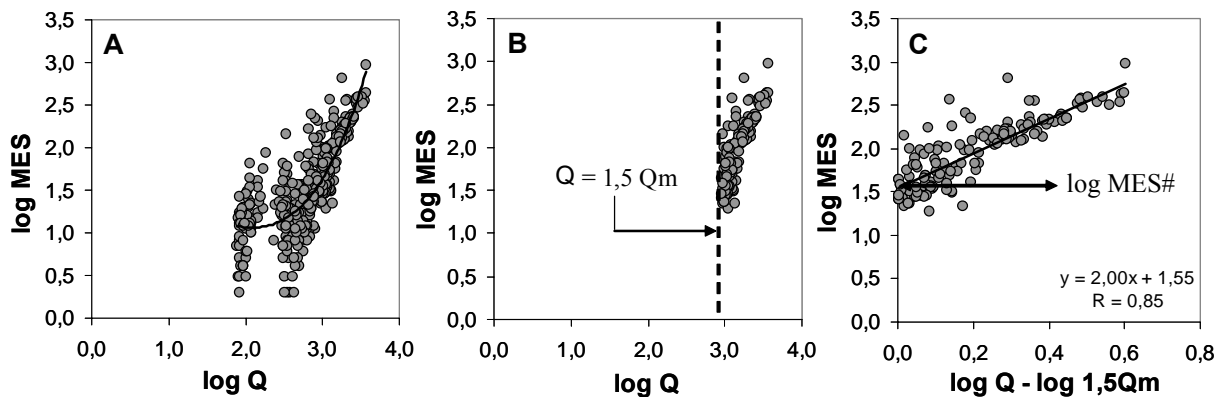
**30B).** A titre d'exemple, les flux de MES correspondant aux débits inférieurs à 1,5Qm ont contribué à 291 000 t en 1994 (i.e. 7,6% du flux annuel), et ce, en 229 jours.

Puis, un changement de repère a été effectué en retranchant la valeur du débit pluriannuel aux débits journaliers des périodes étudiées (**Figure III - 30C**). Les courbes de régression de type linéaire ont été définies dans ce nouveau repère. Elles permettent une interprétation plus directe que celles présentées antérieurement, car l'ordonnée à l'origine représente ici une concentration en MES (MES<sub>#</sub>) associée à un débit de 1,5 Qm (**Figure III - 30C**). La pente de la droite représente l'augmentation en MES consécutive à une élévation de débit. Les droites de régression de chaque bassin peuvent alors se traduire sous la forme :

$$\log MES = \alpha(\log Q - \log 1,5Qm) + \log MES_{\#}$$

$$MES = MES_{\#} \times \left( \frac{Q}{1,5Qm} \right)^{\alpha}$$

où : MES est la concentration en MES (mg.l<sup>-1</sup>) à prédire ; logMES<sub>#</sub>, l'ordonnée à l'origine (mg.l<sup>-1</sup>) ; Q le débit (journalier ou horaire ; m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) pour lequel la concentration en MES est recherchée ; Qm, le débit interannuel (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) ; α, la pente de la droite.



**Figure III - 30 :** Méthodologie pour accéder aux coefficients de régression des courbes de transport tronquées à partir de la banque complète de données annuelles des concentrations et débits journaliers (A ; cas de la Garonne à la Réole), limitée aux valeurs de débits supérieures à 1,5 fois le débit pluriannuel Qm (B) et en changeant de repère (C).

### **III.2.2.2. Description des courbes de transport tronquées**

Toutes les données ont été traitées dans un premier temps séparément par année ; les coefficients de la pente et de log MES<sub>#</sub> sont rassemblés dans la **Figure III - 31A**. A titre d'exemple pour la Garonne, les valeurs de la pente sont comprises entre 1,64 et 2,75 ; rangées par ordre croissant elles correspondent à 1998<1995<2000<1994<2001<1996<2003<1997<2002. Les valeurs de MES<sub>#</sub> sont comprises entre 22 mg.l<sup>-1</sup> (1997) et 46 mg.l<sup>-1</sup> (2000). L'ajustement des courbes tronquées dépendrait également des conditions hydrologiques. Puis, pour un bassin donné, une droite de régression « moyenne » a été déterminée à partir de

l'intégralité des données disponibles pour le site donné (au minimum un an, au maximum dix ans) ; les régressions « moyennes » de chaque bassin sont alors comparées entre-elles pour analyser les variations spatiales. Les droites de régression « moyennes » de l'ensemble des bassins étudiés ont mis en évidence de fortes disparités suivant les sites (**Figure III - 32**). Les coefficients des droites de régression sont résumés dans le **Tableau III - 8** et représentés dans la **Figure III - 31B**.

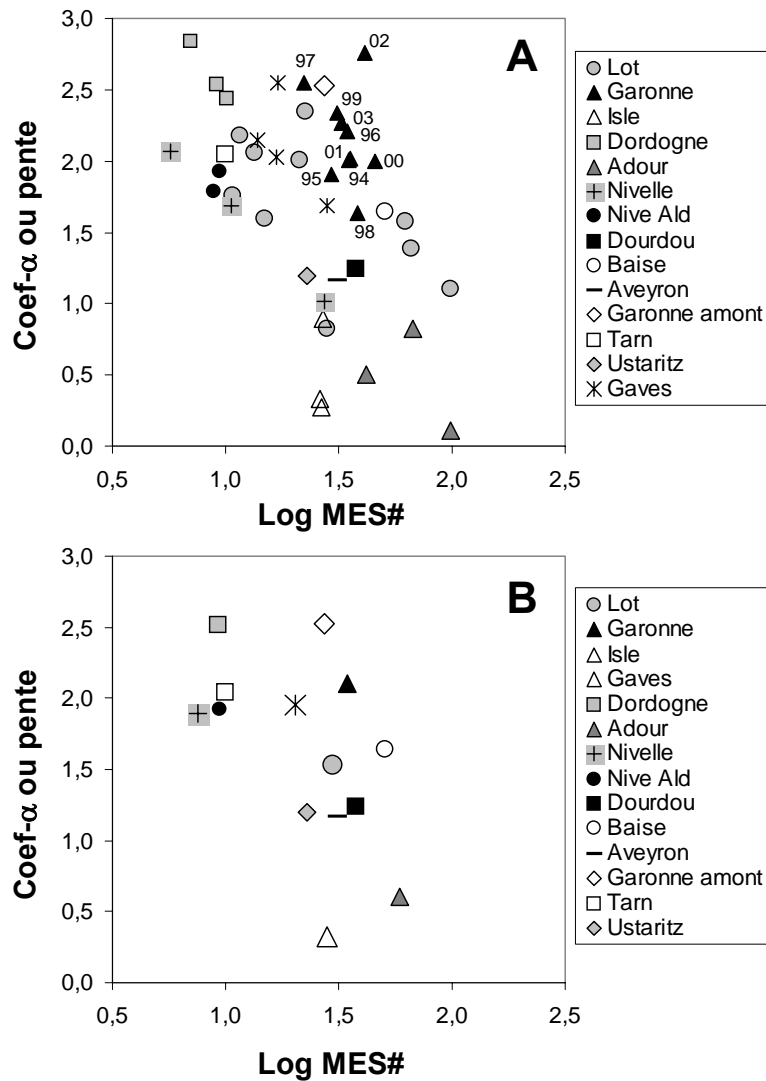


Figure III - 31 : Relation entre les MES# et les pentes des courbes de transport tronquées ; toutes les données du suivi (A), moyennes pluriannuelles (B).

Les plus fortes valeurs de concentration en MES pour 1,5Qm (MES#) sont obtenues pour l'Adour (~59 mg.l<sup>-1</sup>) et la Baïse (~51 mg.l<sup>-1</sup>). Ces bassins sont caractérisés par du matériel facilement mobilisable en liaison avec la lithologie drainée auquel peut s'ajouter un impact hydrodynamique et anthropique. En effet, nous avons déjà souligné la possibilité de l'influence d'un bouchon vaseux sur l'Adour (**Figure III - 4**) ; quant au bassin de la Baïse, les sols sont fortement travaillés pour la culture (Coteaux de Gascogne).

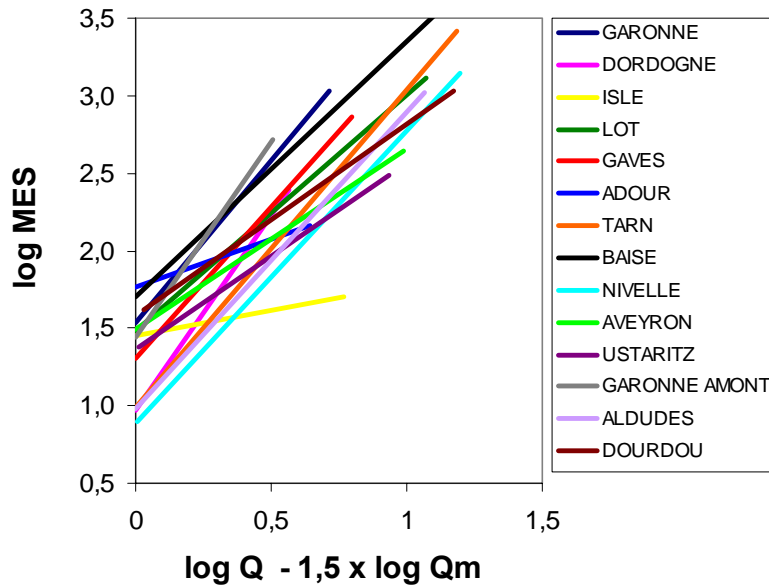


Figure III - 32 : Droites de régression tronquées pour les bassins étudiés.

Tableau III - 8 : Valeurs moyennes des pentes et MES# pour les bassins étudiés.

	pente	logMES#	MES#
LOT	1,53	1,47	29,8
GARONNE	2,11	1,54	34,3
GAVES	1,95	1,31	20,3
DORDOGNE	2,52	0,97	9,3
ADOUR	0,60	1,77	58,8
ISLE	0,32	1,45	28,2
NIVELLE	1,89	0,88	7,6
N. ALDUDES	1,92	0,98	9,5
DOURDOU	1,24	1,58	38,0
BAISE	1,65	1,71	50,9
AVEYRON	1,17	1,49	31,1
GARONNE AMONT	2,53	1,44	27,4
TARN	2,04	1,00	10,0
N. USTARITZ	1,20	1,36	22,9

A l'inverse, la Nivelles et la Nive des Aldudes, en raison de la nature des sols cristallins, présentent les valeurs les plus faibles (**Tableau III - 8**). La faible turbidité sur la Nive des Aldudes avait déjà été signalée et imputée aux formations primaires pour lesquelles les roches friables sont rares (Carruesco, 1971). En ce qui concerne la Dordogne, la nature des sols est peu différente de celle de l'Isle, surtout si l'on retient l'hypothèse que la superficie du bassin peut se résumer à celle comprise entre l'aire drainée à partir du barrage le plus aval jusqu'au site de prélèvement. Il est alors permis d'envisager l'impact des barrages sur MES#.

**Par ordre croissant de valeur de pente**, la succession des bassins étudiés est Isle<Adour<Aveyron<Nive<Ustaritz<Dourdou<Lot<Baïse<Nivelles<Nive Ald.<Gaves<Tarn <Dordogne<Garonne Amont. Ces résultats confirment ceux déjà présentés à savoir les plus faibles valeurs pour l'Isle et l'Adour alors que les plus fortes valeurs sont observées pour la Dordogne et, de manière plus surprenante, pour la Garonne amont, fait qu'il sera nécessaire de confirmer car basé sur un suivi d'un an et demi pour ce dernier site.

### III.2.3. Caractérisation de la variabilité spatio-temporelle des courbes de transport tronquées à partir de descripteurs

Quelle que soit la méthode employée d'établissement de courbes de transport, les relations entre les concentrations en MES et les débits semblent pouvoir être reliées à une typologie de bassin. Cependant, ces relations évoluent également en fonction des conditions hydrologiques. Il va alors être nécessaire de définir des descripteurs des conditions hydrologiques afin de prédire les modifications à apporter aux coefficients des courbes de transport tronquées. Cette compréhension permettrait de généraliser, dans le futur, ces résultats à d'autres bassins non suivis jusqu'alors.

#### III.2.3.1. Descripteur de la variabilité temporelle

##### III.2.3.1.a. Utilisation de variogrammes pour caractériser les débits

Dans les relations  $MES = f(Q)$  tronquées, la valeur de l'un des paramètres ( $MES\#$ ) est facilement accessible et correspond à une concentration moyenne pour des débits ne dépassant pas 1,5 fois le débit interannuel. Il reste alors à déterminer un ou des paramètres sous la forme de descripteur(s) permettant de mieux comprendre et prédire les valeurs des pentes. De plus, il est nécessaire d'y inclure un paramètre rendant compte de la variabilité interannuel. L'analyse des courbes de transport non tronquées de la Garonne a permis, qualitativement, d'émettre des hypothèses quant aux variations annuelles (**Figure III - 25**).

Dans ce qui suit, nous avons tenté de décrire et d'analyser de manière quantitative ces variations ; pour cela, nous avons eu recours à un outil géostatistique : le variogramme. Ordinairement, les variogrammes servent à analyser la structure spatiale d'un phénomène à une échelle régionale ou plus locale (e.g. Chilès et Delfiner, 1999), la structuration du phénomène temporelle étant étudiée généralement à partir de l'autocorrélogramme. Toutefois, dans notre étude, nous avons cherché à définir le degré de structuration du processus temporel, i.e. analyser les possibles corrélations entre des données mesurées à un jour  $j$  avec des données mesurées à  $j+1$ ,  $j+n$ .

Un variogramme expérimental peut être calculé d'après l'équation :

$$\gamma(t) = \frac{1}{2N(t)} \sum_{i=1}^{N(t)} (Z(x_i + t) - Z(x_i))^2$$

où  $N$  = nombre de couple de points de mesures distant de  $t$  (en jours) et  $Z$  la valeur de débit au jour  $i$ . La valeur de  $\gamma(t)$  quantifie la variabilité temporelle des débits entre deux dates en fonction du pas de temps  $t$  qui sépare ces deux dates. La portée (ou palier) définit le pas de temps au-delà duquel  $\gamma(t)$  est constant : au-delà duquel il n'y a plus de corrélation temporelle.

III.2.3.1.b. Interprétation des variogrammes de débits de la Garonne

Les variogrammes des débits spécifiques de la Garonne à La Réole ont été établis pour la période 1994 à 2003 (Figure III - 33). L'allure des variogrammes est très différente d'une année à l'autre ; elle semble montrer toutefois une structure à 5 jours sur plusieurs années, indiquant un degré de corrélation moindre au delà de cette période. Ces cinq jours peuvent correspondre à la durée générale d'une crue sur le bassin. D'autres pics secondaires apparaissent pour les années humides (1994, 1996) autour de 20 jours ; il sera nécessaire d'exploiter des données supplémentaires pour identifier leur signification. Un palier semble visible certaines années (e.g. 1994, 2002) entre le 15 et le 30<sup>ème</sup> jour.

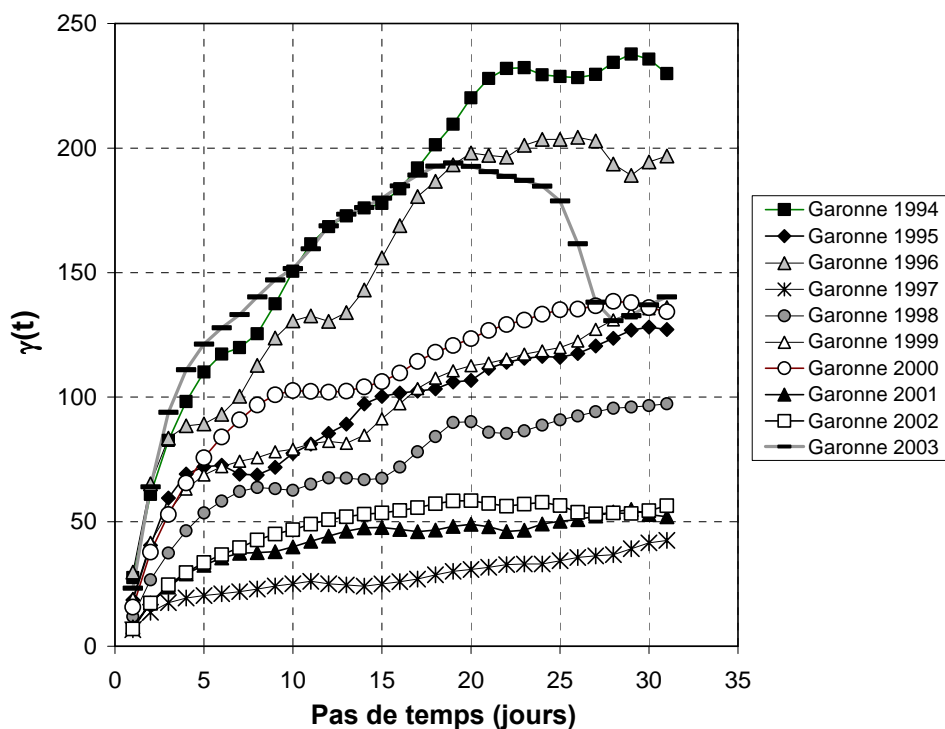


Figure III - 33 : Variogrammes des débits spécifiques de la Garonne à La Réole.

La généralisation des résultats de ces variogrammes avec ceux des résultats des coefficients des courbes de transport peut s'effectuer au travers de i) la pente du variogramme pour une durée donnée, comme à 3 ou 5 jours en association avec la première structure ou ii) de la valeur  $\gamma(t)$  à 30 jours pour approcher celle attribuée au palier (Figure III - 33). Aucun de ces descripteurs n'a permis de caractériser la pente des relations tronquées (Figure III - 34), comme à titre d'exemple l'allure de la fonction 2002 qui s'aligne sur celle de 2001 alors que les valeurs de pentes étaient différentes. Il semble donc que l'année 2002, caractérisée par la pente la plus raide quelle que soit la méthodologie utilisée, soit plus due aux années sèches antécédentes laissant un stock disponible qu'à la structure même des débits.

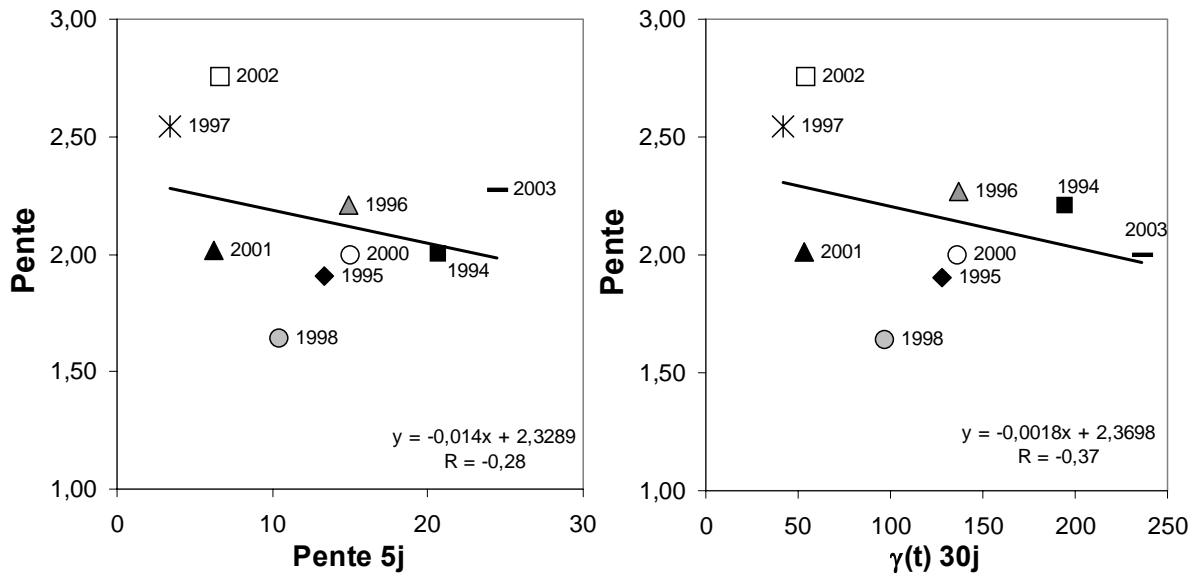


Figure III - 34 : Correspondance entre les valeurs des pentes des courbes de transport et les pentes des fonctions variogrammes à 5j (à gauche) et avec  $\gamma(t)$  à 30 jours de la Garonne à la Réole.

Ces descripteurs permettent cependant d'améliorer l'estimation des flux annuels en MES (Figure III - 35). En effet,  $\gamma(t)$  à 30 jours est intimement liée aux débits annuels avec une plus forte valeur pour les années 1994 et 2003 et une plus faible valeur pour 1997 (Figure III - 33). L'utilisation de ce paramètre permet de distinguer des années moyennes où les débits sont restés plus ou moins modérés sur l'année (e.g. 2001), d'une année caractérisée par un étiage prononcé et de quelques crues majeures véhiculant la quasi intégralité du flux (e.g. 2003).

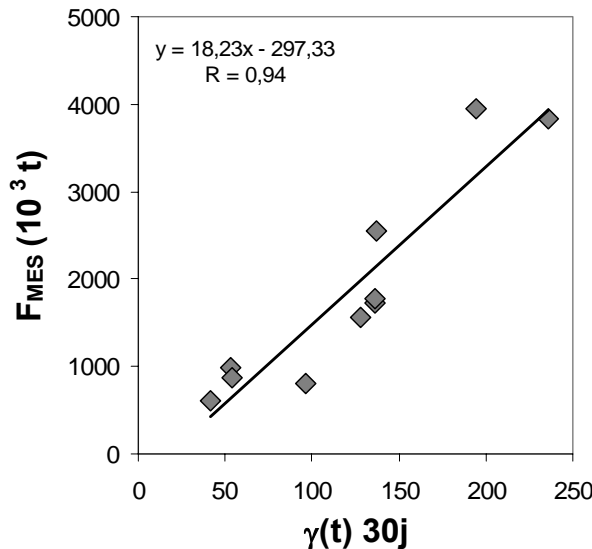


Figure III - 35 : Relation entre  $\gamma(t)$  des débits spécifiques à 30 jours et les flux annuels en MES de la Garonne à la Réole entre 1994 et 2003

A l'heure actuelle, la relation entre les pentes des courbes de transport et la dynamique des débits semble limitée. Pourtant, celle-ci pourrait s'avérer prometteuse dans de futures études cherchant à modéliser le comportement des MES.

### III.2.3.2. Variabilité spatiale et Indice de sensibilité à l'érosion

L'utilisation de données pluriannuelles pour déterminer des courbes de régression tronquées de différents bassins permet de décrire des comportements moyens de relations  $MES = f(Q)$ , pouvant être associés aux caractéristiques propres des bassins. En effet, les effets liés aux conditions hydrologiques (année humide, année sèche, année précédente) se compenseraient partiellement.

Une corrélation a pu être mise en évidence entre la pente moyenne des courbes de transport tronquées et les indices de sensibilité à l'érosion, hormis pour les données du Lot, de la Dordogne et de la Garonne Amont (**Figure III - 36**). Ces indices sont issus d'une analyse spatiale du risque d'érosion des sols menée sur le bassin de la Garonne à partir de données sur le climat, le relief et les sols (Maneux, 1998). **La pente des courbes de transport renseignerait donc sur le pouvoir érosif « moyen » d'une rivière.**

Mise à part la Garonne Amont, pour laquelle nous avons uniquement échantillonné de mi 2002 à fin 2003, les bassins s'écartant de la tendance « Pente-Indice d'érosion » (**Figure III - 36**) présentent de forts taux de piégeage de sédiments. Les taux de piégeage estimés (protocole Chap. I ; Vörösmarty et al., 1997a) de la Dordogne, du Lot et du Tarn seraient respectivement de ~45%, 50% et 25-50% en raison principalement des barrages d'Argentat et Sainte Foy pour la Dordogne, des barrages d'Entraygues à Cahors pour le Lot et de celui de Moissac pour le Tarn (Maneux et al., 2001).

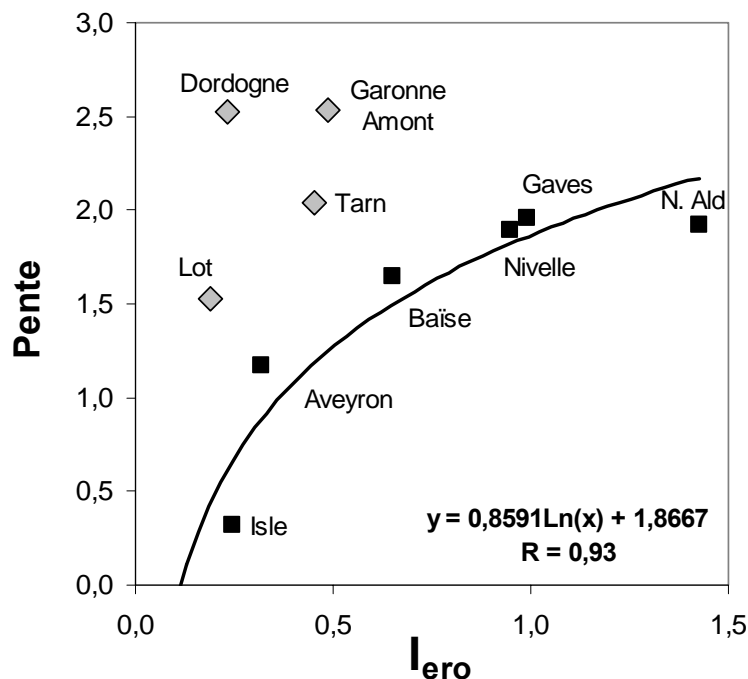


Figure III - 36 : Corrélation entre les indices de sensibilité à l'érosion ( $I_{ero}$ , Maneux, 1998) et les pentes des courbes de transport tronquées ; la courbe de corrélation a été tracée à partir des bassins représentés par les carrés noirs.



La remise en suspension de matériel sédimenté peut être accentuée (i) par le mode de gestion des crues (e.g. ouverture des écluses) lors des événements hydrologiques majeurs ou (ii) par les activités anthropiques (e.g. curage, construction d'écluse) lors d'événements plus mineurs. Il en résulterait alors une pente élevée des courbes de régression tronquées pour le Tarn, le Lot et la Dordogne.

#### **En conclusion –**

**Pour un même bassin**, celui de la Garonne considéré ici, les différences observées dans les courbes de régression annuelles peuvent être inhérentes :

- au nombre de crues durant l'année d'étude agissant sur l'ajustement des régressions ; l'utilisation de courbes tronquées peut aider à y remédier ;

- aux conditions hydrologiques de l'année étudiée (à débit annuel équivalent, structures des débits différentes), comme peuvent l'illustrer les variogrammes des débits, sans montrer cependant de relations avec les pentes des régressions  $MES = f(\text{débits})$  ;

- aux conditions hydrologiques précédant l'année étudiée influençant les concentrations en MES pour un débit donné (notion de stock disponible).

De plus, la Garonne est composée d'affluents pouvant contribuer différemment aux apports en eau et en MES d'une crue à l'autre voire d'une année à l'autre. La variété de courbes de régression peut alors être expliquée par des différences dans la répartition d'affluents. Or, ces affluents sont caractérisés par des propriétés intrinsèques (lithologie géomorphologie, occupation du sol, ...) intervenant dans les processus d'érosion. La confirmation et la déconvolution de tous ces paramètres nécessitent obligatoirement des banques de données à plus long terme.

**Au niveau des courbes tronquées des différents bassins versants**, les coefficients des équations de régression ont pu être attribués (i) à des concentrations correspondantes à des débits « moyens » reliés principalement à la lithologie des bassins drainés et (ii) à l'indice de sensibilité à l'érosion.

Ainsi, il apparaît normal de retrouver les Gaves Réunis à un pôle caractérisé :

- par une faible concentration moyenne MES# en raison de la prédominance des terrains cristallins faiblement érodés lors de conditions normales ;

- par une pente élevée de la régression correspondant à une forte intensité de l'érosion compte tenu du caractère torrentiel de cette rivière montagnaise. A l'opposé se retrouvent l'Adour ou l'Isle, rivières de plaine, où les sédiments fins sont facilement

transportés et où les crues sont plus étalées dans le temps, principalement en raison de la pente géomorphologique plus faible.

Les bassins, (Dordogne, Garonne amont, Lot et Tarn), s'écartant des relations reliant la pente des régressions à l'indice de sensibilité à l'érosion, sont caractérisés par la présence de barrages pouvant avoir un impact sur le transfert en MES. L'influence des barrages avait déjà été évoquée pour la Dordogne, lors de l'analyse des variabilités temporelles des flux et de la détermination de la fréquence d'échantillonnage.

### III.3. EN VUE D'UNE MEILLEURE PRISE EN COMPTE DES RELATIONS $MES = f(\text{DEBIT})$ DANS LE CALCUL DES FLUX

#### III.3.1. Calcul des flux par la méthode $\log(MES)=f \log(\text{débit})$

##### III.3.1.1. Exemple de la Garonne à la Réole

Cinq années de données  $\log(MES)$  et  $\log(Q)$  ont été sélectionnées, représentant différentes conditions hydrologiques (deux années sèches, 1997 et 1998 ; deux années humides, 1994 et 1996 et une année moyenne, 1995). Pour chaque année, deux courbes de régression (linéaire et polynomiale d'ordre 3) ont été retenues. L'ensemble des cinq années de données a été utilisé comme données de calibration pour déterminer des courbes de régression «moyennes» (**Figure III - 37**). Les concentrations en MES et flux annuels en MES (Flux prédit) ont été recalculés à partir des régressions et des débits (**Figure III - 37**).

Des différences peuvent être établies entre les concentrations en MES mesurés et celles « prédites », mettant en évidence une plus grande tendance à la sous-estimation qu'à la surestimation au niveau des régressions linéaires (e.g. sous-estimation de  $-765 \text{ mg.l}^{-1}$ , surestimation de  $49 \text{ mg.l}^{-1}$  en 1994 ; **Figure III - 37**). Toutefois, ce comportement peut être inverse dans le cas de l'utilisation de régressions polynomiales d'ordre 3 (**Figure III - 37**) et ne permet pas de préjuger de la pertinence de ces régressions dans l'estimation du flux. De même, si l'écart-type des erreurs est plus faible lors de l'utilisation des régressions polynomiales pour des années étudiées individuellement, il en est l'inverse lors du cumul des données de 1994-1998. Ainsi, un des critères de sélection d'un type de régression peut être l'erreur faite entre le flux « prédit » et le flux « mesuré », exprimée en % (**Figure III - 37**).

L'utilisation de régressions linéaires (i.e. puissances dans un repère arithmétique) sous-estime systématiquement les flux annuels (**Figure III - 37**), à la fois au niveau individuel (une régression propre à chaque année) qu'au niveau moyen (une régression représentative des cinq années de mesure). Cette sous-estimation est conséquente au passage de l'espace logarithmique «  $\log C = a \log Q + b$  » à l'espace arithmétique «  $C=10^a Q^b$  ». Il est alors nécessaire d'avoir recours à des facteurs correctifs (e.g. *smearing* ; Horowitz, comm. pers.). Ferguson (1986) a montré que, pour enlever un tel biais, le flux calculé à partir de l'équation «  $C=10^a Q^b$  » devait être multiplié par un facteur de correction ( $Cr$ ), dépendant de l'erreur type ( $\sigma$ ) entre les valeurs logarithmes décimales déterminées à partir des courbes de régressions et les valeurs observées (Ferguson, 1986). Ce facteur s'exprime selon l'équation :

$$Cr = e^{2,651 \times \sigma^2} \text{ où } \sigma^2 = \frac{\sum (\log C - \overline{\log C})^2}{n - 2} \text{ (Ferguson, 1986).}$$

Les flux prédits à partir des régressions linéaires et avec correction (« Flux corrigé ») minimisent les sous-estimations des flux sans correction (« Flux prédit »), essentiellement lors des années humides (1994, 1996 ; **Figure III - 37**). Toutefois, les flux prédits à partir des régressions polynomiales permettent d'accéder à de meilleures estimations.

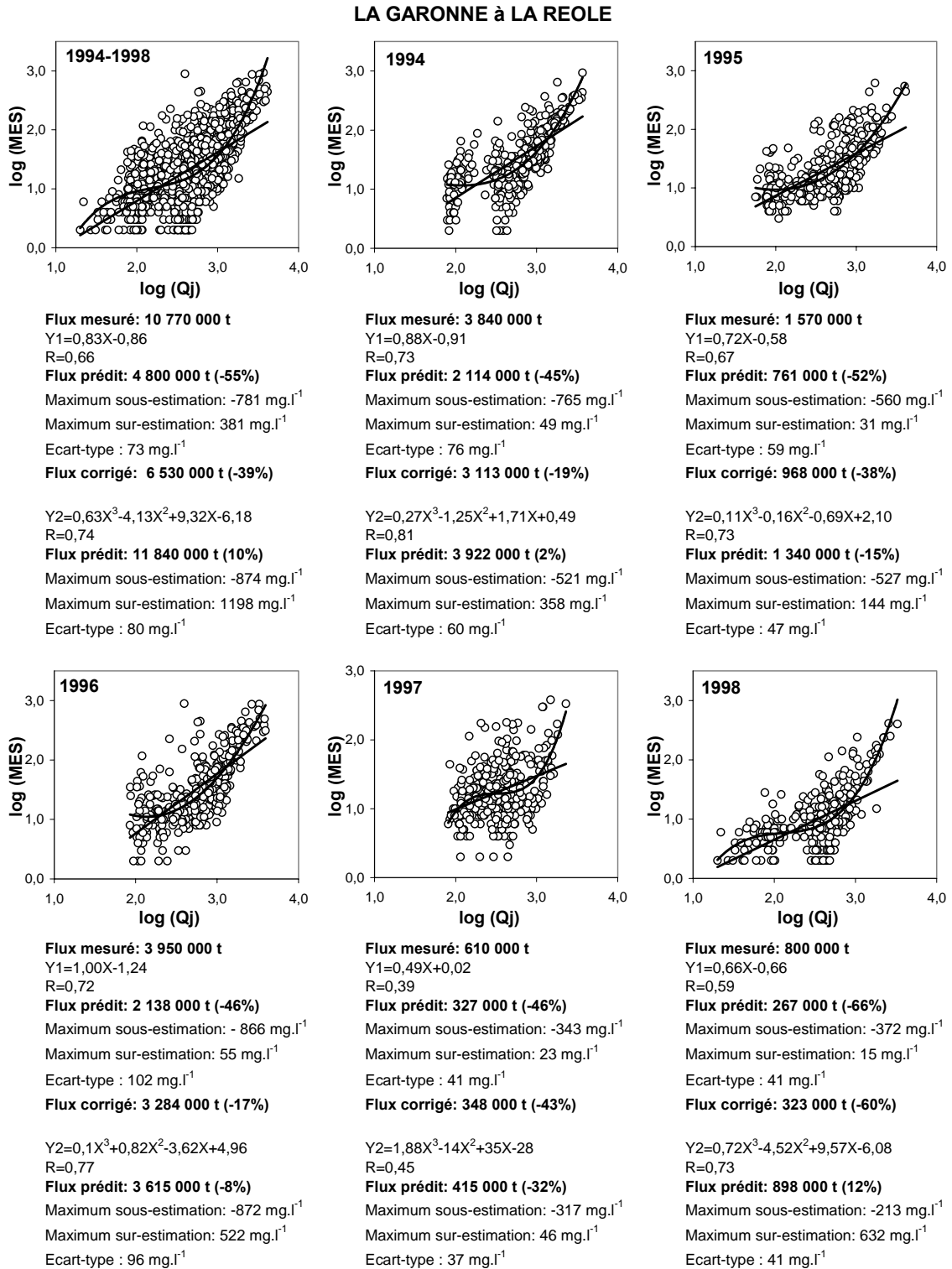


Figure III - 37 : Courbes de transport sédimentaire pour la Garonne à La Réole ; Y1 : régression linéaire et Y2 : régression polynomiale d'ordre 3 sur la période 1994-1998, données rassemblées et séparées individuellement par année.

L'addition des flux prédits individuellement par année permet d'acquérir des estimations du flux total (de 1994 à 1998) avec une précision de -25% à l'aide des régressions linéaires avec correction et de -5% avec les polynomiales ; elles sont respectivement de -39% et +10% si l'on utilise une unique régression « moyenne », linéaire et polynomiale, établie à

partir du cumul des cinq années de données (**Figure III - 37**). Ce résultat est en accord avec celui du Mississippi (Horowitz, 2003), toutefois plus marqué sur la Garonne, et soulignerait la difficulté d'élaborer des courbes de régression « moyennes » pouvant s'adapter à l'estimation de flux pour des situations hydrologiques fortement contrastées.

#### III.3.1.2. Exemple du Lot à Temple

La méthodologie adoptée pour le Lot (**Figure III - 38**) a été la même que celle précédemment présentée pour la Garonne. Les cinq années sélectionnées représentent des conditions contrastées, des points de vue hydrologiques et impacts anthropiques. Ainsi, l'année 2002 est une année sèche ( $81 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ); l'année 1999 est une année moyenne ( $159 \text{ m}^3/\text{s}$ ), l'année 2000 est une année légèrement humide ( $185 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ); l'année 2001 est une année moyenne, durant laquelle une écluse a été construite, dont l'impact a été fortement observé dans les bilans en Cd (Audry et al., 2004b); enfin l'année 2003 est une année légèrement sèche durant laquelle une crue cinquantennale a eu lieu.

Les comparaisons dans les concentrations en MES mesurées et prédites ne supportent que partiellement les observations faites pour la Garonne. En effet, une régression polynomiale d'ordre 2 suffit à représenter correctement le comportement des MES en fonction des débits (**Figure III - 38**). De plus, contrairement à la Garonne, les régressions linéaires sans correction (i.e. puissance dans un repère arithmétique) permettent d'estimer avec la même précision les flux en 1999 et 2001 que ceux obtenus à partir des régressions de type polynomial d'ordre 2 (**Figure III - 38**). Les estimations issues des régressions linéaires produisent de meilleurs résultats que les polynomiales, en 1999, 2000, 2001 et 2002, dès lors que l'on tient compte des facteurs correctifs  $Cr$  (Ferguson, 1986; **Figure III - 38**).

L'utilisation de la sommation de régressions individuelles permet de reproduire avec une meilleure précision (-13% pour les régressions linéaires corrigées et -10% pour les polynomiales) le flux total durant la période 1999-2003 que celui obtenu à partir des régressions moyennes (respectivement -32% et -28%; **Figure III - 38**).

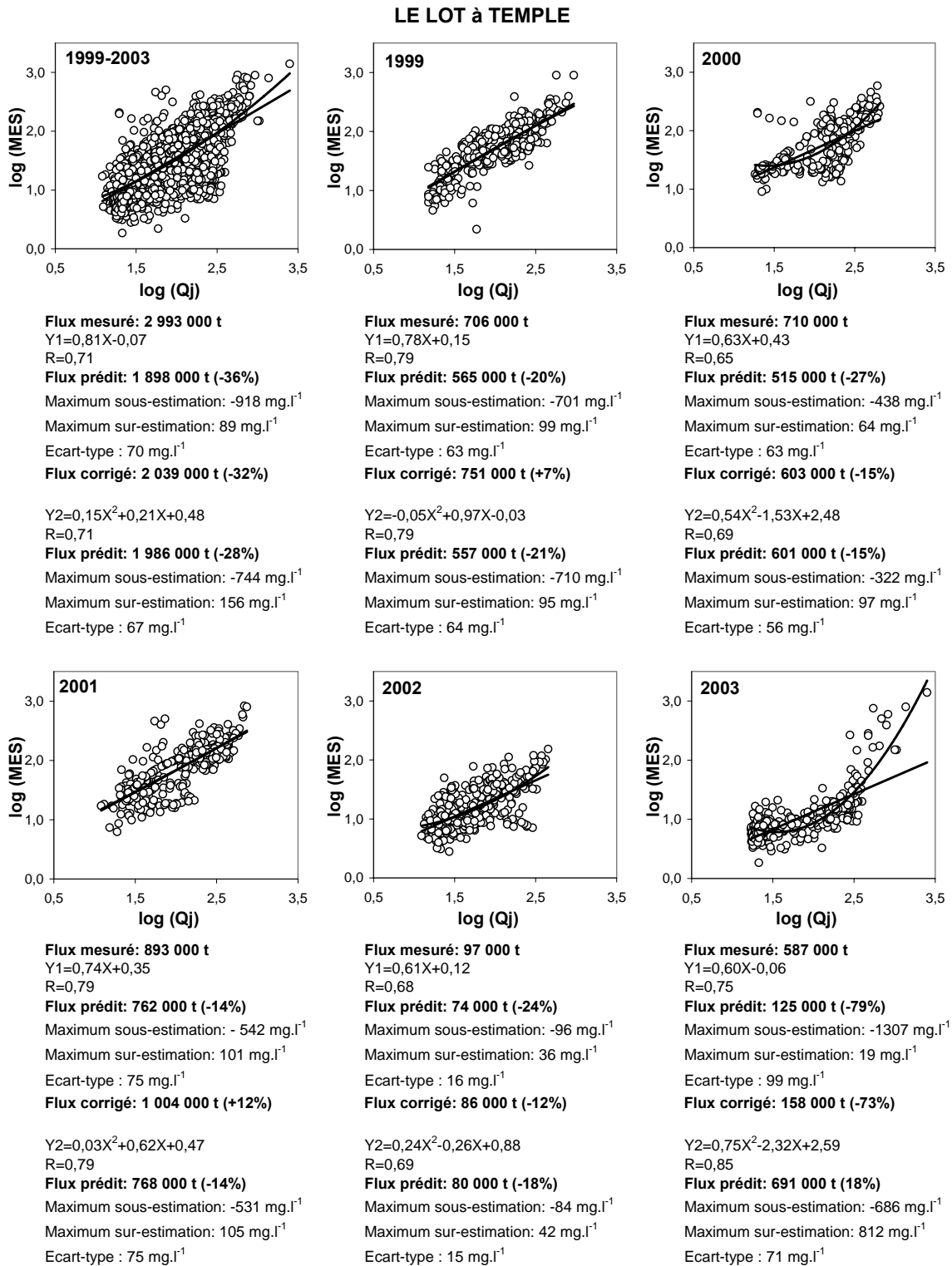


Figure III - 38 : Courbes de transport sédimentaire pour le Lot à Temple ; Y1 : régression linéaire et Y2 : régression polynomiale d'ordre 2 sur la période 1999-2003, données rassemblées et traitées individuellement par année.

### **III.3.2. Calcul des flux par la méthode des relations tronquées**

Partant du constat que l'établissement des régressions est nettement influencé par le fort poids des faibles valeurs en MES et débits (formant un nuage de points diffus), ayant peu d'impact en terme de flux, l'élaboration des régressions des relations tronquées devrait permettre d'affiner les estimations de flux.

Pour le calcul des flux à partir des relations tronquées, il a été nécessaire d'opérer en deux étapes :

(i) la première est basée sur l'utilisation des équations de régressions « tronquées » pour les jours où les débits étaient supérieurs à 1,5 Qm ;

(ii) la seconde vise à déterminer les flux en MES pour les jours où les débits étaient inférieurs à 1,5 Qm. Pour cette seconde étape, une moyenne arithmétique de MES a été établie à partir des débits inférieurs à 1,5 Qm sur la période d'étude et attribuée à tous les débits filtrés.

Cette méthodologie de calcul a été testée sur la Garonne à la Réole et le Lot à Temple, illustrée respectivement par la **Figure III - 39** et la **Figure III - 40**, où sont indiqués les flux prédits et les erreurs associées, à la fois à partir des régressions pour les débits >1,5 Qm et à partir des moyennes arithmétiques pour les débits <1,5 Qm.

#### **III.3.2.1. Exemple de la Garonne à La Réole**

La subdivision des flux en deux catégories met en évidence la forte contribution de celle correspondant à des débits supérieurs à 1,5 Qm ; la prédiction des flux est alors dépendante de la validité des courbes de régression tronquées. En effet, l'estimation grossière des flux de la catégorie <1,5Qm (basée sur une unique moyenne arithmétique) n'a qu'un faible impact sur la précision de la prédiction des flux, et ce principalement lors des années sèches, comme en 1997 (**Figure III - 39**).

L'utilisation de ces deux techniques couplées permet d'améliorer significativement les estimations annuelles et pluriannuelles des flux en MES, au regard des régressions présentées précédemment. En dépit des moins bonnes prédictions lors des années sèches (1997 et 1998), sous-estimant de plus de 20%, le flux total correspondant à la période 1994-1998 est reproduit avec une erreur de -5% (somme des régressions et flux individuels) et -8% (unique régression et concentration arithmétique en MES basées sur toutes les données couvrant la période 1994-1998 ; **Figure III - 39**). Ces bonnes estimations sont inhérentes au fait que les années sèches contribuent peu au flux pluriannuel (~10%) et ont donc un impact limité sur la prédiction du flux total.



LA GARONNE à LA REOLE

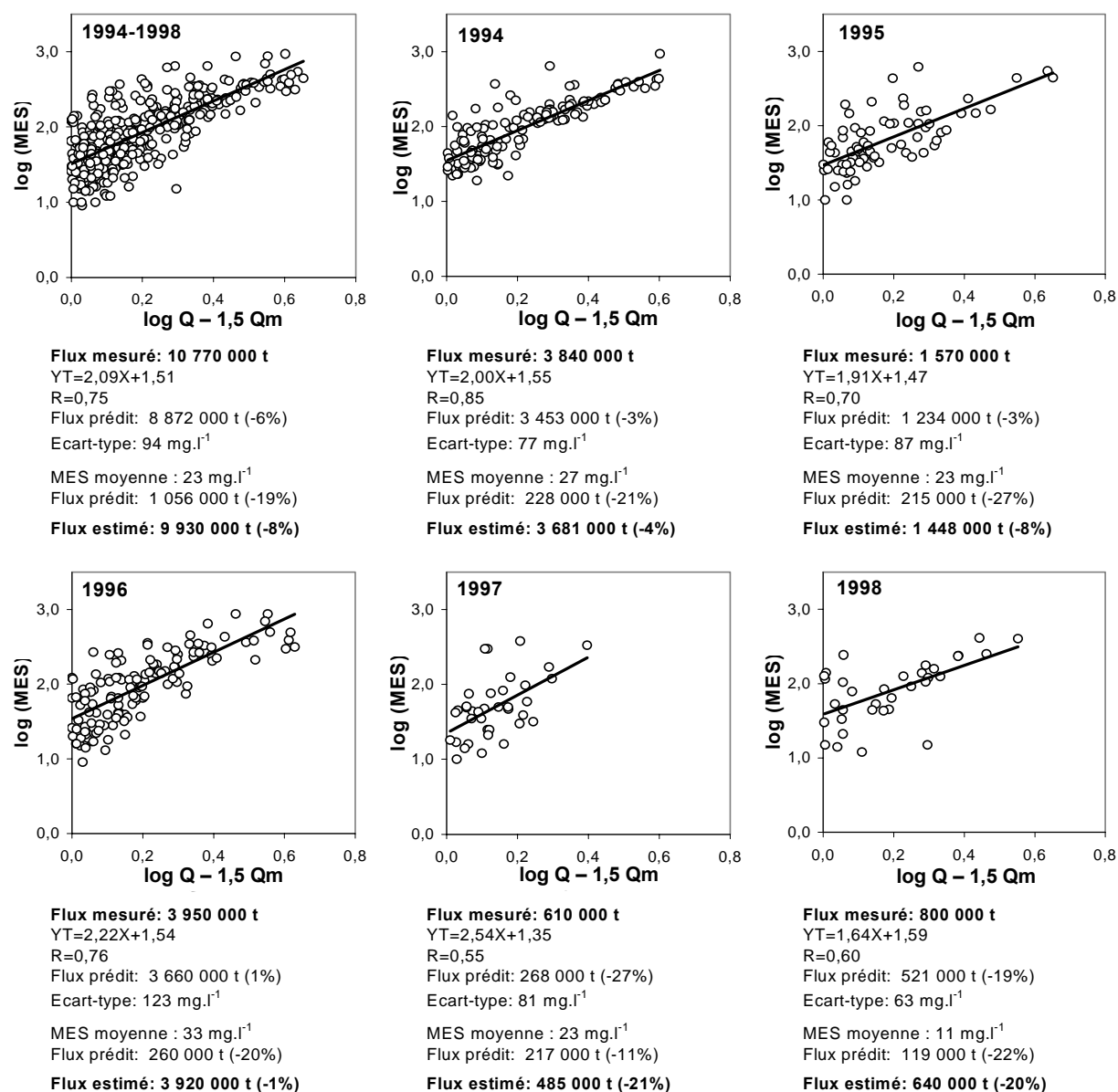
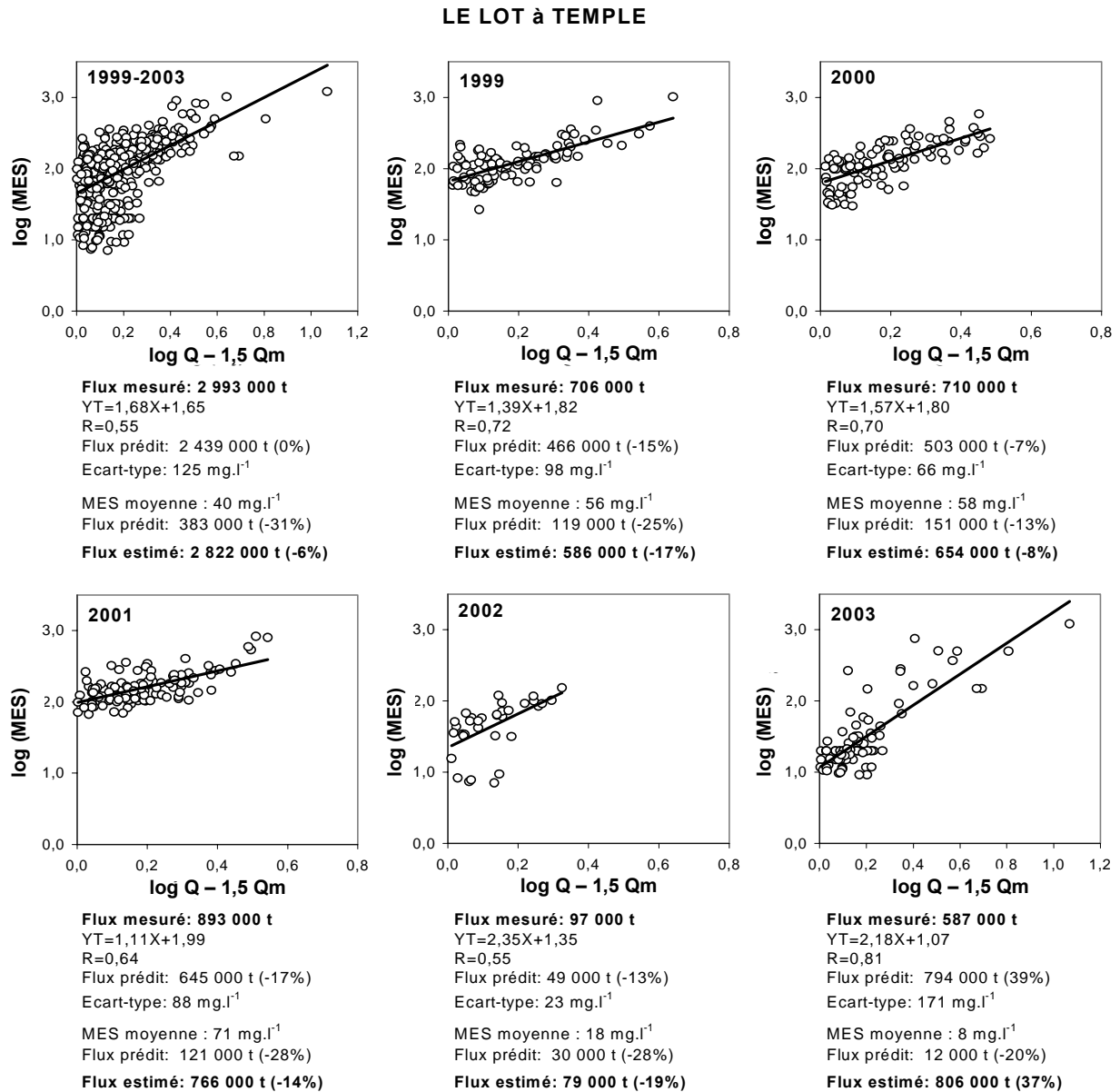


Figure III - 39 : Courbes de transport sédimentaire tronquées pour la Garonne à La Réole sur la période 1994-1998, données rassemblées et traitées individuellement par année; YT : flux prédits à partir des régressions tronquées pour des débits supérieurs à 1,5 Qm ; MES moyenne : moyenne arithmétique des concentrations pour des débits inférieurs à 1,5 Qm et à partir de laquelle est prédit un flux ; le flux estimé correspond à la somme des deux flux prédits. Les valeurs entre parenthèse correspondent à l'erreur entre les flux mesurés et les flux prédits.

III.3.2.2. Exemple du Lot à Temple

Les résultats sur le Lot, bien que moins nets que pour la Garonne, confirme également la meilleure prédiction des flux en utilisant les régressions des courbes tronquées et les moyennes arithmétiques pour les débits inférieurs à 1,5 Qm (Figure III - 40). Cette moins bonne précision pourrait être partiellement liée à une contribution plus importante des débits inférieurs à 1,5 Qm. Toutefois, la précision du flux total prédit à partir de la somme des

estimations individuelles (-3%) ou par les estimations basées sur l'intégralité des données 1999-2003 (-6%) est bien meilleure que la prédiction des flux individuels annuels sur le Lot, indiquant que plus la période d'étude est grande, meilleure est l'estimation en raison de la compensation des erreurs (Figure III - 40).



**Figure III - 40 : Courbes de transport sédimentaire tronquées pour le Lot à Temple sur la période 1999-2003, données rassemblées et traitées individuellement par année; YT : flux prédits à partir des régressions tronquées pour des débits supérieurs à 1,5 Qm ; MES moyenne : moyenne arithmétique des concentrations pour des débits inférieurs à 1,5 Qm et à partir de laquelle est prédit un flux ; le flux estimé correspond à la somme des deux flux prédits. Les valeurs entre parenthèse correspondent à l'erreur entre les flux mesurés et les flux prédits.**

### **III.3.3. Comparaison de la pertinence des courbes de transport dans l'estimation des flux en MES**

A titre de conclusion pour cette partie concernant les courbes de transport, nous avons effectué une étude « comparative » de la validité des différentes approches proposées pour l'estimation des flux. Pour cela, les banques de données de la Garonne à la Réole et du Lot à Temple ont été utilisées ; ainsi, comme nous avons pu l'illustrer précédemment, cinq années contrastées de mesures ont été choisies pour définir des courbes moyennes qui ont été testées sur un jeu de données non utilisé pour l'élaboration de ces tendances et ceci, dans un but de validation de la technique testée. Six méthodes ont été retenues :

- (1) : les courbes de transport représentant l'intégralité des données dans un repère arithmétique (polynomial, T1) et logarithmique (linéaire corrigé, T2 ; polynomial, T3);
- (2) : les courbes de transport tronquées (T4) ;
- (3) : les relations entre les flux annuels et  $\gamma(t)$  à 30 jours (T5);
- (4) : les relations reliant les flux de MES et les débits annuels (T6).

#### **III.3.3.1. La Garonne à la Réole**

Pour la Garonne à la Réole, le jeu de données servant à la calibration et à l'élaboration des régressions est celui correspondant à la période 1994-1998, comme nous avons pu l'illustrer précédemment au travers des exemples des courbes tronquées (**Figure III - 39**). Les régressions moyennes obtenues sont alors appliquées à ces 5 années pour déterminer les flux annuels mais également aux années 1999 à 2003 ; ces cinq dernières années servent alors de jeu de données de validation. Les flux « prédits » en MES et l'erreur associée à la technique utilisée dans l'estimation du flux par rapport à celui de référence (« flux mesurés ») ont été déterminés (**Tableau III - 9**). Les flux déterminés à partir de la méthode T2 ont été présentés précédemment (**Figure III - 37**) et tiennent compte du facteur de correction  $C_r$  (Ferguson, 1986) établi sur la période 1994-1998.

Les deux techniques qui semblent suivre au mieux les variations des flux sont T1 (polynomial, espace arithmétique) et T6 (débits annuels) alors que l'utilisation des variogrammes permet d'approcher au plus près la somme totale des flux à long terme (**Figure III - 41**). Compte tenu de ces résultats et de la facilité d'utilisation de la méthode T1, nous avons adopté cette méthodologie en exploitant la relation débits annuels – flux MES annuels pour la période 1994-2003 (**Figure III - 42**). Elle permet d'affiner la première relation présentée et correspondant à la période 1994-1998. Cette régression a alors été utilisée pour retracer les flux à partir des seuls débits annuels depuis la fin des années 50 (**Figure III - 43**).

Tableau III - 9 : Flux prédits sur la Garonne à partir de différentes techniques ; M1 : type polynomial en espace arithmétique ; M2 : type linéaire en espace logarithmique ; M3 : type polynomial en espace logarithmique ; M4 : courbes tronquées - type puissance en espace logarithmique ; M5 : relation entre les flux annuels et la variance  $\gamma$  à 30 jours ; M6 : relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels.

ANNEE	Qa	FLUX (10 <sup>3</sup> t)	FLUX T1		FLUX T2		FLUX T3		FLUX T4		FLUX T5		FLUX T6		
			(10 <sup>3</sup> t)	Er T1	(10 <sup>3</sup> t)	Er T2	(10 <sup>3</sup> t)	Er T3	(10 <sup>3</sup> t)	Er T4	$\gamma$ 30j	(10 <sup>3</sup> t)	Er T5	(10 <sup>3</sup> t)	Er T6
1994	880	3840	3891	1%	2174	-43%	4288	12%	3628	-6%	236	4083	6%	4107	7%
1995	594	1570	1843	17%	1146	-27%	2221	41%	1676	7%	128	1932	23%	1788	14%
1996	808	3950	3388	-14%	1906	-52%	4026	2%	3172	-20%	194	3256	-18%	3523	-11%
1997	429	610	653	7%	571	-6%	434	-29%	527	-14%	41	199	-67%	450	-26%
1998	485	800	1005	26%	745	-7%	862	8%	875	9%	97	1301	63%	904	13%
1999	638	1730	1597	-8%	1170	-32%	1233	-29%	1272	-26%	136	2089	21%	2144	24%
2000	590	1770	1288	-27%	962	-46%	1128	-36%	1078	-39%	136	2088	18%	1755	-1%
2001	536	990	1077	9%	875	-12%	721	-27%	810	-18%	53	429	-57%	1317	33%
2002	406	870	586	-33%	511	-41%	404	-54%	496	-43%	54	457	-48%	263	-70%
2003	544	2557	2137	-16%	1089	-57%	4346	70%	2168	-15%	137	2109	-18%	1382	-46%
<b>SOMME</b>		<b>18687</b>	<b>17466</b>	<b>-7%</b>	<b>11148</b>	<b>-40%</b>	<b>19664</b>	<b>5%</b>	<b>15703</b>	<b>-16%</b>		<b>17941</b>	<b>-4%</b>	<b>17632</b>	<b>-6%</b>

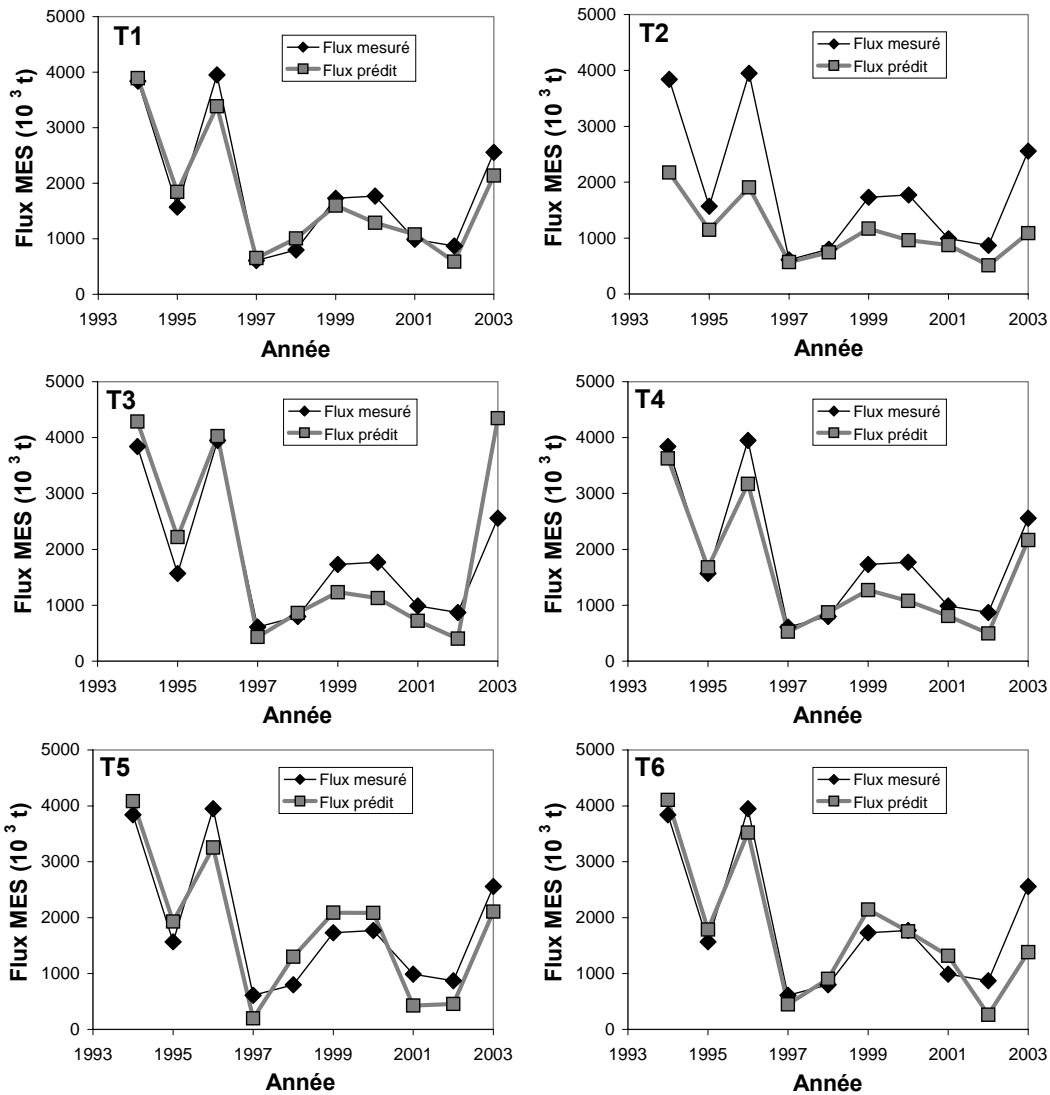


Figure III - 41 : Comparaisons entre les flux prédits et les flux mesurés à partir de six techniques différentes effectuées sur la Garonne à La Réole.

Durant cette période, certaines années ont bénéficié de bilans annuels réalisés par le Port Autonome de Bordeaux (données journalières) et dans le cadre du programme Dynamique et Bilan de la Terre (programme INSU ; données hebdomadaires et journalières lors des crues). A l'exception des données des années 60, cette méthode apparaît comme une

alternative correcte. Lors des années soixante, les flux mesurés présentent des valeurs identiques ( $\sim 1,8 \cdot 10^6$  t) alors que les flux reconstitués de ces trois années montrent une forte variabilité interannuelle (entre 1,1 et  $3,5 \cdot 10^6$  t ; **Figure III - 43**). Il sera intéressant de vérifier cette relation dans le futur avant de porter un regard critique sur les valeurs des années 1960 ou d'élaborer une théorie sur un éventuel changement climatique, usage des sols ou impact des barrages.

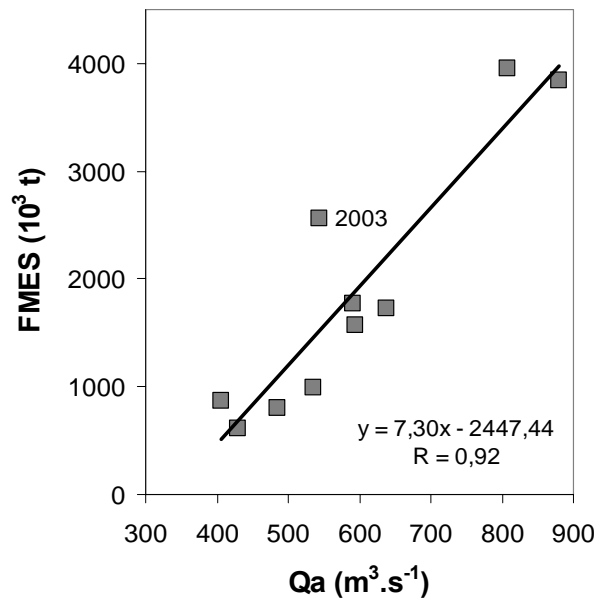


Figure III - 42 : Relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels de la Garonne à la Réole pour la période 1994-2003. La valeur de 2003 s'écarte de cette relation en raison des conditions exceptionnelles : un étiage excessivement sec encadré par deux crues majeures dont celles de décembre, où tous les barrages sur le Lot ont été ouverts. L'analyse des variogrammes des débits a mis en évidence ce caractère exceptionnel (Figure III - 33).

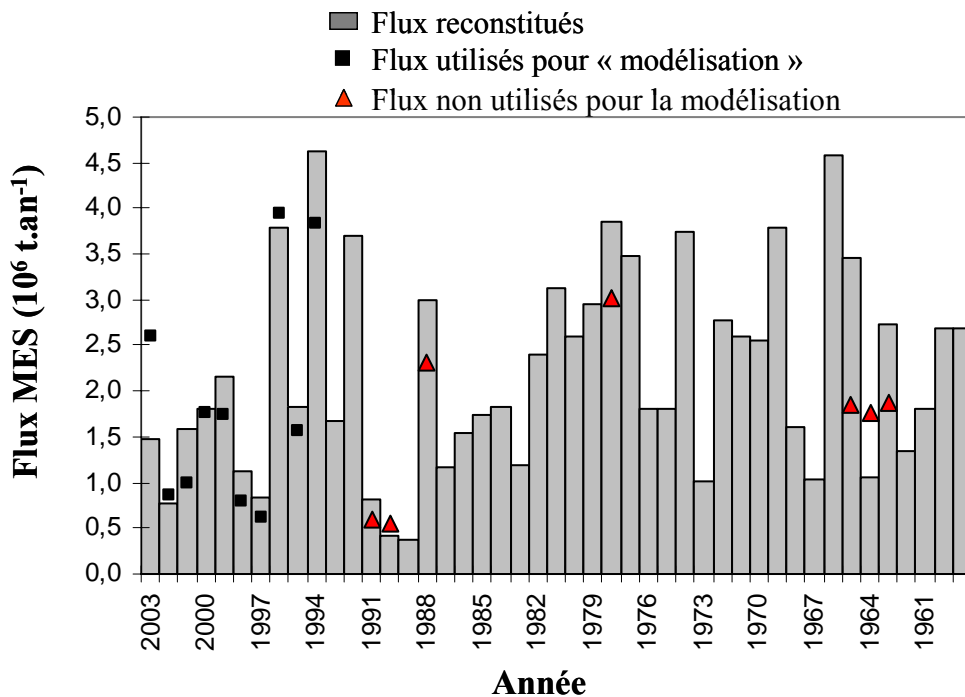


Figure III - 43 : Reconstitution des flux annuels en MES depuis 1959 à partir de la relation reliant les flux (1994-2003) et les débits annuels.

### III.3.3.2. Le Lot à Temple

Les mêmes méthodes de calcul que celles utilisées pour la Garonne ont été effectuées sur les données du Lot. Les données ont été traitées à la fois pour la période 1999-2003, dont certaines caractéristiques ont déjà été présentées (**Figure III - 38 ; Figure III - 40**), et pour la période 1994-1998. Pour les courbes de transport tronquées, des moyennes des MES ont été attribuées aux débits inférieurs à 1,5 Qm : 18,6 mg.l<sup>-1</sup> et 40,3 mg.l<sup>-1</sup>, respectivement pour les périodes 1994-1998 et 1999-2003.

Il apparaît plus difficile de modéliser les flux en MES du Lot que ceux de la Garonne, avec des erreurs notables entre les flux établis et les flux de référence, et ce, quelles que soient les années choisies pour établir des relations ou la méthode employée (**Tableau III - 10**). En dépit des fortes différences, les erreurs arrivent à se compenser lorsqu'un flux sur 10 ans est établi en utilisant les régressions T2 et T3 avec le jeu de calibration 1999-2003. De plus, dans la mesure où le jeu de données servant aux calibrations des régressions correspond à la période 1994-1998, les flux servant à la validation montrent une forte tendance à la sous-estimation ; pour une calibration avec les données 1999-2003, l'effet inverse est observé. Les années 1999-2003 seraient caractérisées par des forts transferts en MES.

**Tableau III - 10 : Flux prédits sur le Lot à partir de différentes techniques en utilisant dans un cas les données 1999-2003 comme jeu de calibration et 1994-1998 comme jeu de validation et inversement dans l'autre cas ; M1 : type polynomial en espace arithmétique ; M2 : type linéaire corrigé en espace logarithmique ; M3 : type polynomial en espace logarithmique ; M4 : courbes tronquées - type puissance en espace logarithmique ; M5 : relation entre les flux annuels et la variance  $\gamma$  à 30 jours ; M6 : relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels ; nd : flux non déterminés car relation non significative entre  $\gamma(t)$  et les flux annuels en MES.**

#### Années 1999-2003

ANNEE	Qa	FLUX (10 <sup>3</sup> t)	FLUX T1		FLUX T2		FLUX T3		FLUX T4		$\gamma$ 30j	FLUX T5		FLUX T6	
			(10 <sup>3</sup> t)	Er T1	(10 <sup>3</sup> t)	Er T2	(10 <sup>3</sup> t)	Er T3	(10 <sup>3</sup> t)	Er T4		(10 <sup>3</sup> t)	Er T5	(10 <sup>3</sup> t)	Er T6
1994	243	773	1574	104%	1005	30%	1113	44%	1636	112%	494	nd	-	1276	65%
1995	141	216	693	221%	458	112%	492	128%	686	217%	232	nd	-	571	164%
1996	171	531	763	44%	526	-1%	542	2%	666	25%	236	nd	-	778	47%
1997	109	80	268	235%	206	158%	194	142%	191	139%	69	nd	-	350	337%
1998	149	223	629	182%	427	92%	449	101%	597	168%	275	nd	-	626	181%
1999	159	706	624	-12%	443	-37%	445	-37%	496	-30%	249	nd	-	695	-2%
2000	185	710	664	-7%	483	-32%	474	-33%	489	-31%	205	nd	-	875	23%
2001	164	893	642	-28%	458	-49%	457	-49%	501	-44%	151	nd	-	730	-18%
2002	81	97	190	96%	146	50%	137	41%	144	48%	87	nd	-	156	61%
2003	136	587	873	49%	505	-14%	619	5%	1207	106%	335	nd	-	536	-9%
<b>SOMME</b>		4816	6920	<b>44%</b>	4659	<b>-3%</b>	4922	<b>2%</b>	6613	<b>37%</b>		nd	-	6594	<b>37%</b>

#### Années 1994-1998

ANNEE	Qa	FLUX (10 <sup>3</sup> t)	FLUX T1		FLUX T2		FLUX T3		FLUX T4		$\gamma$ 30j	FLUX T5		FLUX T6	
			(10 <sup>3</sup> t)	Er T1	(10 <sup>3</sup> t)	Er T2	(10 <sup>3</sup> t)	Er T3	(10 <sup>3</sup> t)	Er T4		(10 <sup>3</sup> t)	Er T5	(10 <sup>3</sup> t)	Er T6
1994	243	773	761	-2%	421	-46%	517	-33%	700	-9%	494	336	-57%	801	4%
1995	141	216	328	52%	202	-6%	228	6%	293	36%	232	173	-20%	247	14%
1996	171	531	334	-37%	240	-55%	242	-54%	276	-48%	236	221	-58%	410	-23%
1997	109	80	110	37%	109	36%	87	9%	80	0%	69	122	52%	74	-8%
1998	149	223	294	32%	196	-12%	208	-7%	257	15%	275	186	-17%	291	30%
1999	159	706	267	-62%	209	-70%	198	-72%	206	-71%	249	202	-71%	345	-51%
2000	185	710	273	-62%	232	-67%	207	-71%	201	-72%	205	243	-66%	486	-32%
2001	164	893	269	-70%	215	-76%	201	-77%	204	-77%	151	210	-77%	372	-58%
2002	81	97	79	-19%	77	-20%	63	-35%	60	-38%	87	77	-20%	0	-100%
2003	136	587	552	-6%	208	-64%	341	-42%	568	-3%	335	165	-72%	220	-62%
<b>SOMME</b>		4816	3267	<b>-32%</b>	2110	<b>-56%</b>	2290	<b>-52%</b>	2845	<b>-41%</b>		1934	<b>-60%</b>	3247	<b>-33%</b>

Ce comportement inverse entre les deux jeux de calibration peut être expliqué par l'impact de la construction d'une écluse, entre 1999 et 2001, à Villeneuve sur Lot en amont du site de prélèvement (Audry et al., 2004b) et l'ouverture des barrages lors de la crue de décembre 2003. A titre d'exemple, durant la crue de 2003, la remobilisation de sédiments de barrage a été estimée à près de 200 000 t (Chap. 5, article #4). Si l'on considère **les années 1994-1998 comme représentatives des transferts et servant à une modélisation des flux sous faible influence anthropique, l'écart entre les données modélisées et celles mesurées peut servir d'évaluation à l'effet anthropique.** Il apparaît comme pour la Garonne que la méthode T1 (polynomial, espace arithmétique) et la méthode T6 (relation flux annuel MES et débit annuel) représentent les meilleures estimations.

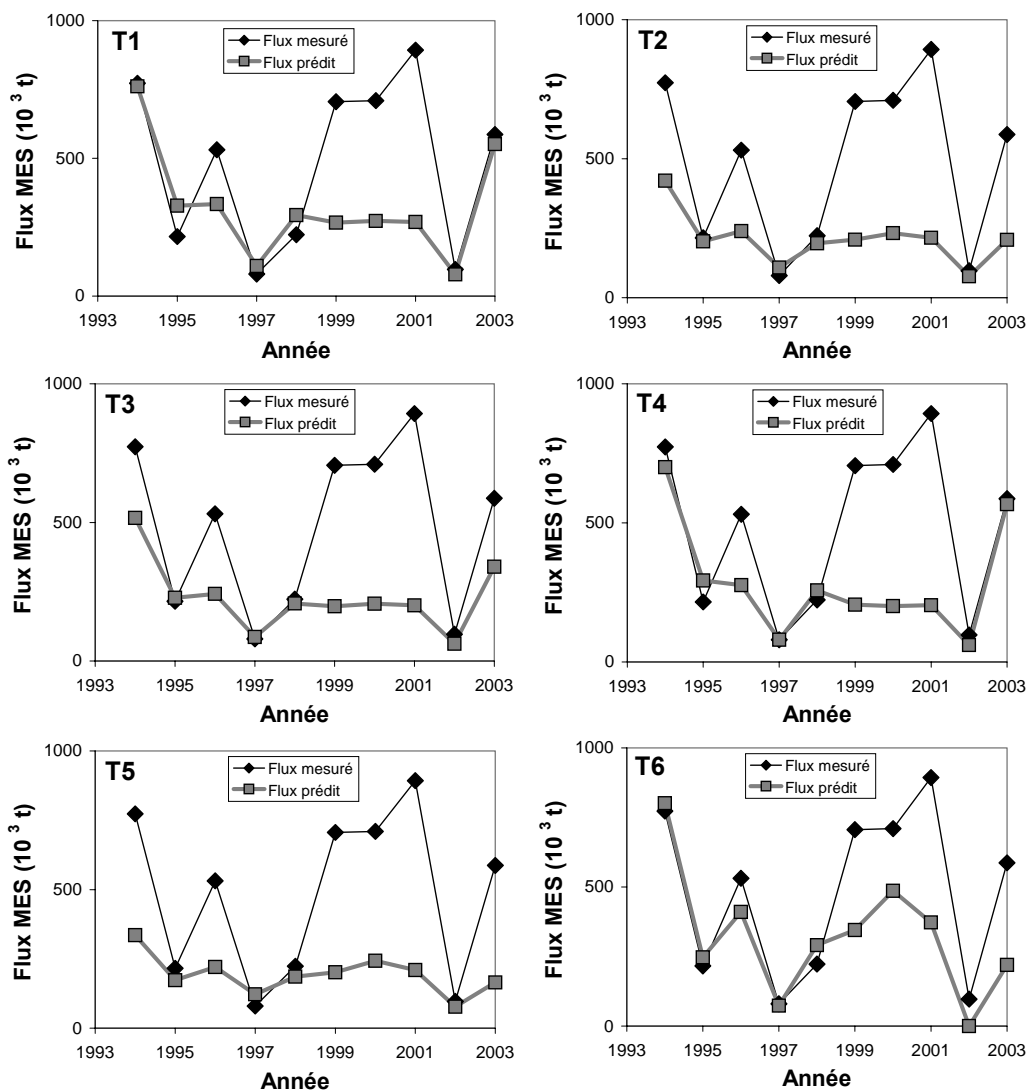


Figure III - 44 : Comparaisons entre les flux prédits et les flux mesurés à partir de six techniques différentes effectuées sur la Garonne à La Réole.

Nous avons tenté de modéliser les flux annuels en MES de manière analogue à la Garonne, et ce, uniquement depuis les années 1974, date des premiers grands barrages), (Figure III - 45 ; Figure III - 46).

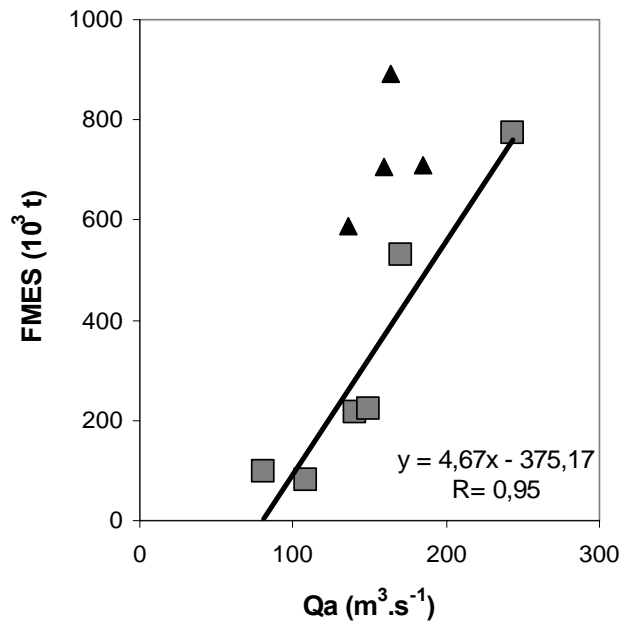


Figure III - 45 : Relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels du Lot à Temple pour la période 1994-2003 ; les triangles noirs représentant les années 1999, 2000, 2001 et 2003 n'ont pas été utilisées pour définir la régression.

L'existence de valeurs de flux annuels, au début des années 1990 (Audry et al., 2004a) peut permettre de juger de la pertinence de ces reconstitutions. Il est à noter que les données utilisées dans cette étude couvrent une gamme importante de débits annuels et donc de flux en MES. Les flux modélisés reproduisent l'évolution des flux en MES, tout en montrant des écarts plus importants que pour la Garonne, attribués des influences anthropiques.

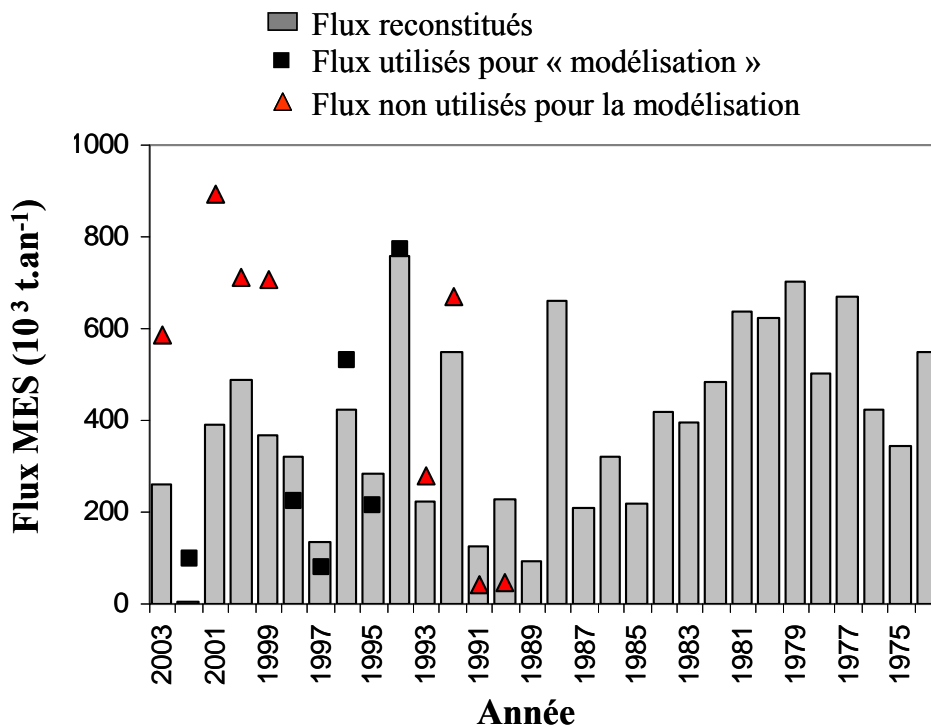


Figure III - 46 : Reconstitution des flux annuels en MES depuis 1974 à partir de la relation reliant les flux annuels (1994-2003) et les débits annuels.



#### **En résumé –**

L'acquisition d'une banque de données à long terme sur la Garonne et le Lot a permis de tester différentes approches de modélisation des flux annuels de MES. Ainsi, à partir d'un jeu de données de cinq ans, plusieurs régressions ont été élaborées et testées sur d'autres jeux de données dans un but de validation.

Au niveau de la Garonne, plusieurs techniques permettent de reproduire les variations annuelles en MES. L'acquisition d'années supplémentaires permettra alors d'affiner ces relations afin de minimiser les écarts entre les flux « mesurés » et les flux modélisés. De plus, ces relations permettraient de définir un état actuel du transfert de MES qui pourrait être comparé dans quelques années pour évaluer un possible impact anthropique et/ou climatique en cas de dérive de ces relations.

L'étude du bassin du Lot est davantage problématique avec plus de difficultés pour reproduire les variations annuelles. En effet, suivant les années choisies pour tester les différentes régressions, nous avons pu constater que nous avons soit une sous-estimation des flux (jeux de données 1994-1998) soit une surestimation (jeux de données 1999-2003). Ceci pose alors le problème du choix (quand possibilité de choix il y a !) des jeux de données servant à la calibration. En effet, celui de 1999-2003 semble être sujet à des effets anthropiques significatifs. L'écart entre les flux prédits à partir des régressions de la période 1994-1998 et ceux mesurés pourrait permettre d'évaluer les différents impacts anthropiques. Il sera cependant nécessaire de confirmer et d'affiner ces régressions à partir de jeux de données pour des années où les activités anthropiques seront limitées.

Ces études, bien que sur du long terme, montrent la nécessité d'acquérir des données supplémentaires, nécessaires à une meilleure compréhension des cycles d'apport de MES en milieu fluvial. Il paraît, dans tous les cas, indispensable de disposer d'un jeu de données similaire dans les quelques décennies à venir si l'on veut juger des impacts anthropiques et/ou climatiques sur les flux de MES. De plus, il serait intéressant d'acquérir le même niveau d'information sur d'autres systèmes contrastés et dont nous avons précédemment montré l'importance, comme l'Adour, le Tarn ou les rivières pyrénéennes. L'étude de ces bassins devrait s'inscrire dans du long terme au même titre que le Lot et la Garonne.



## **Partie II : ECHELLE SPATIALE DES MECANISMES DE TRANSFERT EN MES**

## IV. VARIATIONS REGIONALES DES FLUX EN MES

### IV.1. GAMME D'ÉROSION DU BASSIN ADOUR-GARONNE

Les flux annuels de MES mesurés sur le bassin Adour-Garonne sont synthétisés dans le **Tableau III - 11**, sous la forme de moyennes dans le cas de bassins suivis sur plusieurs années. De même, les taux de transport spécifique ont été déterminés en rapportant chaque flux annuel en MES à la superficie du bassin considéré permettant d'estimer l'intensité des processus d'érosion à l'échelle d'un bassin (**Tableau III - 11**).

En postulant que les bassins étudiés ne disposent pas de capacité de stockage des sédiments, les taux de transport spécifique peuvent être assimilés à des taux d'érosion nets exprimés en  $t.km^{-2}.an^{-1}$ . Toutefois, des études antérieures ont mis en évidence l'impact des barrages sur la rétention de sédiments sur certaines des rivières étudiées (Maneux et al., 2001 ; Audry et al., 2004b et 2004c). Les flux mesurés à l'exutoire d'un bassin correspondraient alors à des valeurs minimales d'érosion dans la mesure où la remobilisation des sédiments est limitée, sauf actions anthropiques. Nous avons étudié le cas particulier de la retenue de Malause sur les transferts en MES que nous exposerons dans la partie « Impact d'une retenue de barrage ? ».

**Tableau III - 11 : Résultats des flux moyens annuels ( $F_{MES}$  en  $10^3$  t/an) établis sur la période d'étude, des flux spécifiques ( $Y_{MES}$  en  $t/km^2/an$ ) moyen, minimum et maximum, des débits interannuels ( $Q_{pa}$  en  $m^3/s$ ) et débit moyen annuel établis sur la période d'étude ( $Q_a$  en  $m^3/an$ ), des différents bassins du Sud-Ouest de la France ; <sup>a</sup> : Probst et al., 2005 ; <sup>b</sup> : Maneux, 1998.**

Bassin	Période	$Q_{pa}$	$Q_a$	$F_{MES}$ moyen	$Y_{MES}$ moyen	$Y_{MES}$ min	$Y_{MES}$ max
Garonne Amont Portet	1990-2000 <sup>a</sup>	191	167	330	<b>33</b>	9	84
Garonne Amont Castel	2003	199	191	500-900	<b>36-65</b>	-	-
Dourdou	mi 2002-mi 2003	12,2	4,4	46	<b>131</b>	-	-
Tarn	mi 1995-mi 1996 <sup>b</sup> , 2003	150	166	1193	<b>131</b>	86	176
Aveyon	mi 1994-mi 1996 <sup>b</sup> , 2003	58	43	98	<b>19</b>	11	29
Garonne Lamagistère	1990-2002	410	432	1827	<b>56</b>	14	180
Baise	mi 1994-mi 1996 <sup>b</sup> , 2003	11,5	11	87	<b>66</b>	42	94
Coteaux de Gascogne	-	-	-	380	<b>66</b>	42	94
Lot	1994-2003	145	154	475	<b>45</b>	8	79
Garonne La Réole	1994-2003	615	594	1869	<b>35</b>	12	74
Dordogne	1999-2002	279	311	383	<b>26</b>	15	39
Isle	1999-2002	64	64	57	<b>9</b>	5	12
Adour	2000-2003	108	100	261	<b>33</b>	22	61
Gaves	2000-2003	184	180	301	<b>54</b>	23	77
Nivelle	1995-1997 <sup>b</sup> , 2002-2003	5,1	4,5	11	<b>71</b>	68	75
Aldudes	2002-2003	7,2	6,3	12	<b>74</b>	71	77
Arnéguy	2002	-	3,8	7,5	<b>79</b>	-	-
Nive Ustaritz	mi 1994-mi 1996 <sup>b</sup> , 2002-2003	31	25	32	<b>37</b>	22	55

La Nive d'Arnéguy ne disposait pas de mesure de débit. Nous nous sommes alors basés sur les débits de la Nive des Aldudes rapportés à la taille du bassin, en raison de la proximité des deux bassins, et après avoir observé que les variations des concentrations en MES étaient synchrones sur les deux Nives (**Figure III - 47**).

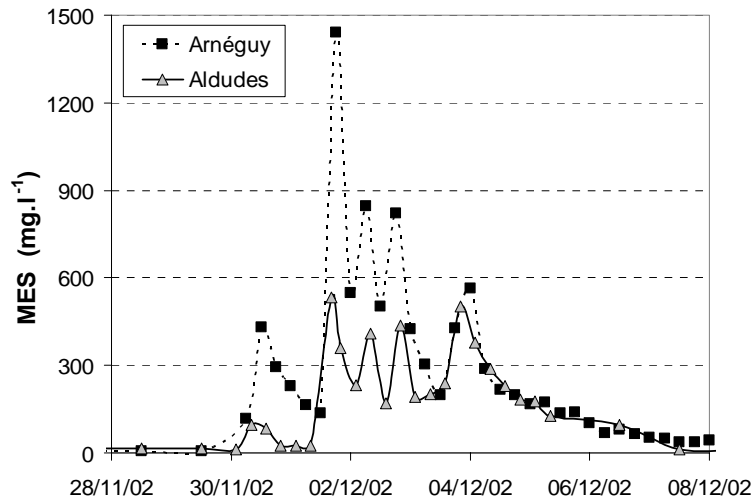


Figure III - 47 : Evolution des concentrations en MES sur la Nive des Aldudes et la Nive d'Arnéguy lors d'un événement de crue en 2002.

➤ **Distribution hétérogène des taux d'érosion nets dans le SW de la France**

Les flux spécifiques, assimilés à des taux d'érosion nets, sont présentés sous la forme de moyennes et gammes de valeurs observées sur la période d'étude pour évaluer la variabilité interannuelle (**Tableau III - 11**). Selon les sites et les années, les flux spécifiques peuvent présenter de forts écarts. Ainsi, un facteur de l'ordre de 30 est observé entre l'Isle ou le Lot en 2002 d'un côté et le Tarn en 1996 ou la Garonne à la Magistère en 1992 de l'autre (**Tableau III - 11**). **Les bassins étudiés couvrent un large éventail de flux spécifiques**, depuis des valeurs  $\sim 10 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  pour l'Isle ou l'Aveyron, similaires à ceux de la Seine (Meybeck et al., 1999), à  $\sim 180 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  pour le Tarn. Le flux spécifique du Tarn est du même ordre de grandeur que celui des rivières drainant les massifs alpins ( $\sim 300\text{-}500 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  pour la Durance ; A. Poirel, comm. pers.). Ces valeurs ne sont pas uniquement **représentatives des flux spécifiques de bassins français**, mais correspondent également aux taux référencés sur une vingtaine de **rivières américaines appartenant au réseau de l'USGS** (e.g. Horowitz, 2003).

Au niveau des taux spécifiques moyens, une comparaison intersite met en évidence que les plus faibles valeurs sont observées sur l'Isle ou l'Aveyron, sur lesquelles de faibles taux avaient déjà été reportés lors d'études antérieures (Probst, 1983 ; Maneux, 1998). A l'inverse, les plus forts taux moyens sont observés pour différentes typologies de bassins : les

petites rivières pyrénéennes, le Tarn et son affluent le Dourdou amont, de manière plus modérée la Baïse et par association, l'ensemble des rivières des Coteaux de Gascogne (**Tableau III - 11**). Les trois petites rivières montagneuses contribuent significativement aux apports en MES au Golfe de Gascogne bien qu'elles aient été échantillonnées lors d'années sèches ; ces résultats confirment l'étude antérieure menée uniquement sur la Nivelle (Maneux et al., 1999). Leur rôle majeur dans l'export de carbone organique particulaire sera abordé dans le chapitre suivant.

#### ➤ **Variabilité interannuelle versus variabilité spatiale des taux d'érosion nets**

Le Lot, bien que fortement aménagé par de grands barrages en amont, présente un flux spécifique moyen  $\sim 45 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ , sensiblement supérieur à celui observé pour la période 1971/1978 ( $33 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  ; Probst, 1983). De plus, les flux spécifiques du Lot sont compris entre  $8 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  et  $79 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ . La première valeur est similaire à celles de rivières de plaine comme l'Isle tandis que la seconde est identique aux flux spécifiques des petites rivières montagneuses du Sud-Ouest de la France. Se pose alors le problème de la variabilité interannuelle qui peut, dans certains cas, être supérieure à la gamme d'érosion inter-rivières, comme également illustré par la Garonne à la Réole (article #1, **Figure III - 14**). Il s'ensuit la nécessité d'étudier les transferts en MES sur de longues périodes, couvrant différentes conditions hydrologiques.

#### ➤ **Identification de zones émettrices à l'échelle d'un bassin versant**

Les flux de MES obtenus à l'exutoire d'un bassin intègrent l'ensemble des apports provenant de ses affluents. Or, la quasi-totalité du flux peut être émis seulement par un ou plusieurs petits sous-ensembles du bassin, beaucoup plus érosifs. Dans le cas du bassin du Brahmapoutre, un des affluents, drainant 20% de la superficie total du bassin, amènerait 50% du flux quantifié à l'exutoire (Singh et Lanord, 2002). Un des tributaires du Tarn, le Dourdou, est suivi depuis 2002. Le flux de MES estimé entre 2002-2003 est de 45000 t, soit un flux spécifique de  $\sim 130 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  s'il est ramené à la superficie totale du bassin ( $350 \text{ km}^2$ ). Un événement majeur est responsable de ce flux durant cette étude. Lors de cette crue, il s'est avéré que la rivière ne se chargeait pas en MES sur tout son tronçon mais uniquement au passage d'une lithologie particulière : le Permien, correspondant aux **Rougiers de Camarès** et représentant 40% du bassin (**Figure III - 48**). Ainsi, le flux spécifique rapporté à la superficie du **Permien** s'élèverait à  $310 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ , soulignant l'effet de la lithologie drainée sur les valeurs des taux d'érosion.

Une étude plus précise sur la répartition spatiale des taux d'érosion nets a été menée sur le bassin du Riou Mort (cf. chapitre 5). La cartographie de l'érosion de ce bassin montre des taux fortement contrastés, compris entre  $57 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  et  $360 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ , pour un flux spécifique « intégrateur » à l'exutoire de  $170 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ . Les taux d'érosion seraient dépendants des formations géologiques drainées et pourraient être accentués par une pression anthropique favorisant les processus d'érosion (e.g. réhabilitation d'une mine à ciel ouvert).

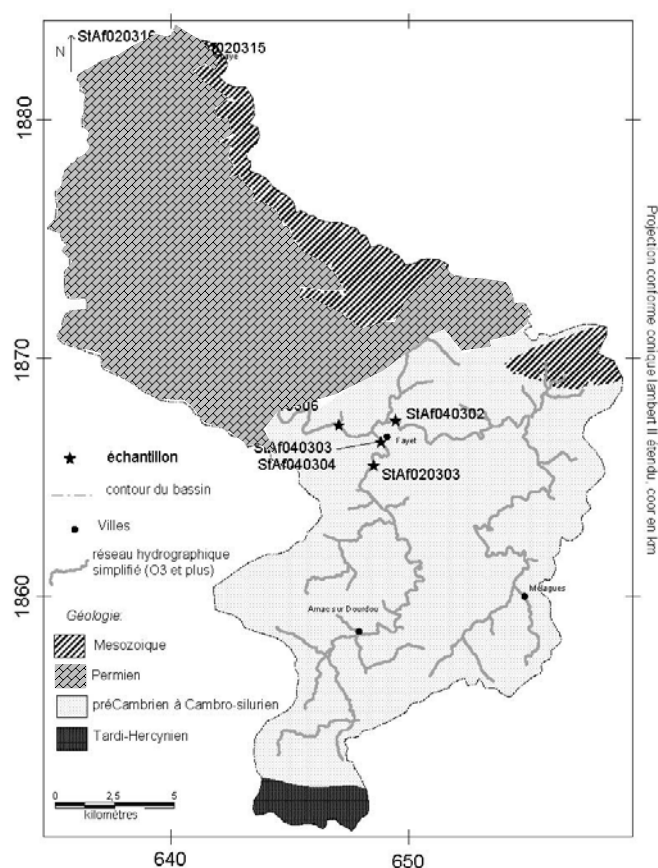


Figure III - 48 : Carte géologique simplifiée du bassin du Dourdou Amont (d'après Aude et al., 2004) sur laquelle est localisée la formation permienne des Rougiers de Camarès.



Figure III - 49 : Photographie des Rougiers de Camarès.

De telles hétérogénéités spatiales des flux spécifiques sembleraient se retrouver sur le bassin des Gaves Réunis. La station de Peyrehorade intègre les apports du Gave de Pau et du Gave d'Oloron. Le même taux d'érosion net est alors attribué à l'intégralité du bassin sans distinction entre les deux sous-bassins. L'analyse des rapports entre les débits journaliers du Gave de Pau et ceux du Gave d'Oloron, en 2003, montre que le Gave de Pau est prépondérant lors des étiages ; à l'inverse, les apports d'eau provenant du Gave d'Oloron deviennent majoritaires en périodes de crues (**Figure III - 50A**). Les concentrations les plus élevées en MES sont observées durant les crues lors de la prépondérance des débits du Gave d'Oloron (**Figure III - 50B**). Aucune concentration (hors exception) ne dépasse 35 mg.l<sup>-1</sup> tant que le rapport des débits reste supérieur à 1. Un tel résultat pourrait indiquer que le taux d'érosion du Gave d'Oloron est supérieur à celui du Gave de Pau.

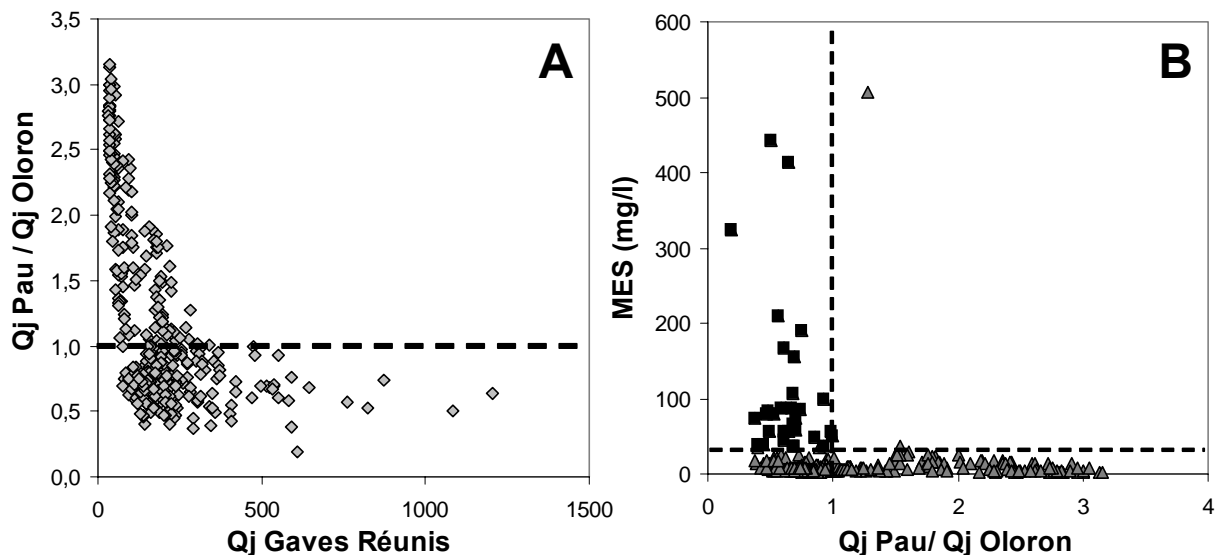


Figure III - 50 : Rapport entre les débits journaliers sur les Gaves de Pau et d'Oloron en fonction des débits journaliers des Gaves Réunis (à gauche) ; Relation entre les concentrations en MES en fonction du rapport des débits journaliers des Gaves de Pau et d'Oloron.



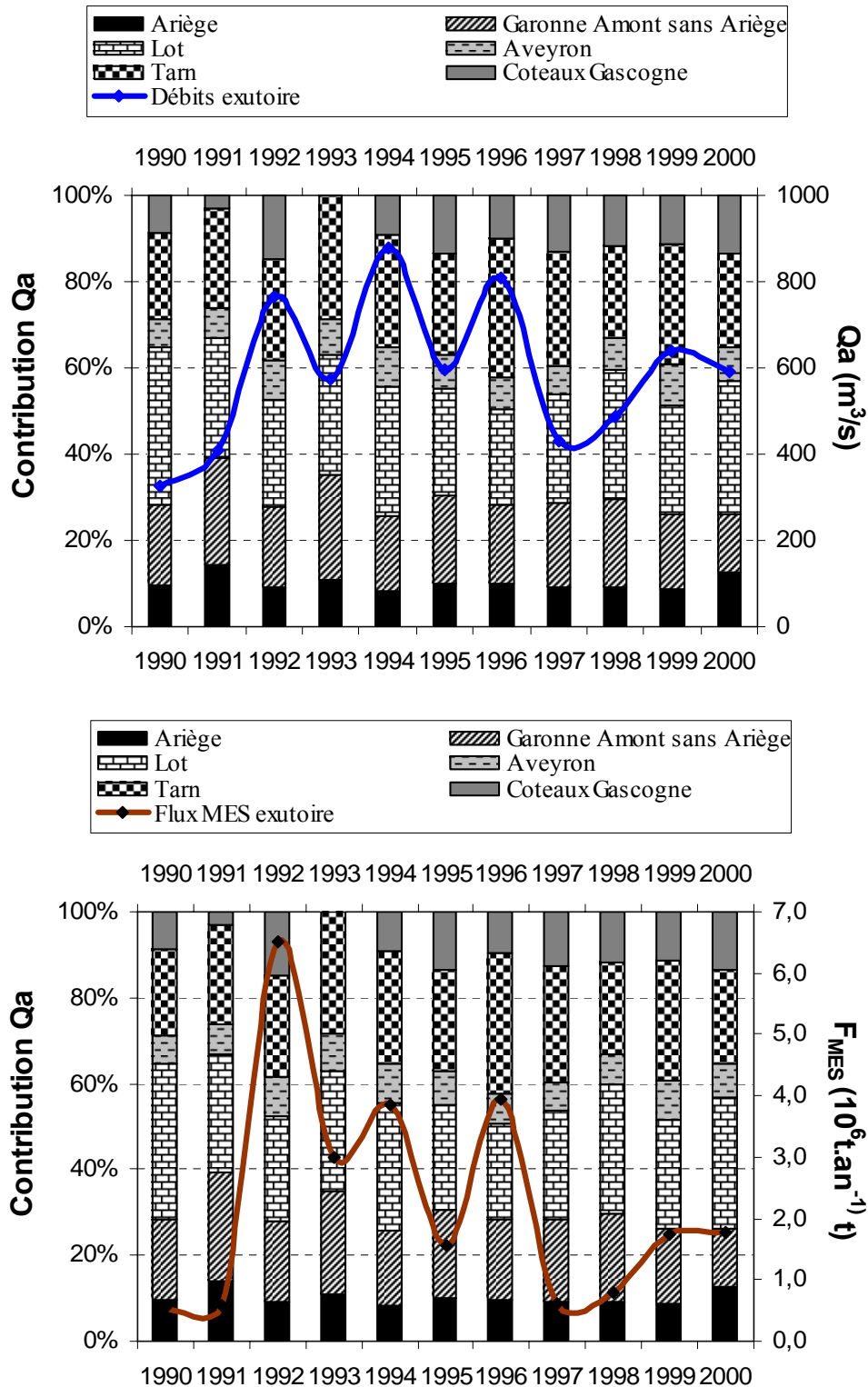


Figure III - 51 : Contributions des débits annuels des principaux tributaires aux débits annuels de la Garonne à la Réole ; les débits annuels (en haut ; données Diren Midi-Pyrénées) et les flux annuels de MES (en bas) de la Garonne à La Réole sont également indiqués sous la forme de courbe.

## IV.2. CONTRIBUTION DES PRINCIPAUX TRIBUTAIRES DU BASSIN VERSANT DE LA GARONNE

Les flux de MES mesurés à l'exutoire d'un bassin peuvent provenir de zones sources restreintes, drainées par un ou plusieurs affluents. L'analyse, à l'échelle de la Garonne (représentative de bassin versant d'échelle moyenne à grande), de la contribution de ses principaux affluents aux apports en MES, permet de localiser des bassins qui présenteraient une érosion supérieure. Cette analyse est effectuée à différentes échelles de temps : échelle pluriannuelle, échelle annuelle et lors d'événements de crue.

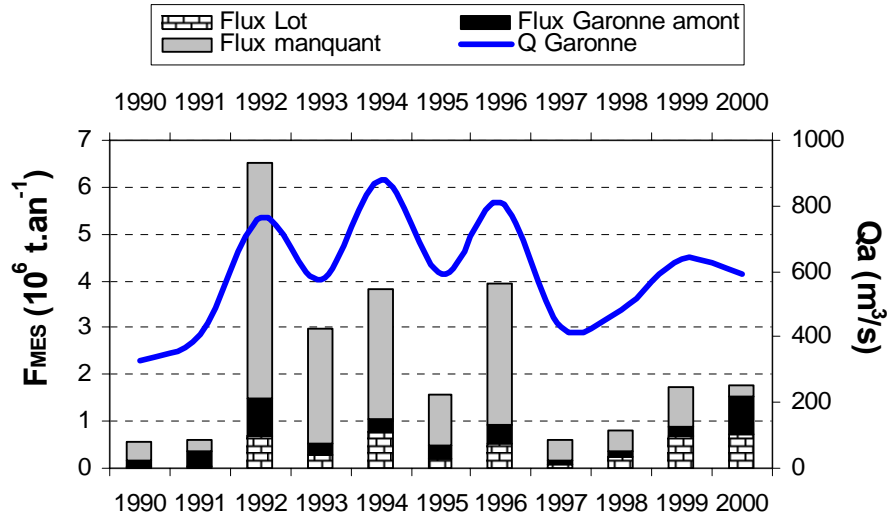
### IV.2.1. Contribution pluriannuelle des flux en MES

La contribution des tributaires majeurs de la Garonne aux flux annuels de MES estimés à La Réole a été analysée sur la période 1990-2000. Une synthèse a été effectuée sur la répartition des débits annuels enregistrés à la Réole entre ses tributaires principaux : Ariège, Garonne Amont (Ariège exclu), Aveyron, Tarn et Coteaux de Gascogne (déterminé à partir de l'extrapolation des débits annuels de la Baïse) et Lot (**Figure III - 51**). Cette répartition hydrique montre de légères différences dans la contribution des affluents aux débits liquides en fonction des années (**Figure III - 51**). Les débits annuels (en haut) et les flux annuels en MES (en bas) de la Garonne à la Réole ont été superposés à cette répartition hydrique et montrent de fortes variations annuelles (**Figure III - 51**).

Plusieurs informations sont disponibles concernant les flux annuels en MES ; les flux annuels de la Garonne à la Réole et du Lot à Temple sont connus sur la période concernée (Schäfer et al., 2002 ; Audry et al., 2004a), de même que ceux de la Garonne Amont à Portet (Probst et al., 2005). Par simplification, la Garonne Amont à Portet (débit interannuel :  $192 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) est considérée comme, plus ou moins, représentative de la Garonne Amont avant la confluence avec le Tarn et l'Aveyron (débit interannuel :  $199 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Par cette association, nous excluons la Save, qui est par contre incluse dans les Coteaux de Gascogne.

La contribution des deux principaux tributaires aux flux de MES de l'exutoire de la Garonne peut être quantifiée. La différence entre les valeurs à la Réole et celles du Lot et de la Garonne Amont est appelée « Flux manquant » (**Figure III - 52**). Il apparaît que les deux affluents, Garonne Amont et Lot, sont loin d'expliquer à eux seuls les flux en MES à la Réole, et ce, essentiellement lors des années à forts transferts en MES. De tels écarts ne paraissent pas attribuables à des erreurs d'estimation de flux. En effet, les « flux manquants » semblent corrélés aux débits annuels « manquants » (i.e. correspondant à la différence entre les débits

annuels à la Réole et ceux des deux affluents ; **Figure III - 53**). Ainsi, la zone correspondant au bassin de la Garonne drainée par l’Aveyron, le Tarn et les Coteaux de Gascogne serait responsable de plus de 70% du flux annuel en MES de la Garonne en 1990 et entre 1992 et 1997 (**Figure III - 52**).



**Figure III - 52 : Distribution des flux annuels en MES ; les flux manquants correspondent à la différence entre les flux mesurés à la Réole et la somme de ceux du Lot à Temple (Audry et al., 2004a) et de la Garonne Amont (Probst et al., 2005).**

Les Coteaux de Gascogne sont caractérisés par des débits équivalents ( $\sim 75 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) en 1994, 1995 et 1996 ; ils ne peuvent alors expliquer les fortes différences dans les flux manquants (facteur 3 entre le flux de 1994 et celui de 1995). Il est par contre probable qu’ils contribuent significativement aux flux en MES au regard des flux mesurés sur la Baïse (**Tableau III - 11**).

La mise en évidence d’une corrélation entre les flux annuels en MES manquants et les débits annuels du Tarn suggérerait que le Tarn puisse, à lui seul, expliquer une part importante du « flux manquant ». Les flux annuels calculés à partir des valeurs de débits et MES mesurées sur le Tarn en 1995/1996 (Maneux, 1998) et en 2003 se superposent à la courbe de régression (**Figure III - 53**). Cette courbe de régression pourrait être une première esquisse de la « modélisation » de type T6 (**III.3.3 p. 213**) pour le Tarn, illustrant sa forte variabilité interannuelle, au même titre que la Garonne (**Figure III - 42**) ou le Lot (**Figure III - 45**). Seule la valeur de l’année 1992 semble problématique : les conditions hydrologiques précédant cette année peuvent être une explication. En effet, l’année 1992 est précédée de plusieurs années sèches induisant de forts transferts en MES par la suite en raison d’une érosion plus importante sur des sols fragilisés. **Si cette relation venait à être confirmée, elle indiquerait que le bassin du Tarn est la principale source de MES de la Garonne et de l’Estuaire de la Gironde.**

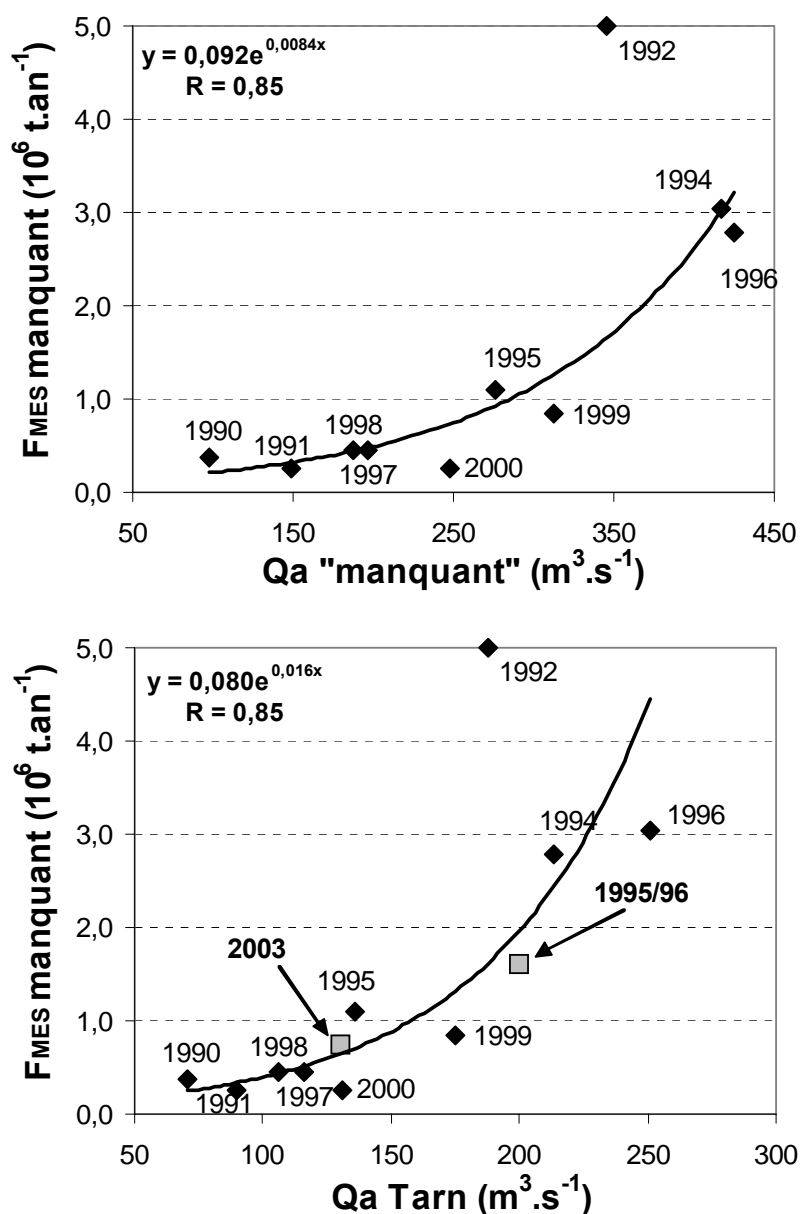


Figure III - 53 : Relation entre les flux annuels « manquants » et les débits annuels « manquants » (en haut) et entre les flux annuels « manquants » et les débits annuels du Tarn (en bas) ; les flux annuels mesurés entre 1995/1996 à Moissac auquel est soustrait celui de l'Aveyron (Maneux, 1998) et en 2003 sur le Tarn sont indiqués (carrés gris).

### **IV.2.2. Contribution annuelle des flux en MES**

Les bilans annuels de tous les principaux tributaires du système Garonne ont été déterminés pour l'année 2003 : 590 000 t pour le Lot, 780 000 t pour le Tarn, 150 000 t pour l'Aveyron, entre 500 000 et 900 000<sup>5</sup> t pour la Garonne Amont à Castelsarrasin et 125 000 t pour la Baïse. L'analyse de la contribution des principaux tributaires au flux annuel en MES doit s'effectuer en deux temps : (i) le flux de la Baïse est extrapolé à la superficie totale représentant les rivières des Coteaux de Gascogne, (ii) il est également nécessaire de calculer les flux de la Gimone, de la Save et du Girou à partir de celui de la Baïse et de les retrancher à la Garonne Amont car ces rivières sont incluses dans les bilans établis à Castelsarrasin. Ainsi, le flux annuel de la Garonne Amont *sensu stricto* serait ramené entre 270 000 et 670 000 t. Les contributions des affluents au flux annuel en MES sont étudiées en utilisant un flux moyen (~500 000 t) pour la Garonne Amont *sensu stricto*, tout en indiquant la valeur minimum et maximum pour tenir compte de cette incertitude.

La somme des flux annuels des différents tributaires ( $2\,700\,000 \pm 250\,000$  t) est en accord avec le flux annuel déterminé pour la Garonne à La Réole (2 600 000 t). Ces estimations paraissent très satisfaisantes compte tenu des conditions exceptionnelles de l'année 2003. La répartition du flux annuel de la Réole en fonction des tributaires met en évidence le fort transfert annuel en MES du Tarn (~30%) et des Coteaux de Gascogne (~20% ; contribution moyenne annuelle des débits de 11%). Les apports du Lot et de la Garonne Amont sont équivalents (~20%). A l'inverse, l'Aveyron contribue peu (6%) au bilan annuel.

### **IV.2.3. Contribution des flux lors de deux événements de crue**

En complément de l'analyse de la contribution annuelle des principaux tributaires de la Garonne durant l'année 2003, nous nous sommes intéressés à la contribution de ces mêmes affluents lors de deux événements de crues contrastés. En effet, comme nous l'avons déjà souligné, l'année 2003 a été caractérisée par un fort étiage et par deux événements de crues majeurs dont l'origine des précipitations était différente (cf. Chap. II). Ces deux événements de crues sont responsables d'une exportation à l'exutoire de la Garonne (la Réole) de 1 800 000 t de MES, correspondant à 70 % du flux annuel de MES de l'année 2003. Le flux de ces deux crues est trois fois supérieur à celui d'une année sèche (e.g. 610 000 t en 1997).

---

<sup>5</sup> : Gamme de valeur basée sur l'utilisation de régression (Annexe) en raison de la submersion du préleveur automatique lors de la crue de février 2003.

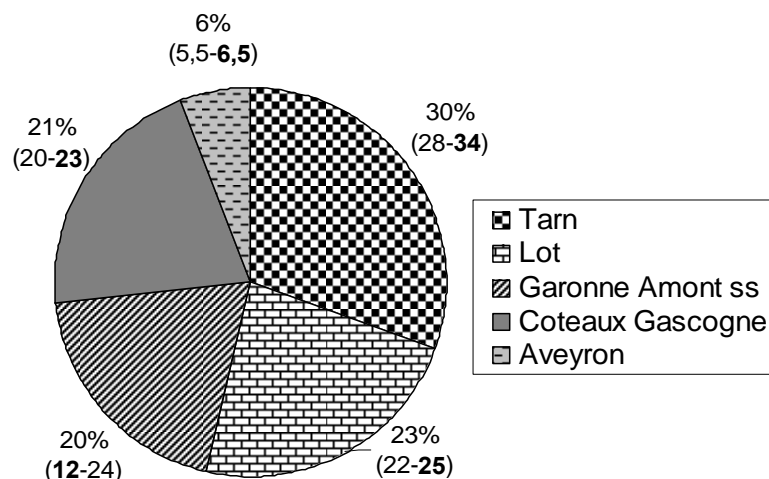


Figure III - 54 : Répartition des flux annuels en MES des principaux affluents de la Garonne en 2003 ; les valeurs entre parenthèses tiennent compte de l'incertitude sur le flux annuel sur la Garonne Amont *sensu stricto* – les valeurs en gras correspondent à la valeur minimale du flux annuel.

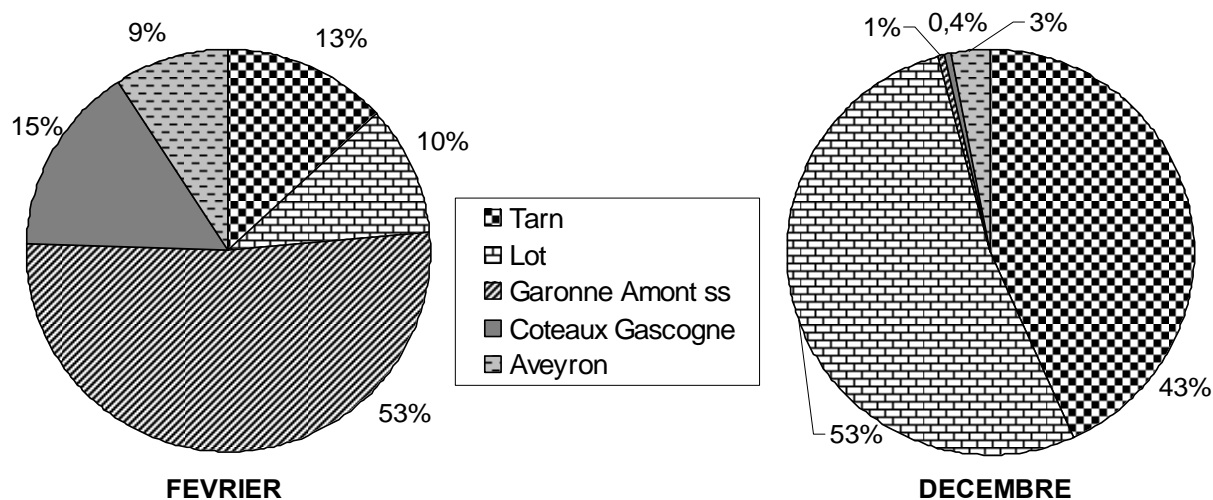


Figure III - 55 : Répartition des flux annuels en MES des principaux affluents de la Garonne en 2003 lors de la crue de février et décembre 2003.

#### ➤ Confirmation du flux en MES de la Garonne Amont

Le flux de MES de la Garonne amont en 2003 est donnée sous la forme de gammes de valeurs, 500 000 et 900 000 t, déterminées à partir de régressions (Annexe en fin de chapitre) en raison de la submersion du préleveur lors de la crue de février 2003. Or, la crue de février est l'événement majeur de la Garonne amont en 2003. Le reste de l'année a été correctement échantillonné et contribuerait pour moins de 150 000 t. Des mesures ont été effectuées sur la Garonne à la Magistère (juste en amont de la confluence avec la Baïse) lors de la crue de février 2003 ; en retranchant les flux du Tarn, de l'Aveyron et des rivières des Coteaux de Gascogne incluses, il est possible d'avoir une estimation du flux de la Garonne amont à Castelsarrasin (~650 000 t) et de la Garonne Amont *sensu stricto* (~570 000 t). Ces valeurs tendraient à confirmer la valeur haute annoncée pour le flux annuel de la Garonne Amont.

#### ➤ Répartition des flux de MES et localisation des précipitations lors des crues

La contribution des différents affluents aux flux en MES du bassin de la Garonne est très différente d'une crue à l'autre en raison de la localisation des précipitations sur le bassin. En février, le flux total en MES des différents affluents est essentiellement attribué à la Garonne Amont *sensu stricto* (**Figure III - 55**). A l'inverse, en décembre 2003, alors que l'événement de crue à la Réole est comparable en intensité et en durée à celui de février, le flux total des affluents provient du Lot et du Tarn, imputé aux précipitations localisées essentiellement sur le Massif Central (**Figure III - 55**).

Ces deux événements mettent en évidence des contributions différentes des affluents, inhérentes aux conditions météorologiques locales. Cette observation illustre alors toute la difficulté pour traduire les courbes de régression reliant les concentrations en MES de la Garonne à la Réole. En effet, pour des événements de crue identiques, des bassins aux caractéristiques différentes peuvent contribuer à des flux similaires. Ceci peut expliquer les gammes observées des valeurs de coefficients  $a$  et  $b$  (**Tableau III - 7** ; **Tableau III - 8**). Il est donc nécessaire de tenir compte des conditions météorologiques pour mieux cerner la variabilité de l'ajustement des courbes de régression et de leurs coefficients. Nous verrons dans le chapitre 5 que le contexte météorologique local a également un impact sur la signature géochimique des MES et les bilans de flux métalliques.

## **V. FACTEURS DE CONTROLE DE L'ÉROSION**

Les données de flux en MES acquises, à partir de haute résolution temporelle, en une vingtaine de sites ont permis de compléter les connaissances sur les taux spécifiques d'érosion à l'échelle des bassins du Sud-Ouest de la France (Probst, 1983 ; Brunet et al., 1994 ; Maneux, 1998). Les forts contrastes des taux spécifiques d'érosion peuvent être attribués à des paramètres environnementaux (climat, géomorphologie, lithologie) et/ou anthropiques (occupation du sol, aménagement fluvial). Toutefois, les mesures effectuées sur des bassins de grande dimension, permettent difficilement de déconvoluer les effets des divers paramètres (Maneux, 1998). L'objectif de cette partie est de se placer à une échelle suffisamment petite pour pouvoir faire le lien entre la dynamique du bassin (caractéristiques et intensité des processus d'érosion) et les facteurs du milieu. Cette étude menée à une échelle locale sur deux bassins versants pyrénéens, la Nive des Aldudes et la Nive d'Arnéguy, a permis de mieux cerner le fonctionnement des bassins versants en milieu tempéré.

En préambule à cette étude, une analyse des variations spatiales des flux à l'échelle régionale a été réalisée pour identifier les facteurs déterminant l'intensité des processus d'érosion à l'échelle du Sud-Ouest de la France.

### **V.1. ETUDE A L'ECHELLE REGIONALE**

Au niveau régional et mondial, les modèles de prédiction des taux spécifiques d'érosion des surfaces continentales prennent en compte des facteurs pouvant être de type géomorphologique, pédologique, climatique et anthropique, dont nous avons donné quelques exemples dans le premier chapitre (e.g. Anhert, 1970 ; Fournier et al., 1949 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Ludwig et Probst, 1998 ; Maneux, 1998 ; Syvitski et al., 2003).

L'étude au niveau du Sud-Ouest de la France a été restreinte car, malgré des taux d'érosion nets contrastés des bassins étudiés la variabilité interannuelle d'un site donné peut recouvrir la gamme de variabilité spatiale. La variabilité interannuelle n'est pas limitée au Sud-Ouest de la France et existe sur les rivières « mondiales » avec une amplitude plus ou moins importante. Toutefois, les taux d'érosion extrêmes à l'échelle globale permettent d'observer des tendances. La modélisation des flux du Sud-Ouest de la France, à partir des paramètres environnementaux, nécessiterait des taux d'érosion nets moyen couvrant différentes situations hydrologiques pour tous nos sites. Une analyse des facteurs de contrôle à l'échelle régionale a cependant permis d'expliquer les grandes tendances dans la répartition spatiale des taux d'érosion (Maneux, 1998).



Une analyse en composantes principales (ACP) (Saporta, 1990 ; Grolier et Riss, 1997) a été réalisée à partir des valeurs des taux spécifiques d'érosion moyens ( $Y_{MES}$ ) associées à toutes les variables à notre disposition : densité de drainage, élévation maximale et minimale du bassin, indice de protection du sol, érodibilité du sol, pente et taille du bassin, pluviométrie et débits spécifiques moyens annuels correspondant à la période du suivi. L'ACP a pour but de représenter les variables et individus dans un nouveau repère dont les axes (F1, F2,...) sont calculés à partir des valeurs propres et vecteurs propres de la matrice des corrélations. Ces nouveaux axes représentent de nouvelles variables indépendantes les unes des autres. Dans un premier temps, la projection des anciennes variables est effectuée dans ce nouveau repère afin d'étudier les éventuelles corrélations existantes. Dans un second temps, les individus sont projetés afin d'analyser également les éventuelles corrélations. On peut alors analyser les deux graphiques précédents simultanément. Le Tarn, contribuant trop à la variance totale, a été supprimé dans un premier temps et n'a pas participé aux calculs. Il pourra être replacé dans ce nouveau repère. A partir des données exposées précédemment (**Tableau III - 11**), nous disposons de  $n$  individus correspondant aux différentes rivières formant un nuage de points représentés dans un repère à  $k$  variables (e.g. caractéristiques géomorphologiques, climatiques, taux d'érosion). Les corrélations entre les différentes variables s'analysent au travers du cercle des corrélations (plan F1-F2 ; **Figure III - 56**).

La projection des variables dans le plan F1-F2 (64% de variance absorbée) montre une corrélation positive modérée des taux spécifiques d'érosion ( $Y_{MES}$ ) avec la pluviométrie moyenne annuelle (Pluv ;  $r=0,47$ ) et les débits spécifiques (Qa ;  $r=0,51$ ) et de façon moindre avec la pente hydraulique (Shyd ;  $r=0,36$ ), les coefficients de drainage (CoefD ;  $r=0,41$  ; non observable sur le cercle de corrélation des variables dans le plan F1-F2 mais issu de la lecture de la matrice des corrélations) et le pourcentage de forte érodibilité des sols (Ero ;  $r=0,25$  ; données INRA); A l'inverse, les forts taux spécifiques d'érosion apparaissent (faiblement) négativement corrélés à la superficie des bassins versants ( $r=-0,16$ ).

L'analyse couplée de l'espace des variables et des individus semble indiquer que les forts coefficients de drainage caractérisent les rivières des Coteaux de Gascogne à l'instar de la Baïse alors que la Nive à Ustaritz, la Nivelles et les Gaves Réunis se distinguent des autres rivières par des valeurs élevées de débits spécifiques annuels, la pluviométrie moyenne annuelle et la pente hydraulique (**Figure III - 56**). Le Tarn se place en position intermédiaire entre ces deux typologies de bassins (**Figure III - 56**).

Il est à noter cependant que certaines de ces variables sont fortement liées ; ainsi, à titre d'exemple, la pluviométrie conditionne les débits et la pente hydraulique est influencée par la géomorphologie. De la même manière, les coefficients de drainage sont le résultat de l'interaction de paramètres lithologique, climatique et géologique.

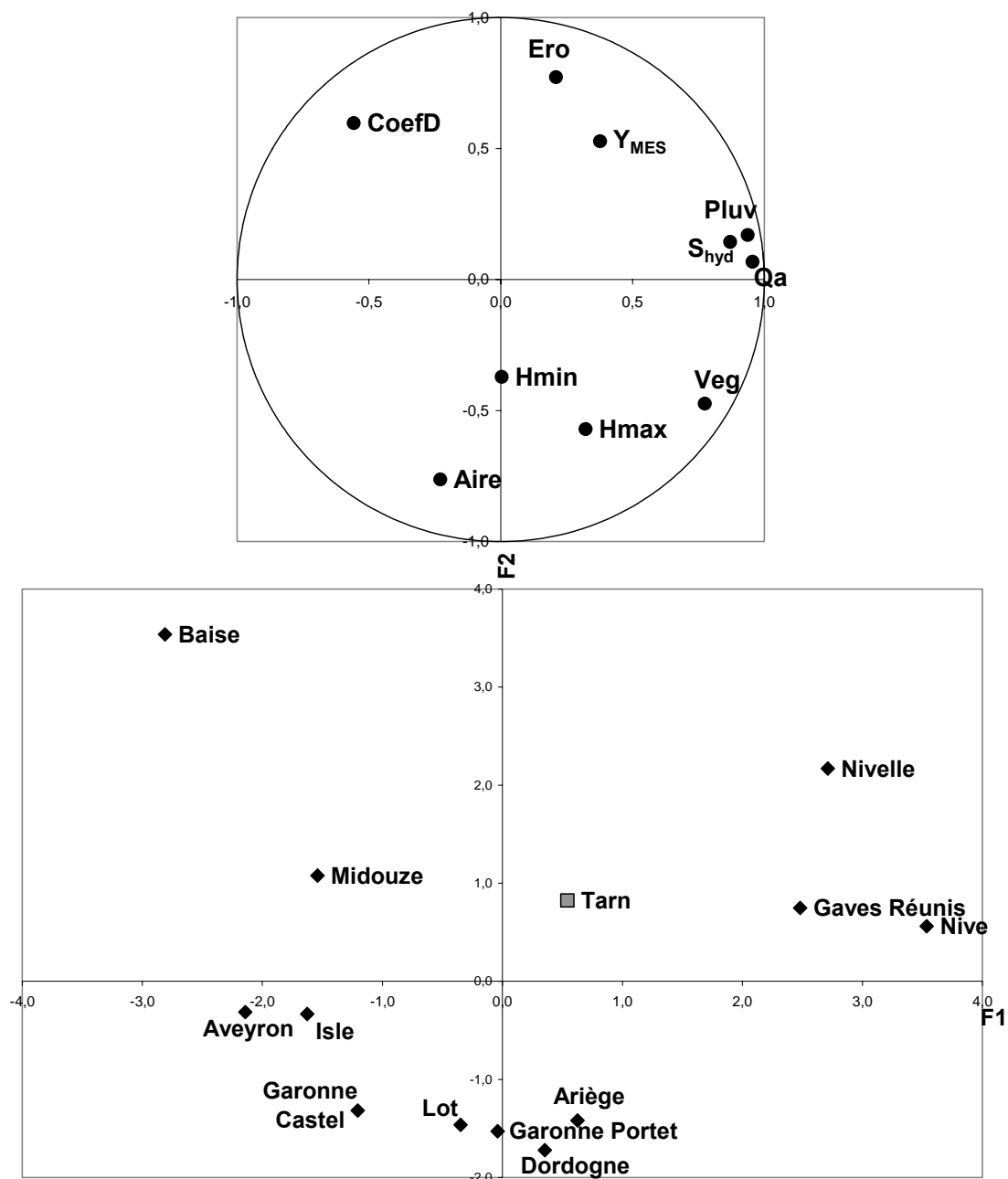


Figure III - 56 : Cercle de corrélation des variables et espace des individus. Notation des variables – YMES, taux spécifiques d'érosion en t/km<sup>2</sup>/an ; Ero, pourcentage de superficie du bassin présentant une forte érodibilité du sol (Maneux, 1998) ; CoefD : coefficient de drainage en km<sup>2</sup>/km<sup>2</sup> ; Veg : pourcentage de surface du bassin dont le sol est non protégé par la végétation ; Pluv : pluviométrie moyenne annuelle (61-90) du bassin en mm/an ; Hmin et Hmax : altitude minimale et maximale du réseau hydrographique. Qa : débit spécifique moyen annuel en l/s/km<sup>2</sup> du bassin durant la période de mesure des flux en MES ; Shyd : pente hydraulique moyenne en % ; Aire : superficie du bassin en km<sup>2</sup>.

#### **En résumé-**

Une analyse des facteurs de contrôle de l'érosion a été menée à partir des connaissances actuelles des flux annuels en MES sur les rivières du Sud-Ouest de la France, représentatives de rivières mondiales en zone tempérée. Il ressort de cette analyse que les taux d'érosion nets à l'échelle régionale peuvent être en partie positivement corrélés avec les débits annuels spécifiques ( $\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ ) et la pluviométrie pour une typologie de bassin correspondant aux bassins montagneux des Pyrénées et avec le coefficient de drainage (dépendant de la lithologie) pour les bassins des Coteaux de Gascogne représentés par la Baïse. Les taux spécifiques d'érosion ne seraient que faiblement négativement corrélés avec l'indice de protection du sol (par une végétation herbacée et/ou arbustive, par des forêts ou des prairies). Les modèles prédictifs des taux d'érosion devront intégrer également dans le futur deux autres paramètres mis en évidence lors de l'analyse des courbes de transport sédimentaire. Ces deux paramètres devront être définis pour rendre compte de la notion de stock disponible (une année peut être caractérisée par des exports exceptionnels après une longue période déficitaire ; Schäfer et al., 2002) et de la gestion des crues.

## **V.2. ETUDE A L'ECHELLE LOCALE**

### **V.2.1. Implication de cette étude**

Les flux spécifiques de MES ( $72-80 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ) de la Nive des Aldudes et la Nive d'Arnéguy, en 2002 et 2003, témoignent de forts taux d'exportation bien que la période corresponde à deux années sèches. Les taux d'exportation de ces petites rivières pyrénéennes sont venus confirmer les travaux récemment menés sur ces systèmes mettant en évidence que des petits bassins montagneux, tel celui de la Nivelle ( $238 \text{ km}^2$ ), exportent des charges spécifiques de l'ordre de  $75 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  et pouvant même dépasser  $300 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  pour les rivières du Pays Basque espagnol (Maneux et al., 1999, Uriarte 1992). La comparaison avec la charge spécifique exportée par l'Adour ( $\sim 30 \text{ t/km}^2/\text{an}$ ) montre que la production de matières est forte sur les versants montagneux. L'évaluation précise des transports des matériaux provenant de ces systèmes est donc nécessaire pour établir des bilans corrects du transfert de matières des continents vers les océans.

Des études doivent être menées pour comprendre quels sont les facteurs principaux qui contrôlent cette érosion efficace au niveau des bassins versants montagneux. Cette connaissance est en effet un préalable indispensable pour envisager l'étude de la sensibilité des systèmes naturels aux variations des conditions du milieu et aux éventuels forçages anthropiques.

L'érosion hydrique résulte de l'action conjointe (cf. Chap. I) de la pluie et du ruissellement variant en fonction de paramètres tels que la lithologie ou la topographie et peut être amplifiée par les activités humaines. Une étude a été menée pour déterminer l'origine des émissions de MES en prenant l'exemple de deux bassins versants montagneux, la Nive des Aldudes et la Nive d'Arnéguy. Ces deux sous-bassins de l'hydrosystème Nive présentent des caractéristiques climatiques et géologiques voisines et diffèrent par leur niveau d'anthropisation : la Nive des Aldudes serait plus fortement anthropisée du fait d'une intense activité pastorale et piscicole, à l'inverse de la Nive d'Arnéguy, qui constituerait alors un niveau « naturel » de référence. Cette étude, portant sur les « relations entre qualité du substrat, flux de matières et activités humaines », a nécessité une démarche pluridisciplinaire regroupant deux autres équipes, l'ITEM (Identité et Territoire des Elites Méridionales) et le Laboratoire de Géodynamique – Département Sciences de la Terre, de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour.

## V.2.2. Description hydrologique des sites de recherche

Le régime hydrologique de la Nive des Aldudes et de la Nive d'Arnéguy est de type pluvio-nival avec : (i) l'existence de deux périodes de hautes eaux situées, pour l'une, en hiver et, pour l'autre, en avril mais bien moins marquée et (ii) une période d'étiage en été, comme nous pouvons l'observer sur la courbe des débits pluriannuels (**Figure III - 8**). La fonte précoce des neiges n'alimente pas longtemps les cours d'eau (Carruesco, 1971) et la montée des débits en avril est principalement liée aux pluies printanières.

Le débit annuel moyen calculé sur la période (1920-2003) est de  $7,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour la Nive des Aldudes, et est évalué (par rapport de surface entre les deux bassins) à  $4,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour la Nive d'Arnéguy à Uhart-Cize. Lors de crues d'hiver ou d'orages violents causant des crues éclair, les débits instantanés peuvent atteindre  $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . En comparant les débits mensuels pluriannuels et les débits mensuels de la Nive des Aldudes en 2002, nous pouvons constater un fort déficit en eau jusqu'en Novembre, hormis le mois d'Août (**Figure III - 57**). Le débit annuel de 2002 est déficitaire de plus de 15% par rapport à la moyenne interannuelle, ce qui devrait influencer fortement sur les variations temporelles des flux (**Figure III - 57**).

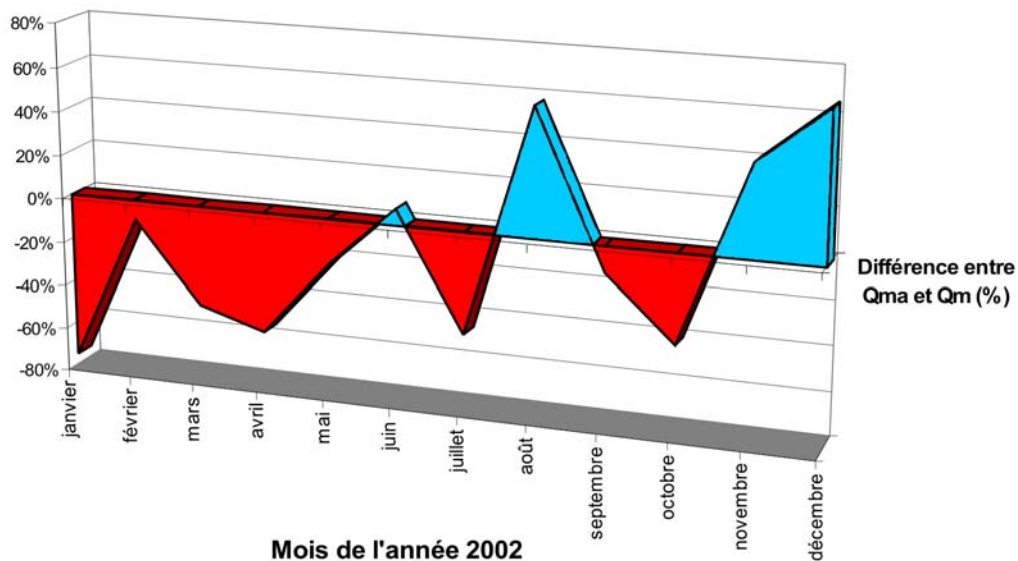


Figure III - 57 : Situation hydrologique de la Nive des Aldudes en 2002 - Comparaison entre les débits mensuels 2002 et débits mensuels pluriannuels (1920-2003).

## V.2.3. Analyse géomorphologique des sites de recherche

### V.2.3.1. Présentation générale des bassins

La nature des sols et leur perméabilité influent de façon importante sur le régime des cours d'eau. Dans le secteur d'étude, les Nives d'Arnéguy et des Aldudes serpentent dans les formations essentiellement du Primaire et Secondaire des Massifs Basques (**Figure III - 58**).

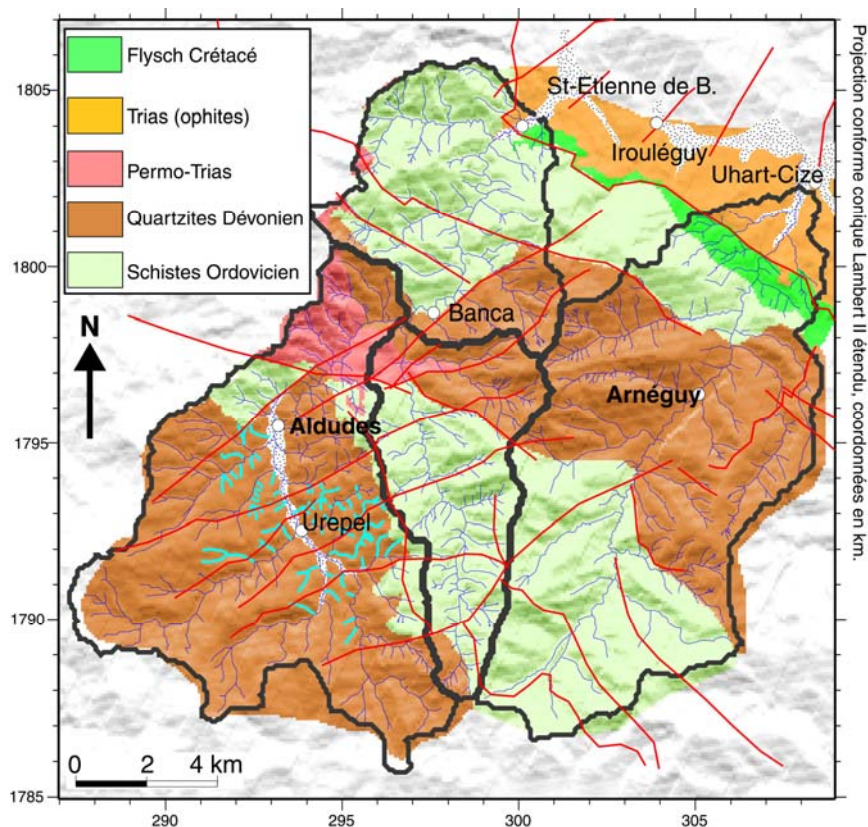


Figure III - 58 : Carte géologique simplifiée des deux bassins versants retenus dans nos analyses. Le réseau hydrographique est figuré en bleu. Les traits rouges correspondent aux failles principales.

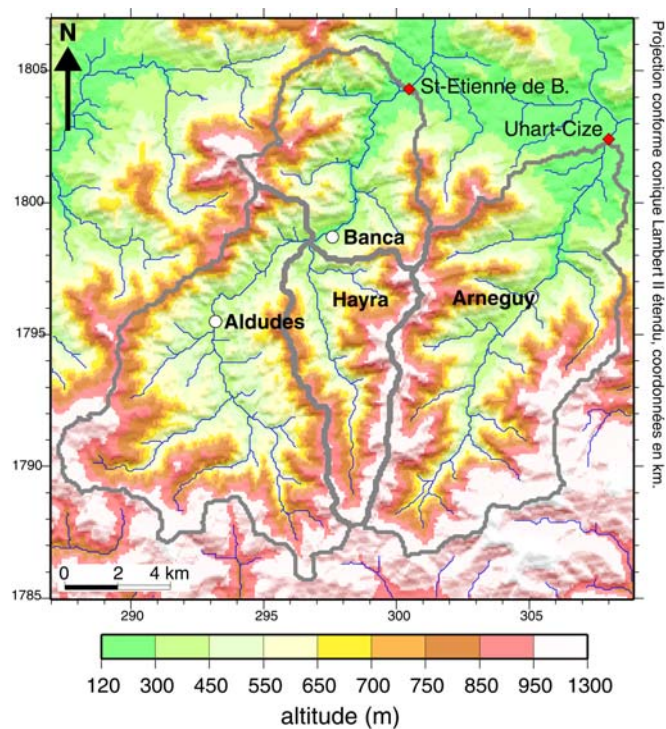


Figure III - 59 : Carte topographique de la zone d'étude. Le réseau hydrographique est simplifié aux rivières les plus importantes. Les traits gris épais délimitent les 3 sous bassins des Aldudes et le bassin d'Arnéguy.

Les schistes, quartzites et conglomérats se comportent en roches imperméables où l'eau ne peut s'infiltrer qu'au bénéfice de fissures, et ce, uniquement à une profondeur limitée. L'imperméabilité favorise alors le ruissellement immédiat. Le fait que les deux rivières drainent des formations géologiques comparables permet de comparer les flux de MES de ces rivières et de rechercher les relations existantes avec les facteurs de contrôle naturels (tectonique, lithologie, climat) et/ou avec les activités humaines menées sur ces bassins. Les deux sites de prélèvement (exutoire) des bassins ont été choisis à Saint Etienne de Baïgorry et Uhart-Cize de façon à avoir des altitudes comparables (**Figure III - 59**).

La Nive des Aldudes (ordre 5 ; Strahler, 1952), d'orientation SE-NO en amont puis SO-NE jusqu'à Saint Etienne de Baïgorry, présente une superficie totale de 154 km<sup>2</sup>. Du point de vue de la topographie, elle peut être subdivisée en trois ensembles (**Figure III - 59**) :

- le sous-bassin des Aldudes d'ordre 5, représenté par un fond plat avec des versants à pentes douces, attribué à une influence glaciaire ;
- le sous-bassin d'Hayra d'ordre 4, dont le bassin est étroit et la vallée incisée avec des versants plus raides ;
- le sous-bassin de Banca, d'ordre 5, aux caractéristiques similaires à celles d'Hayra et correspondant à la partie aval du bassin de la Nive des Aldudes.

Ces deux derniers ensembles seraient caractéristiques de morphologies fluviales avec des profils en V et des terrasses perchées, témoins d'une incision fluviale (**Figure III - 60**).

La Nive d'Arnéguy (ordre 5) dont l'orientation générale est SSO-NNE, jouxte le bassin des Aldudes. A Uhart-Cize où est installée la station automatique, le bassin versant s'étend sur 95 km<sup>2</sup>.



**Figure III - 60 : Photographie de terrasses fluviales perchées – Détail de terrasse fluviale.**

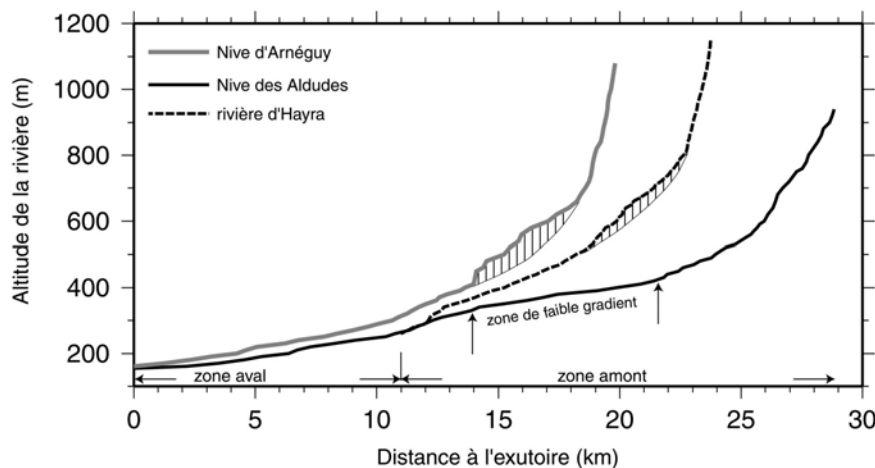
Les caractéristiques morphologiques (superficies, altitudes moyenne, minimale et maximale) du bassin total de la Nive des Aldudes et de ses trois sous-bassins et du bassin de la Nive d'Arnéguy sont présentées dans le **Tableau III - 12**.

**Tableau III - 12 : Caractéristiques morphologiques des bassins étudiés (Hurtrez et al., soumis<sup>6</sup>).**

		surf (km <sup>2</sup> )	Altitude moy. (m)	Altitude min.(m)	Altitude max. (m)
<b>Nive des Aldudes</b>	Bassin total	153.7	673	160	1423
	sous-bassin Aldudes amont	82.3	713	280	1423
	sous-bassin Hayra	32.3	759	280	1244
	sous-bassin Banca	39.1	526	160	1283
<b>Nive d'Arnéguy</b>		95.8	694	165	1493

### V.2.3.2. Profil en long des rivières

La comparaison des profils en long des rivières (**Figure III - 61**) montre que la partie amont de la Nive se caractérise par une zone de faible gradient, secteur où s'accumulent des dépôts fluviaux (entre Les Aldudes et Urepel). En revanche, le long de la rivière d'Hayra et de la Nive d'Arnéguy, les gradients sont plus forts. On peut, de plus, observer des zones où les gradients des rivières s'écartent d'un profil d'équilibre. Dans la mesure où ces zones ne correspondent pas à des variations notables de la lithologie, ni à des variations importantes de surface drainée, ceci suggère que des mouvements verticaux différentiels pourraient exister dans le secteur étudié.



**Figure III - 61 : Profils longitudinaux des Nives d'Arnéguy, des Aldudes et d'Hayra. La distance est calculée le long de la rivière principale et les altitudes repérées sur les cartes de l'IGN au 1/25 000<sup>e</sup>. Les domaines hachurés sous les profils de la rivière d'Hayra et de la Nive d'Arnéguy montrent les zones où ces profils s'écartent d'un profil logarithmique d'équilibre (d'après Hurtrez et al., soumis).**

<sup>6</sup> : J.E Hurtrez, F. Lescure, A. Coynel, R. Sabrier, P. Palu, D. Cussey, H. Etcheber, D. de Bortoli. Geomorphic evolution in the Upper Nive basin (western Pyrénées, France): lithologic, tectonic or/and climatic imprints? (soumis à Geomorphology).



### V.2.3.3. Reliefs moyens des bassins

Une étude morphologique a été menée sur les deux bassins principaux (Nive des Aldudes et Nive d'Arnéguy) afin d'analyser les possibles facteurs influant sur la variabilité de l'érosion dans l'espace. Les sous bassins versants qui constituent la Nive des Aldudes ont été différenciés (Hurtrez et al., soumis) à partir de cartes topographiques au 1/25 000<sup>e</sup> et de modèles numériques de terrain avec une résolution de 50 m (IGN).

Le relief, correspondant à la différence d'altitude sur une surface donnée (Weissel et al., 1994), est un marqueur utilisé pour détecter l'influence de différents processus agissant sur la topographie ; il est donc dépendant de l'échelle d'observation (e.g. Deschaux et Souriau, 1996 ; Hurtrez et al., 1999a). Le relief moyen a été calculé en chacun des bassins et sous-bassins pour une échelle d'observation donnée (**Figure III - 62**). Il ressort de cette étude que (i) le bassin des Aldudes se caractérise par un relief légèrement moins fort que celui de la Nive d'Arnéguy dès lors que l'échelle d'observation est supérieure au kilomètre, (ii) qu'aucune différence significative n'est observée entre les sous-bassins d'Hayra et de Banca, proche du bassin d'Arnéguy et (iii) le relief moyen du sous-bassin Aldudes amont est sensiblement plus faible quelle que soit l'échelle d'observation (**Figure III - 62** ; Hurtrez et al., soumis). Ainsi, le relief moindre des Aldudes en comparaison de celui d'Arnéguy serait à imputer à l'existence d'une zone à relief significativement plus faible dans la partie amont du bassin des Aldudes.

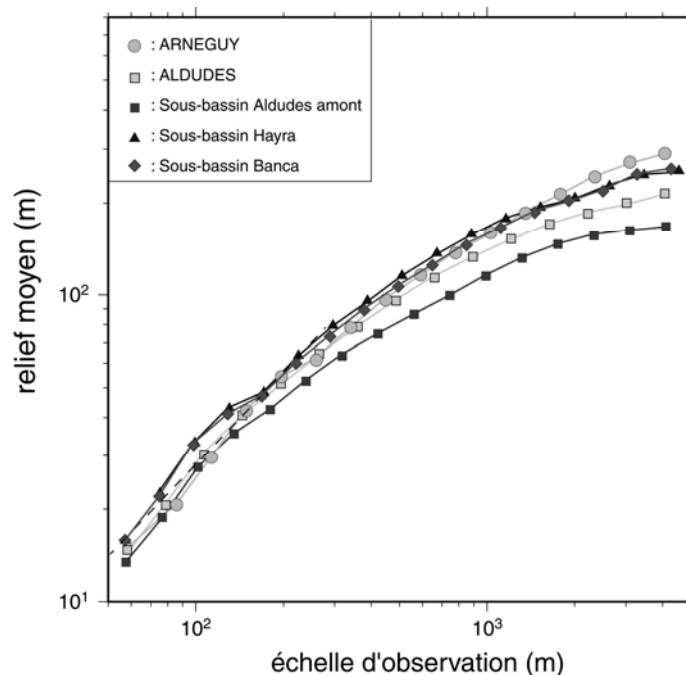


Figure III - 62 : Relief moyen en fonction de la distance.

Compte tenu des relations qui existent entre l'érosion mécanique des terrains et le relief (e.g. Ahnert, 1970), ce résultat suggérerait de forts contrastes d'érosion dans le bassin versant des Aldudes. Les variations constatées de relief ne semblent pas être inhérentes aux différences lithologiques puisqu'elles ne correspondent pas aux limites lithologiques (Hurtrez et al., soumis).

#### **En résumé -**

L'intégralité des résultats de cette étude morphologique fait l'objet d'une publication soumise à *Geomorphology*. L'analyse de la morphologie d'ensemble des bassins montre que des différences bien marquées dans les paysages existent et qu'elles dérivent d'une évolution morphologique sur une période de temps relativement longue (présence de témoins des modifications climatiques du Quaternaire). Dans le secteur des Aldudes amont, l'existence de vallées sèches, à profil en U atteste de l'importance des processus d'érosion en contexte périglaciaire au Quaternaire. Le fait que l'on ne retrouve pas ces morphologies que dans le secteur des Aldudes amont peut être interprété comme le signe d'une évolution tectonique différentielle avec des secteurs soulevés (Hayra, Banca et Arnéguy). Le relief est accentué et les rivières plus fortement incisées dans ces secteurs. A l'inverse, le secteur du sous-bassin Aldudes amont est relativement abaissé ; les rivières sont moins encaissées et le relief reste plus faible. Ceci suggérerait donc un probable contrôle tectonique quaternaire de l'évolution morphologique de la région d'étude. Ce cadre d'évolution doit être pris en compte pour expliquer les variations de transferts de matières dans les rivières.

## **V.2.4. Identification des zones sources en matériaux**

Les matières minérales en suspension dans les cours d'eau proviennent des matériaux issus des versants du bassin. Les zones à risques d'érosion sont celles qui sont potentiellement riches en éléments meubles, formés par désagrégation mécanique et/ou altération chimique des roches du substratum. A partir d'une bonne description des bassins versants (e.g. hydrologie, géomorphologie, occupation des sols), nous avons cherché à définir les zones d'érosion les plus importantes et à connaître la part de la géologie et de l'action anthropique dans la vulnérabilité à l'érosion des versants.

### **V.2.4.1. Détermination des zones sources**

La distribution des processus d'érosion sur le bassin versant a été analysée à partir des figures d'érosion repérées lors de nos missions « terrain » et reportées sur les cartes topographiques de l'IGN au 1/25 000<sup>e</sup> et sur la carte géologique au 1/50 000<sup>e</sup>. Ces éléments ont été intégrés au Système d'Informations Géographiques et ont permis de déterminer les zones de départ et de stockage de matériaux sur le bassin des Aldudes à la suite du DEA de F. Lescure (2003).

L'activité de l'érosion sur le bassin de la Nive des Aldudes revêt différentes formes liées (i) à la déstabilisation des versants (éboulements, colluvions, falaises), (ii) à l'incision de rivières (terrasses perchées), (iii) aux stockages de matériaux (terrasses alluviales, essentiellement localisés dans le sous-bassin Aldudes Amont) et (iv) à l'activité érosive passée (paléo-vallées, Hurtrez et al., soumis). Ceci indique que l'érosion de la Nive des Aldudes est active et contrastée (**Figure III - 63**).

Si la macro-géomorphologie est régie en partie par les grandes structures géologiques qui constituent le substratum du bassin versant, elle ne peut être totalement imputable à celles-ci. En effet, certains traits morphologiques sont liés à la susceptibilité lithologique à l'érosion, basée sur une échelle relative, permettant de classer les roches par rapport aux phénomènes d'altération (Lescure, 2003 ; **Figure III - 64**). Cette carte de sensibilité ne prend en compte ni les sols, ni la couverture végétale pour lesquels nous ne disposons pas d'une cartographie précise, mais constitue une base essentielle pour les diverses études comparatives qui seront menées, par la suite, entre les divers bassins versants.

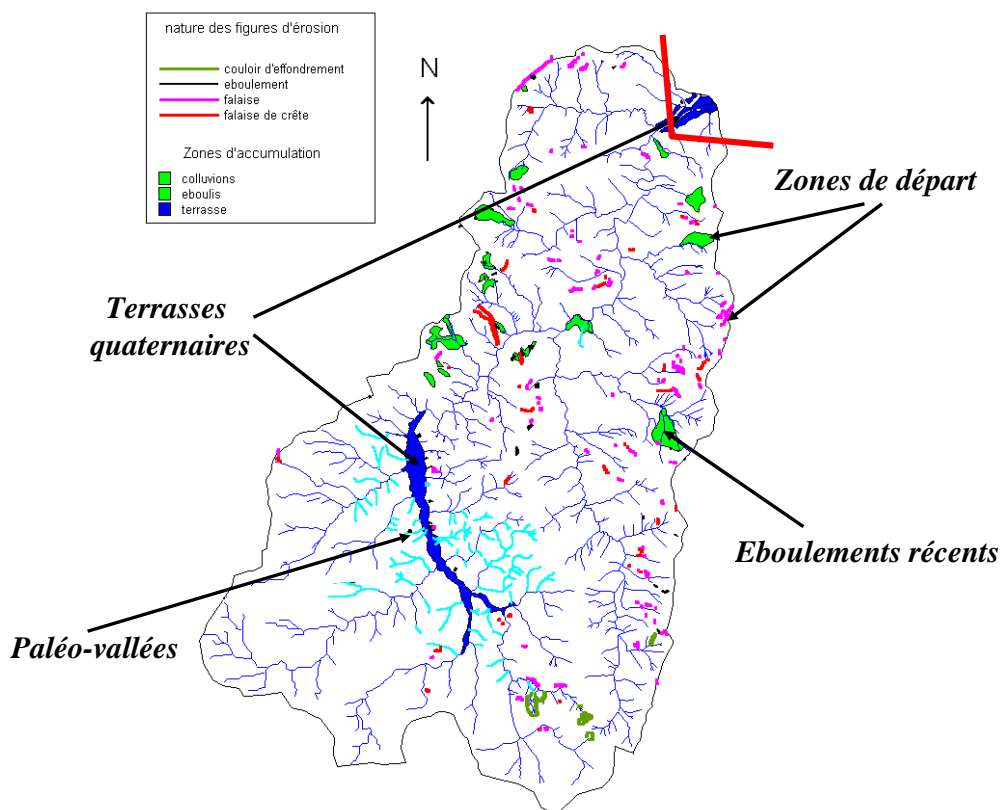


Figure III - 63 : Localisation des figures d'érosion sur le bassin des Aldudes.

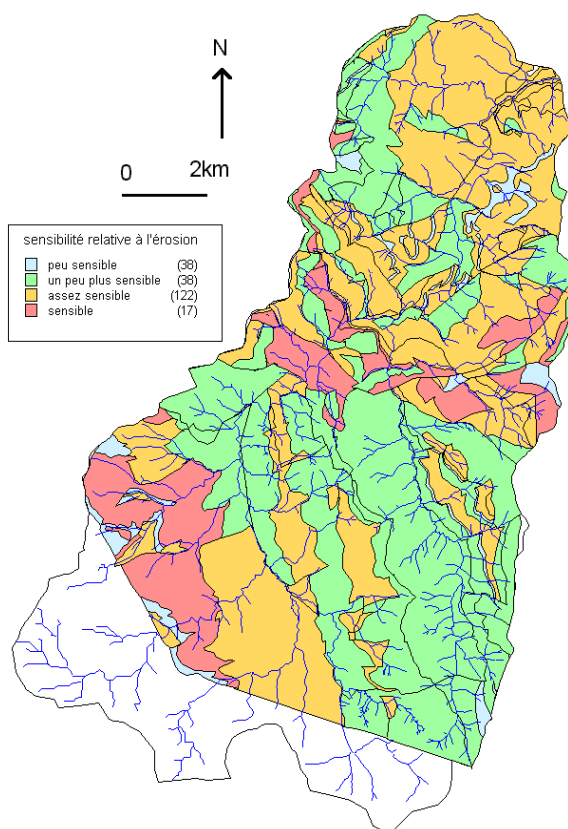


Figure III - 64 : Carte de sensibilité relative à l'altération des formations du bassin des Aldudes (Lescure, 2003).

Parallèlement à cette étude, une autre approche, basée sur l'étude des minéraux argileux, a été menée sur le bassin des Aldudes pour discriminer des zones stables des zones instables sujettes à érosion (Cussey et Sabrier, en cours). L'étude des cortèges argileux le long de profils de toposéquences a permis de mettre en évidence deux types d'évolution verticale des minéraux argileux sur le bassin (Cussey et Sabrier, en cours). Les cortèges argileux analysés sont constitués de minéraux hérités, de type illites, ou de minéraux issus de l'altération/pédogénèse, tels que kaolinite, interstratifiés illite/vermiculite et vermiculite, (Carruesco, 1971) et sont fonction du degré d'évolution d'altération. Par ordre croissant de l'altération, on distingue les illites, puis les illites/vermiculites et les vermiculites. L'examen des profils de toposéquence peut alors se généraliser à des degrés d'altération croissants vers le haut des pentes et des séquences évolutives inverses vers le bas, dans des zones d'accumulation (colluvions).

Ainsi, les secteurs les plus stables sont caractérisés par des sols épais avec un degré optimal d'évolution, à l'inverse des zones soumises à l'érosion où les sols peu épais présentent des degrés d'évolution réduits (Cussey et Sabrier, en cours).

#### **V.2.4.2. Impacts anthropiques : exemples d'actions humaines**

Si l'étude interdisciplinaire décrite ci-dessus a permis de mettre en évidence des processus érosifs naturels agissant sur les bassins versants pyrénéens, l'intervention de l'Homme sur son milieu est loin d'être négligeable et, ce, depuis plusieurs milliers d'années (~le Néolithique). Les conséquences des activités humaines seraient décelables au niveau des paléosurfaces favorables à la culture. Leur utilisation intensive aurait provoqué l'élimination partielle ou totale des altérites anciennes donnant des sols rajeunis et d'une épaisseur inférieure à 20 cm (Cussey et Sabrier, en cours).

L'examen de séries photographiques aériennes à différentes périodes a mis en évidence une extension depuis 30 ans des implantations et des activités humaines dans le bassin versant amont des Nives, tant dans le secteur d'Irouleguy que dans celui des Aldudes. Ce phénomène s'amplifie au demeurant depuis ces dix dernières années, avec l'extension constante du vignoble d'Irouleguy, mais surtout avec l'extension continue vers l'amont des versants des surfaces herbagères gagnées sur certains secteurs de landes (P. Palu, comm. personnelle).

L'ensemble des observations de terrain a permis de définir une zone test du fait de sa susceptibilité à l'érosion : le secteur des ALDUDES. Au niveau de ce secteur, l'évolution récente de l'économie pastorale se traduit par une transformation à grande échelle des

structures paysagères préexistantes, mais contribue localement à amplifier les risques érosifs imputés à de petites interventions de natures différentes. L'action cumulée de ces interventions se traduit par une production importante de MES. Pour conclure cette partie, nous présentons quelques exemples d'actions humaines tendant à accentuer les phénomènes d'érosion hydrique, observés au cours des différentes missions « terrain » :

i) l'évolution de l'économie pastorale vers une plus grande spécialisation (**Figure III - 65A**), souvent labellisée, avec l'extension de l'élevage porcin sous couvert forestier, multiplie les sites de mise à nu et de piétinement du sol (**Figure III - 65B**).

ii) la limitation, voire l'arrêt de l'entretien des boisements de chênes et surtout de châtaigniers en raison de l'évolution de l'économie pastorale (e.g. arrêt de la production de châtaignes), résulte alors à des départs de petites cicatrices d'érosion. A titre d'exemple, la **Figure III - 65C** illustre comment la transformation d'un bois de châtaignier en prairie s'est traduite en année sèche (2003) par la formation de colluvions qui ont débordé sur la route suite à la formation d'une croûte de battance. Il est à noter cependant, que le couvert forestier en altitude n'est pas toujours un frein à l'érosion, et ce, en raison d'un effet secondaire : des observations sur le terrain mettent en évidence que l'érosion sous forêt en altitude peut être plus intense qu'à moyenne altitude, avec des arbres déchaussés à cause des troupeaux à la recherche d'ombre en période estivale.

iii) les « écobuages » se font au détriment d'une perte de savoirs et de savoir-faire liée aux « feux pastoraux ». En conséquence, ces écobuages non maîtrisés mettent le feu à des parcelles de landes, contribuant à fragiliser la capacité de fixation et de rétention des sols : les particules les plus fines sont alors véhiculées par la concentration des eaux de ruissellement.

iv) la multiplication de pistes carrossables non adaptées à la topographie permet alors aux eaux de ruissellement de se concentrer, de raviner et d'éroder les sols (voir Chap. I).

v) la surface des prairies augmente en supprimant des haies mais surtout de plus en plus en transformant des landes et boisements de châtaigniers en prés. Le labour et le hersage de ces nouvelles prairies se font dans le sens de la pente et non en suivant les courbes de niveau, favorisant ainsi le ravinement de ces parcelles (**Figure III - 65D et E**).

En conclusion, les risques érosifs, conditionnés par la nature des sols, sont aujourd'hui manifestement amplifiés par les évolutions économiques, les transformations des paysages et du couvert végétal. En effet, même si les phénomènes érosifs ne sont pas massifs du fait de leur caractère ponctuel et localisé, l'agrégation d'interventions et de pratiques humaines les favorisant se traduit par une accumulation et une extension spatiale de leur présence.

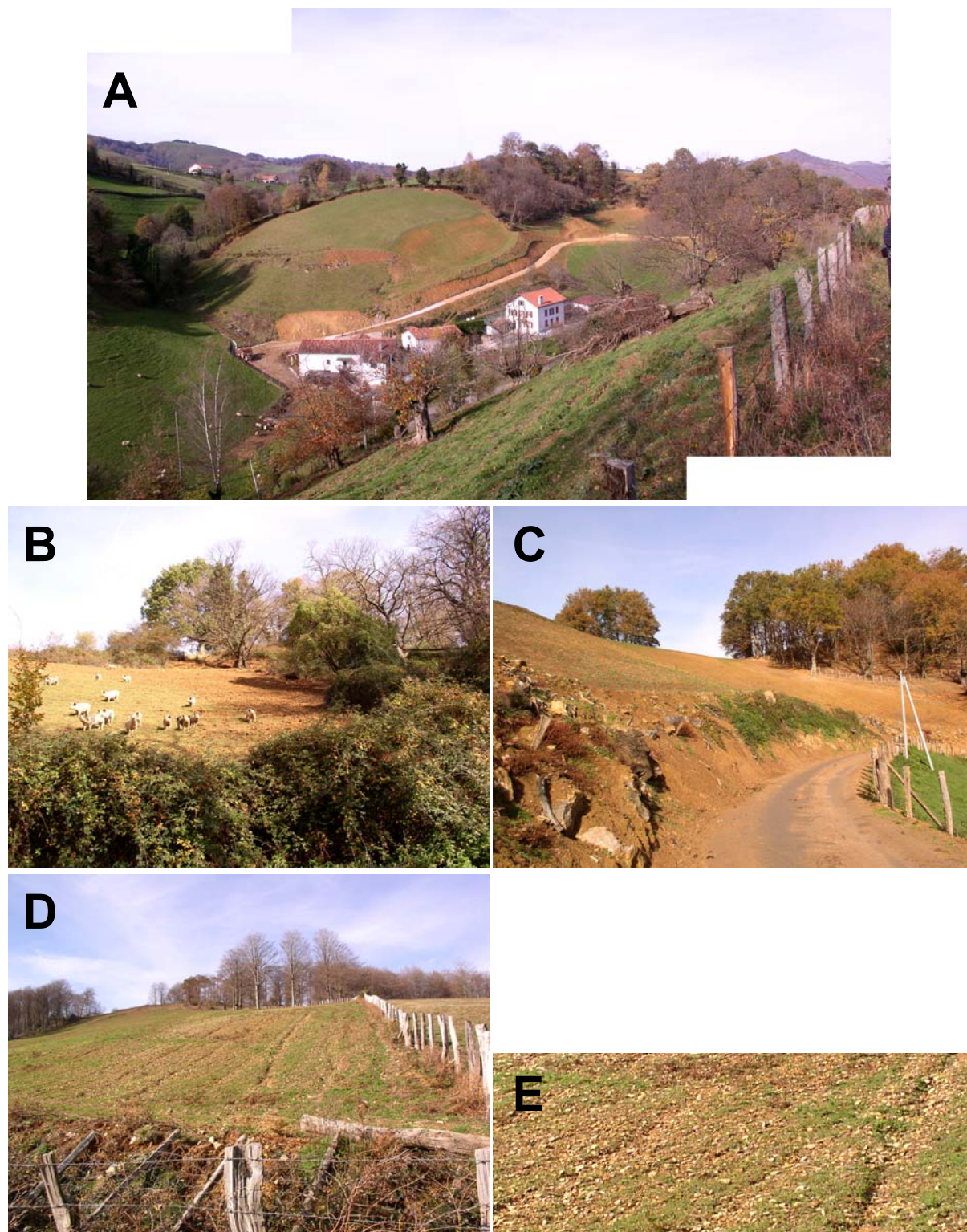


Figure III - 65 : Exemples d'action anthropique sur le bassin des Aldudes- A : Travaux de modernisation des exploitations (effet PAC) avec mise aux normes des bâtiments d'élevage, élargissement des voies d'accès ; B : Effet de piétinement sur pâturage par troupeaux de porcs en liberté avec formation de départ de fines ; C : Formation de colluvions suite à la transformation de châtaigniers en prairie ; D et E : Effet du travail du sol dans le sens de la pente pour semer l'herbe se traduisant par un départ de fines et la formation de rigoles par effets de ruissellement.

### **V.2.5. Réponse à la quantification de l'impact anthropique à l'échelle des bassins versants : comparaison entre les Nive des Aldudes et d'Arnéguy ?**

Au début de notre étude, nous avons fait le choix de comparer deux sites présentant des caractéristiques climatiques et géologiques similaires, mais se distinguant par leur niveau d'anthropisation. Au terme des deux années de suivi en MES sur les rivières pyrénéennes, il s'est avéré que la Nive d'Arnéguy (dite peu anthropisée) présentait des flux spécifiques annuels similaires à ceux de la Nive des Aldudes (dite anthropisée). De plus, lors de certains événements de crues, les concentrations en MES d'Arnéguy ont été supérieures à celles des Aldudes (**Figure III - 47**). L'influence humaine ne se ferait donc pas ressentir de façon évidente. Toutefois, cette conclusion est à nuancer, et ce, pour plusieurs raisons :

- *la situation hydrologique* : les activités humaines fragilisent le milieu. La preuve en est faite avec les observations menées sur le bassin des Aldudes (et principalement le sous-bassin Aldudes Amont). Les processus d'érosion directement imputables aux activités humaines sur les versants ne créent pas de cicatrices patentes ou des effets massifs, mais résultent de la sommation de petites interventions de natures différentes libérant des particules. En raison de la situation hydrologique et du déficit des précipitations, il est possible d'imaginer que seule une partie de ce matériel a été transportée jusqu'à la rivière par le lessivage des terrains. Le reste du matériel stocké sera peut-être véhiculé lors de pluies de période plus longue et de plus grande intensité. Ceci est uniquement vérifiable avec un suivi sur le long terme.

- *la position du préleveur* : l'étude que nous avons réalisée a pu mettre en évidence que l'érosion ne se faisait pas de manière homogène sur l'ensemble du bassin des Aldudes. Les zones sources en MES du bassin d'Arnéguy seraient plutôt en amont du bassin par analogie avec le bassin de la Nive des Aldudes ; en effet, la carte de sensibilité à l'érosion (**Figure III - 64**) met en évidence une zone très sensible dans le « sous-bassin Aldudes Amont ». Le flux de cette zone émettrice de MES aurait été ramenée à une surface moins grande, dans le cas du bassin d'Arnéguy, expliquant le flux en MES comparable à celui des Aldudes. En plaçant un préleveur plus en amont dans le bassin des Aldudes, le flux de MES mesuré aurait été quasiment identique à celui mesuré à l'exutoire (Saint Etienne de Baïgorry) mais aurait été rapporté à une superficie moins élevée (i.e. taux spécifique supérieur). Le préleveur situé sur Arnéguy prend en compte une zone « naturellement » érodable (sous-bassin de Lasse). Pour valider cette hypothèse, il faudrait instrumenter la Nive des Aldudes avec un



préleveur automatique supplémentaire, situé plus en amont. De plus, un impact anthropique majeur sur l'érosion des Pyrénées, lié à l'extension constante du vignoble de l'Irouléguy, pourrait être évalué en rajoutant une station de suivi, plus en aval, sur la Nive d'Arnéguy.

## **VI. CONCLUSIONS**

L'étude des variations spatio-temporelles des flux de MES a permis de dégager les conclusions suivantes :

- La haute résolution des concentrations en MES et des débits associés pendant des crues permet d'observer des cycles d'hystérésis, rétrogrades et orthogrades, sur le bassin Adour-Garonne.

- L'analyse de la répartition saisonnière des flux de MES met en évidence de fortes gammes de variations à l'échelle journalière à sub-journalière, avec un fort impact des événements de crues.

- Conséquemment, les estimations correctes des flux de MES sont inhérentes à une fréquence d'échantillonnage adaptée qui est fonction des typologies de bassins. L'analyse statistique de l'ensemble des bases de données pluriannuelles a permis de définir des fréquences d'échantillonnage minimum pour les différentes rivières du bassin Adour-Garonne. Par exemple, des prélèvements 3 à 4 fois par mois pour l'Isle, l'Adour, la Charente, tous les 3 jours pour la Garonne et jusqu'à toutes les 7 à 12 heures pour les rivières pyrénéennes (Nive des Aldudes, Nivelle, Gaves) sont nécessaires pour éviter des sous-estimations systématiques et pour réduire la dispersion des flux estimés à une valeur inférieure à 20% du flux de référence. La Dordogne, avec au minimum un prélèvement tous les deux jours, est apparue plus dynamique que la Garonne, probablement en raison de la présence de nombreux barrages.

- L'établissement de régressions  $MES = f(Q)$  est un recours dans le cas où la fréquence d'échantillonnage pour l'estimation des flux ne serait pas adaptée à la typologie du bassin. L'ajustement des droites et courbes de régression montre de fortes variabilités annuelles en relation avec les conditions hydrologiques (i) propres à l'année étudiée ou (ii) de la période précédente. L'ajustement de régressions de type puissance utilise deux coefficients, a et b ( $MES=aQ^b$ ), qui sont interprétés comme des indicateurs des caractéristiques propres des bassins.

- Nous proposons une nouvelle approche de régression appelée « courbe tronquée » caractérisée par deux coefficients de régression. Cette approche permet d'attribuer

le premier coefficient de régression à une concentration « type » en MES (MES# ; correspondant à un débit égal à 1,5 fois le débit interannuel), qui est inhérente aux lithologies drainées. Le second coefficient est corrélé à l'indice de sensibilité à l'érosion. Ces paramètres permettent alors de mieux interpréter l'allure des régressions moyennes. De plus, l'amélioration de la relation de ces coefficients avec des typologies de bassins (en intégrant les variations temporelles ; « étalonnage ») pourrait permettre de modéliser la relation  $MES = f(Q)$  pour des bassins faiblement suivis à typologie connue.

- A l'échelle régionale, les taux d'érosion nets moyen du Sud-Ouest de la France sont compris entre  $9 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  (Isle, rivière de plaine) et  $130 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  (Tarn et Dourdou) et représentent l'intégration des zones plus ou moins émettrices à l'intérieur du bassin. En effet, à une échelle plus locale, des zones avec des taux d'érosion nets supérieurs à  $300 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  (formation permienne des bassins du Dourdou et de Decazeville) ont été identifiées.

- Les forts taux d'érosion nets sont positivement corrélés avec les débits annuels spécifiques et la pluviométrie (expliquant les fortes valeurs des petits bassins montagneux) et les coefficients de drainage, fonction de la lithologie (représentés par la Baïse).

- L'étude spécifique sur les petits bassins montagneux (Nive des Aldudes et d'Arnéguy) a été menée à deux échelles de temps. A l'échelle « géologique », les différences de morphologie entre les bassins semblent être reliées à une évolution tectonique différentielle. L'activité récente de l'érosion a été analysée à partir des repérages et de l'identification de zones sources sur le bassin des Aldudes, conditionnées par la nature des sols. Bien que l'impact localisé d'actions anthropiques favorise l'érosion du bassin, celles-ci ne se traduisent pas par de forts transferts de MES à l'exutoire du bassin des Aldudes, en comparaison de ceux d'Arnéguy (bassin peu sujet à l'anthropisation).

Un paragraphe spécial, mis en annexe, est dédié à l'étude sédimentologique faite sur le site de Malause (bathymétrie, prélèvements de surface) dont l'objectif est de mieux comprendre le rôle d'une retenue sur les transferts de MES. La retenue de Malause, à la confluence du Tarn et de la Garonne, montre une sédimentation hétérogène au niveau spatial avec des taux de sédimentation moyens compris entre  $2$  et  $4 \text{ cm.an}^{-1}$  dans les zones de fortes accumulations. Une estimation grossière du taux maximum de piégeage du taux dans la retenue de Malause suggère un faible impact ( $<5\%$  du flux annuel) sur les transferts annuels de MES, probablement lié au type de fonctionnement du barrage.

## Annexe

**Tableau III - 13 : Résultats des régressions dans le repère arithmétique des différents bassins étudiés (avec, pour un bassin donné,  $Q_a$  le débit annuel de l'année étudiée,  $Q_{pa}$  le débit pluriannuel,  $Q_{max}$  le débit journalier maximum,  $MES_{max}$  la concentration journalière maximale durant l'année étudiée et  $FMES$  le flux de MES en tonnes).**

Rivière	Année	Qpa	Qa	Qmax	MES max	FMES	linéaire	polynomial	exponentiel	logarithmique	puissance
Adour	2000	108	136	678	553	474853	$y=0,37x+12,13$ ( $r=0,70$ ) $F_{MES}$ prédit: 175 000t	$y=-3,10 \cdot 10^{-5}x^2+0,385x+11,1$ ( $r=0,70$ ) $y=0,0002x^2+0,206x+20,4$ ( $r=0,58$ )	$y=21,6e^{0,0047x}$ ( $r=0,72$ ) $y=24,5e^{0,0038x}$ ( $r=0,57$ )	$y=55,2 \ln(x)-188,6$ ( $r=0,65$ ) $y=15,1 \ln(x)-25,6$ ( $r=0,55$ )	$y=1,164x^{0,76}$ ( $r=0,74$ ) $y=7,39x^{0,35}$ ( $r=0,60$ )
	2001	108	113	715	200	197000	$y=0,11x+25$ ( $r=0,54$ )	$y=0,0010x^2+0,713x+16,4$ ( $r=0,58$ )	$y=32,4e^{0,0044x}$ ( $r=0,43$ ) $F_{MES}$ prédit: 162 000t	$y=35,3 \ln(x)-83,2$ ( $r=0,54$ ) $F_{MES}$ prédit: 171 000t	$y=6,55x^{0,48}$ ( $r=0,47$ ) $F_{MES}$ prédit: 141 000t
Adour	2002	108	84,6	648	280	#151000	$y=0,34x+33$ ( $r=0,55$ ) $F_{MES}$ prédit: 175 000t	$y=0,0003x^2+0,019x+54,4$ ( $r=0,46$ ) $F_{MES}$ prédit: 195 600t	$y=43,9e^{0,0017x}$ ( $r=0,33$ ) $F_{MES}$ prédit: 177 000t	$y=7,4 \ln(x)+30,8$ ( $r=0,21$ ) $F_{MES}$ prédit: 180 700t	$y=40,49x^{0,0575}$ ( $r=0,11$ ) $F_{MES}$ prédit: 144 100t
	2003	108	84,6	648	280	#141000	$y=0,14x+47$ ( $r=0,42$ ) $F_{MES}$ prédit: 208 800t	$y=0,00012x^2+0,146x-10,7$ ( $r=0,80$ )	$y=3,0e^{0,0053x}$ ( $r=0,71$ )	$y=58,4 \ln(x)-266,3$ ( $r=0,57$ )	$y=0,004x^{0,50}$ ( $r=0,74$ )
Gaves	2000	184	186	1756	637	428586	$y=0,29x-28,7$ ( $r=0,78$ )	$y=0,0003x^2+0,0039x+2,8$ ( $r=0,69$ )	$y=2,5e^{0,0063x}$ ( $r=0,64$ )	$y=18,2 \ln(x)-73,0$ ( $r=0,51$ )	$y=0,09x^{0,90}$ ( $r=0,57$ )
Gaves	2001	184	155	712	218	130000	$y=0,14x-7,9$ ( $r=0,64$ )	$y=0,00002x^2+0,25x-24,9$ ( $r=0,65$ )	$y=3,0e^{0,0046x}$ ( $r=0,78$ )	$y=48,6 \ln(x)-220,1$ ( $r=0,51$ )	$y=0,0165x^{1,22}$ ( $r=0,76$ )
Gaves	2002	184	191	1622	700	388000	$y=0,23x-22,0$ ( $r=0,65$ )	$y=0,00005x^2+0,15x-18,1$ ( $r=0,81$ )	$y=3,0e^{0,0048x}$ ( $r=0,81$ )	$y=49,4 \ln(x)-235,2$ ( $r=0,62$ )	$y=0,009x^{1,31}$ ( $r=0,77$ )
Gaves	2003	184	235	1622	443	437000	$y=0,21x-26,0$ ( $r=0,80$ )	$y=0,037x^2+1,84x-2,11$ ( $r=0,90$ )	$y=2,7e^{0,0077x}$ ( $r=0,70$ )	$y=30,1 \ln(x)-29,9$ ( $r=0,62$ )	$y=0,92x^{1,16}$ ( $r=0,75$ )
Altudes	2002	7,2	6,2	95 <sup>a</sup>	500 <sup>a</sup>	11100	$y=3,80x-10,2$ ( $r=0,88$ )	$y=0,061x^2+0,63x+3,2$ ( $r=0,91$ ) $F_{MES}$ prédit: 10 800t	$y=4,3e^{0,0063x}$ ( $r=0,75$ ) $F_{MES}$ prédit: 16 800t	$y=53,5 \ln(x)-61,8$ ( $r=0,54$ ) $F_{MES}$ prédit: 11 600t	$y=1,48x^{1,002}$ ( $r=0,77$ ) $F_{MES}$ prédit: 4 800t
	2003	7,2	6,3	128 <sup>a</sup>	1020 <sup>a</sup>	#11 300	$y=5,51x-21,5$ ( $r=0,85$ ) $F_{MES}$ prédit: 13 500t	$y=0,0004x^2+0,52x-1,4$ ( $r=0,81$ ) $F_{MES}$ prédit: 28 500t	$y=3,3e^{0,0133x}$ ( $r=0,55$ ) $F_{MES}$ prédit: 21 000t	$y=26,8 \ln(x)-67,0$ ( $r=0,72$ ) $F_{MES}$ prédit: 27 800t	$y=0,13x^{1,18}$ ( $r=0,66$ ) $F_{MES}$ prédit: 21 500t
Nive (Ustaritz)	2002	31	25	330	250	#29 500	$y=0,39x+1,9$ ( $r=0,81$ ) $F_{MES}$ prédit: 27 200t	$y=0,25x^2-2,20x+14,1$ ( $r=0,75$ )	$y=4,2e^{0,0068x}$ ( $r=0,58$ )	$y=38,4 \ln(x)-26,9$ ( $r=0,35$ )	$y=2,636x^{0,81}$ ( $r=0,53$ )
Nivelle	1996	5,1	4,5	100 <sup>a</sup>	2730 <sup>a</sup>	11 500	$y=7,72x-17,2$ ( $r=0,60$ )	$y=0,018x^2+3,62x+3,6$ ( $r=0,80$ ) $F_{MES}$ prédit: 10 100t	$y=6,9e^{0,0061x}$ ( $r=0,69$ ) $F_{MES}$ prédit: 6 900t	$y=61,8 \ln(x)-49,2$ ( $r=0,64$ ) $F_{MES}$ prédit: 11 100t	$y=2,58x^{1,04}$ ( $r=0,77$ ) $F_{MES}$ prédit: 6 500t
Nivelle	2002	5,1	4,5	64	755 <sup>a</sup>	#9700	$y=5,04x-3,2$ ( $r=0,79$ ) $F_{MES}$ prédit: 10 800t	$y=0,0003x^2+0,01x+14,9$ ( $r=0,92$ )	$y=13,8e^{0,0083x}$ ( $r=0,85$ )	$y=29,0 \ln(x)-94$ ( $r=0,57$ )	$y=2,95x^{0,47}$ ( $r=0,67$ )
Lot	1994	145	244	1370	410	776000	$y=0,23x-7,9$ ( $r=0,86$ )	$y=2,8 \cdot 10^6 x^2+0,12x+3,32$ ( $r=0,79$ )	$y=6,9e^{0,0043x}$ ( $r=0,79$ )	$y=15,9 \ln(x)-47$ ( $r=0,66$ )	$y=0,74x^{0,66}$ ( $r=0,82$ )
Lot	1995	145	141	1300	246	215000	$y=0,12x+3,2$ ( $r=0,79$ )	$y=0,0005x^2-0,02x+22,5$ ( $r=0,83$ )	$y=15,0e^{0,0048x}$ ( $r=0,66$ )	$y=44,1 \ln(x)-159$ ( $r=0,61$ )	$y=1,5x^{0,63}$ ( $r=0,59$ )
Lot	1996	145	172	922	390	530000	$y=0,31x-3,1$ ( $r=0,77$ )	$y=0,0001x^2+0,03x+12,9$ ( $r=0,79$ )	$y=11,0e^{0,0083x}$ ( $r=0,64$ )	$y=15,5 \ln(x)-47$ ( $r=0,49$ )	$y=1,9x^{0,48}$ ( $r=0,62$ )
Lot	1998	145	149	1360	288	222000	$y=0,14x+3,2$ ( $r=0,73$ )	$y=0,0007x^2+0,09x+35,0$ ( $r=0,78$ )	$y=25,0e^{0,0085x}$ ( $r=0,71$ )	$y=56,3 \ln(x)-182$ ( $r=0,59$ )	$y=1,4x^{0,78}$ ( $r=0,79$ )
Lot	1999	145	159	934	1020	706000	$y=0,48x+4,4$ ( $r=0,74$ )	$y=0,0006x^2+0,12x+32,1$ ( $r=0,71$ )	$y=25,0e^{0,0085x}$ ( $r=0,69$ )	$y=47,1 \ln(x)-147$ ( $r=0,54$ )	$y=2,7x^{0,62}$ ( $r=0,65$ )
Lot	2000	145	185	650	590	708000	$y=0,41x+7,6$ ( $r=0,69$ )	$y=0,0001x^2+0,36x+39,5$ ( $r=0,60$ )	$y=33,9e^{0,0044x}$ ( $r=0,68$ )	$y=57,9 \ln(x)-164$ ( $r=0,55$ )	$y=2,75x^{0,70}$ ( $r=0,73$ )
Lot	2001	145	164	747	830	831000	$y=0,43x+35,2$ ( $r=0,60$ )	$y=0,0003x^2+0,09x+10,1$ ( $r=0,73$ )	$y=9,2e^{0,0062x}$ ( $r=0,66$ )	$y=16,0 \ln(x)-42$ ( $r=0,65$ )	$y=1,35x^{0,61}$ ( $r=0,67$ )
Lot	2002	145	82	450	155	97000	$y=0,19x+6,3$ ( $r=0,73$ )	$y=0,0001x^2+0,16x+4,7$ ( $r=0,84$ )	$y=9,2e^{0,0062x}$ ( $r=0,66$ )	$y=33,2 \ln(x)-114$ ( $r=0,41$ )	$y=0,88x^{0,59}$ ( $r=0,75$ )
Lot	2003	145	136	2500	1210	587000	$y=0,36x-22,5$ ( $r=0,79$ )	$y=0,025x^2+11,60x+57,5$ ( $r=0,77$ ) $F_{MES}$ prédit (2002): 25 700t $F_{MES}$ prédit (2003): 3 000 000t	$y=6,6e^{0,0035x}$ ( $r=0,81$ )	$y=29 \ln(x)-179$ ( $r=0,56$ ) $F_{MES}$ prédit (2002): 47 000t $F_{MES}$ prédit (2003): 87 000t	$y=5,36x^{0,86}$ ( $r=0,75$ ) $F_{MES}$ prédit (2002): 22 300t $F_{MES}$ prédit (2003): 50 000t
Baise	2002-2003	11,5	8,9 (2002) 11,9 (2003)	100 (2002) 247 (2003)	2150 (2002) 1320 (2003)	#55 500 (2002) #79 000 (2003)	$y=7,61x-18,2$ ( $r=0,74$ ) $F_{MES}$ prédit (2002): 48 000t $F_{MES}$ prédit (2003): 126 000t	$y=0,025x^2+11,60x+57,5$ ( $r=0,77$ ) $F_{MES}$ prédit (2002): 56 000t $F_{MES}$ prédit (2003): 124 000t	$y=19,2e^{0,0086x}$ ( $r=0,71$ ) $F_{MES}$ prédit (2002): 25 700t $F_{MES}$ prédit (2003): 3 000 000t	$y=129 \ln(x)-179$ ( $r=0,56$ ) $F_{MES}$ prédit (2002): 47 000t $F_{MES}$ prédit (2003): 87 000t	$y=5,36x^{0,86}$ ( $r=0,75$ ) $F_{MES}$ prédit (2002): 22 300t $F_{MES}$ prédit (2003): 50 000t

Rivière	Année	Qpa	Qa	Qmax	MES max	FMES	linéaire	polynomial	exponentiel	logarithmique	puissance
Aveyron	1995-1996	58	35.4	-	450	-	$y=0,25x+16,3$ ( $r=0,59$ )	$y=0,0005x^3+0,58x+3,5$ ( $r=0,66$ )	$y=15,2e^{0,0043x}$ ( $r=0,65$ )	$y=23,21\ln(x)-44$ ( $r=0,54$ )	$y=4,11x^{0,48}$ ( $r=0,73$ )
Aveyron	2003	58	35.4	850	800	134000	$y=0,55x+2,46$ ( $r=0,78$ )	$y=0,00002x^2+0,53x+3,12$ ( $r=0,78$ )	$y=15,9e^{0,0048x}$ ( $r=0,69$ )	$y=36,51\ln(x)-87$ ( $r=0,48$ )	$y=2,75x^{0,69}$ ( $r=0,73$ )
Tarn	1995-1996	150	131	-	1370	-	$y=0,33x-32,3$ ( $r=0,66$ )	$y=0,0002x^2+0,028x+20,6$ ( $r=0,70$ )	$y=13,1e^{0,002x}$ ( $r=0,70$ )	$y=77,61\ln(x)-323$ ( $r=0,43$ )	$y=0,97x^{0,63}$ ( $r=0,64$ )
Tarn	2003	150	131	2910	1500	#773 000	$y=0,38x-30,4$ ( $r=0,75$ )	$y=0,00006x^2+0,54x-62,5$ ( $r=0,77$ )	$y=5,66e^{0,0028x}$ ( $r=0,64$ )	$y=146,81\ln(x)-667$ ( $r=0,60$ )	$y=0,03x^{1,15}$ ( $r=0,60$ )
Dourdou	2003	12.2	4.4	63	1540	#41 000	$y=4,64x-15,8$ ( $r=0,87$ )	$y=0,012x^2+2,49x-0,89$ ( $r=0,88$ )	$y=4,3e^{0,033x}$ ( $r=0,76$ )	$y=94,81\ln(x)-77$ ( $r=0,63$ )	$y=1,76x^{0,98}$ ( $r=0,79$ )
Garonne Amont	2002-2003	199	191 (2003)	2090 (2003)	330 (2003)	#190 000	$y=0,33x-38,3$ ( $r=0,75$ ) $F_{MES}$ prédit: 770 000 $F_{MES}$ prédit (2003): 495 000	$y=0,0006x^2-0,10x+15,7$ ( $r=0,82$ ) $F_{MES}$ prédit: 1 245 000 $F_{MES}$ (2003): 940 000	$y=5,1e^{0,008x}$ ( $r=0,70$ ) $F_{MES}$ prédit: 51 000 000 $F_{MES}$ (2003): 50 000 000	$y=56,9\ln(x)-264$ ( $r=0,52$ ) $F_{MES}$ prédit: 527 000 $F_{MES}$ (2003): 315 000	$y=0,046x^{1,12}$ ( $r=0,62$ ) $F_{MES}$ prédit: 341 000 $F_{MES}$ (2003): 215 000
Garonne	1994	615	880	3690	935	3846000	$y=0,11x-27,0$ ( $r=0,87$ )	$y=0,00003x^2+0,013x+12,00$ ( $r=0,85$ )	$y=10,7e^{0,0033x}$ ( $r=0,81$ )	$y=60,11\ln(x)-313$ ( $r=0,60$ )	$y=0,12x^{0,88}$ ( $r=0,73$ )
Garonne	1995	615	594	4140	615	1574000	$y=0,08x-10,8$ ( $r=0,69$ )	$y=0,00002x^2+0,025x+8,2$ ( $r=0,73$ )	$y=9,1e^{0,0033x}$ ( $r=0,71$ )	$y=35,11\ln(x)-171$ ( $r=0,49$ )	$y=0,27x^{0,72}$ ( $r=0,66$ )
Garonne	1996	615	808	3930	890	3949000	$y=0,12x-24,1$ ( $r=0,70$ )	$y=0,00002x^2+0,057x+2,7$ ( $r=0,71$ )	$y=10,6e^{0,0044x}$ ( $r=0,75$ )	$y=73,81\ln(x)-389$ ( $r=0,54$ )	$y=0,057x^{1,00}$ ( $r=0,72$ )
Garonne	1997	615	429	2300	380	611000	$y=0,05x+4,99$ ( $r=0,46$ )	$y=0,00006x^2-0,028x+23,8$ ( $r=0,52$ )	$y=10,9e^{0,0011x}$ ( $r=0,42$ )	$y=21,71\ln(x)-97$ ( $r=0,36$ )	$y=1,02x^{0,49}$ ( $r=0,39$ )
Garonne	1998	615	485	3290	410	798000	$y=0,08x-18,6$ ( $r=0,78$ )	$y=0,00004x^2-0,005x+6,0$ ( $r=0,87$ )	$y=4,3e^{0,0017x}$ ( $r=0,72$ )	$y=22,11\ln(x)-107$ ( $r=0,46$ )	$y=0,22x^{0,65}$ ( $r=0,59$ )
Garonne	2000	615	590	3587	1550	1767000	$y=0,15x-40,8$ ( $r=0,60$ )	$y=0,00006x^2+0,013x+3,29$ ( $r=0,66$ )	$y=4,7e^{0,002x}$ ( $r=0,66$ )	$y=54,61\ln(x)-288$ ( $r=0,40$ )	$y=0,026x^{1,05}$ ( $r=0,66$ )
Garonne	2001	615	536	2330	405	985000	$y=0,07x-7,6$ ( $r=0,67$ )	$y=0,00003x^2+0,021x+4,08$ ( $r=0,69$ )	$y=4,2e^{0,002x}$ ( $r=0,74$ )	$y=31,21\ln(x)-154$ ( $r=0,56$ )	$y=0,022x^{1,06}$ ( $r=0,73$ )
Garonne	2002	615	407	2360	615	868000	$y=0,14x-24,2$ ( $r=0,69$ )	$y=0,00007x^2+0,028x+1,17$ ( $r=0,71$ )	$y=5,7e^{0,002x}$ ( $r=0,71$ )	$y=55,61\ln(x)-290$ ( $r=0,55$ )	$y=0,016x^{1,18}$ ( $r=0,72$ )
Garonne	2003	615	572	4740	940	2557000	$y=0,15x-24,5$ ( $r=0,71$ )	$y=0,00002x^2+0,067x-0,63$ ( $r=0,74$ )	$y=6,4e^{0,002x}$ ( $r=0,68$ )	$y=61,11\ln(x)-306$ ( $r=0,48$ )	$y=0,027x^{1,06}$ ( $r=0,73$ )
Dordogne	1999	279	308	1217	445	222000	$y=0,08x-8,67$ ( $r=0,36$ )	$y=0,00007x^2+0,013x+2,16$ ( $r=0,37$ )	$y=2,3e^{0,0039x}$ ( $r=0,62$ )	$y=22,41\ln(x)-119,7$ ( $r=0,30$ )	$y=0,006x^{1,26}$ ( $r=0,61$ )
Dordogne	2000	279	364	1253	656	505000	$y=0,12x-16,4$ ( $r=0,45$ )	$y=0,00007x^2+0,049x-2,45$ ( $r=0,46$ )	$y=3,6e^{0,003x}$ ( $r=0,53$ )	$y=44,11\ln(x)-225,5$ ( $r=0,4$ )	$y=0,012x^{1,19}$ ( $r=0,50$ )
Dordogne	2001	279	328	1530	630	579000	$y=0,11x-4,91$ ( $r=0,44$ )	$y=0,00008x^2+0,024x-6,88$ ( $r=0,46$ )	$y=3,7e^{0,0028x}$ ( $r=0,57$ )	$y=26,81\ln(x)-115,3$ ( $r=0,35$ )	$y=0,11x^{0,82}$ ( $r=0,52$ )
Isle	1999	64	54	442	190	51000	$y=0,22x+7,98$ ( $r=0,55$ )	$y=0,0002x^2+0,17x+9,71$ ( $r=0,56$ )	$y=10,2e^{0,0071x}$ ( $r=0,51$ )	$y=11,11\ln(x)-21,1$ ( $r=0,41$ )	$y=3,53x^{0,39}$ ( $r=0,41$ )
Isle	2000	64	79	557	180	78300	$y=0,11x+12,75$ ( $r=0,41$ )	$y=0,0006x^2+0,33x+3,44$ ( $r=0,54$ )	$y=10,0e^{0,005x}$ ( $r=0,54$ )	$y=11,91\ln(x)-25,2$ ( $r=0,50$ )	$y=1,56x^{0,57}$ ( $r=0,69$ )
Isle	2001	64	78	565	168	67500	$y=0,099x+10,53$ ( $r=0,49$ )	$y=0,0003x^2+0,225x+5,00$ ( $r=0,54$ )	$y=8,7e^{0,0052x}$ ( $r=0,56$ )	$y=11,81\ln(x)-28,8$ ( $r=0,52$ )	$y=0,83x^{0,69}$ ( $r=0,66$ )
Isle	2002	64	43	193	159	29645	$y=0,35x+1,00$ ( $r=0,75$ )	$y=0,0028x^2-0,07x+9,25$ ( $r=0,81$ )	$y=5,7e^{0,013x}$ ( $r=0,72$ )	$y=14,01\ln(x)-36,1$ ( $r=0,60$ )	$y=0,91x^{0,70}$ ( $r=0,66$ )









## - CHAPITRE IV -

### EROSION ET TRANSPORT DE CARBONE ORGANIQUE DANS DEUX SYSTEMES CONTRASTES

---



©allRefer

## CHAPITRE IV

### EROSION ET TRANSPORT DE CARBONE ORGANIQUE DANS DEUX SYSTEMES CONTRASTES

---

#### Résumé -

Dans un premier temps, les rapports liant érosion et cycle du carbone organique (CO) ont été soulignés puis nous avons précisé la nature des deux fractions indissociables (particulaire et dissoute) de la charge organique des eaux.

L'étude comparative de la fraction organique de deux systèmes opposés :

- une rivière pyrénéenne à cycle hydrologique très contrasté et à forte érosion du bassin versant ;
- le Congo (Zaïre), second fleuve du monde après l'Amazone en terme de débit et de superficie, à cycle hydrologique très régulier et à érosion modérée du bassin versant ;

a permis de mieux cerner le cycle du CO des milieux aqueux.

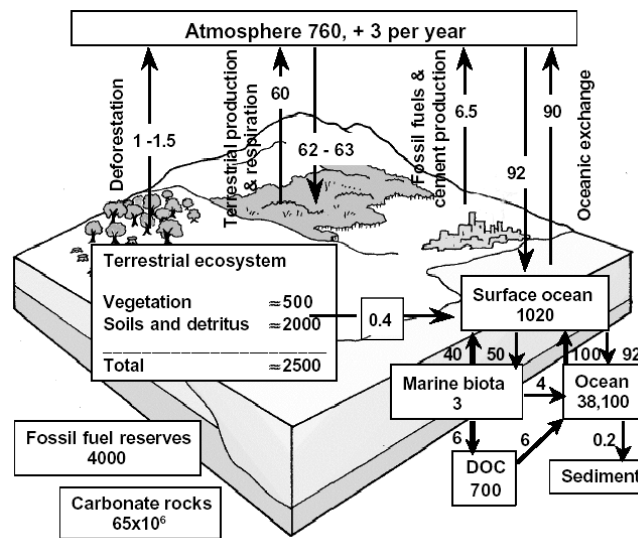
Concernant la charge organique totale des eaux, celle-ci augmente, dans les deux cas, lors des épisodes hydrologiques forts : respectivement, lors des crues (apports très rapides) ou hautes eaux (apports étalés sur plusieurs mois).

Les flux organiques terrigènes sont dominants dans les deux systèmes, dus aux fractions organiques de sol et de litière pour le particulaire, à de la matière organique ayant percolé longuement dans les sols pour le dissous. Une distinction est faite entre les flux de bassins à végétations différentes : savane et forêt tropicale. Les concentrations et flux spécifiques organiques les plus forts ont été déterminés dans la cuvette congolaise (zone marécageuse sous forêt tropicale humide), où les temps de séjours sont élevés.

La fraction organique particulaire est très dominante pour les flux de CO issus des Pyrénées, mais aussi de la Chaîne Cantabrique. L'arrivée à l'Océan de ce matériel peut représenter plus de la moitié des apports continentaux organiques particulaires parvenant dans le Golfe de Gascogne. A l'opposé de la Nivelle, les concentrations et les flux de CO dissous sont très supérieurs dans les eaux du Congo à ceux particulaires. L'essentiel du matériel organique terrigène parvenant à l'Océan en provenance du Congo est donc sous forme dissoute, avec certainement un caractère labile non négligeable.

## I. EROSION ET CYCLE GLOBAL DU CARBONE

L'étude du cycle global du carbone et de ses principaux réservoirs (**Figure IV - 1**) suscite, depuis quelques décennies, un intérêt croissant tant des points de vue scientifique que médiatique (e.g. GIEC/IPCC, 2001 ; protocole de Kyoto, 1997). En effet, l'augmentation des teneurs en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère induirait des changements climatiques majeurs dans un futur proche (e.g. Joussaume, 1993 ; Petit et al., 1999), dont on ressentirait déjà les prémices. Cette augmentation est majoritairement imputée à l'utilisation accrue de gisements de charbon, pétrole ou de gaz depuis l'ère industrielle, et à des activités telles que la déforestation ou l'érosion accélérée des sols.



**Figure IV - 1 : Le cycle global du carbone durant les années 1990. Les réservoirs de carbone (rectangles) sont en Gt C ; les flux de carbone (flèches) sont en Gt C.an<sup>-1</sup> (Grace, 2001).**

L'érosion du carbone organique continental représente un phénomène majeur dans le cycle global du carbone (e.g. Kempe, 1979; Degens et al., 1984 ; France-Lanord et Derry, 1997). A l'échelle planétaire, les plus récentes estimations du flux global de carbone organique apporté par les rivières sont de l'ordre de  $400 \times 10^6 \text{ t C.an}^{-1}$  dont  $170\text{-}195 \times 10^6 \text{ t C.an}^{-1}$  sous forme particulaire (Ludwig et al., 1996; Meybeck and Vörösmarty, 1999) et  $200\text{-}215 \times 10^6 \text{ t C.an}^{-1}$  sous forme dissoute (Meybeck and Vörösmarty, 1999).

Cependant, malgré les avancées dans la connaissance des flux initiée par le programme SCOPE/CARBON (Degens, 1982 ; Degens et al., 1991), des lacunes persistent : certains des fleuves les plus importants que compte la planète n'ont pas encore été suffisamment étudiés (e.g. Meybeck, 1982 et 1993b ; Balakrishna et Probst ; 2005) pour mettre en évidence les facteurs responsables des variabilités temporelles et accéder à des bilans fiables, souvent sous-estimés (principalement pour les flux particulaires) du fait d'un pas de temps d'échantillonnage inadéquat à la variabilité temporelle de certains événements (périodes de

crues ou de hautes eaux sous-échantillonnées). De même, certains fleuves drainant des environnements particuliers à fort pouvoir érosif (e.g. îles volcaniques du Pacifique, petites rivières montagneuses) restent méconnus (Vörösmarty et al., 1997; Meybeck et Vörösmarty, 1999; Lyons et al., 2002). Or, comme les flux de sédiments constituent le paramètre clé pour le transport fluvial de carbone organique particulaire (COP) vers les océans (Subramanian et Ittekkot, 1991 ; Ludwig et al., 1996 ; Scott et al., 2004), ces systèmes doivent avoir une contribution importante au flux mondial de CO. Ces environnements revêtent une seconde importance puisque l'enfouissement des flux exportés y est rapide permettant le stockage de CO dans les sédiments océaniques, comme pour l'Himalaya (France-Lanord et Derry, 1997).

En outre, la plupart des études sont uniquement réalisées à l'exutoire des bassins, intégrant alors la totalité des transferts de ces derniers. Il est alors impossible d'accéder aux variations spatiales pouvant se produire à l'intérieur d'un bassin donné, qui pourraient conduire à une meilleure compréhension des phénomènes.

## **II. GENERALITES SUR LES ORIGINES ET LA VARIABILITE DU CARBONE ORGANIQUE**

Le carbone organique (CO) est présent sous deux formes (dissoute et particulaire) dont la limite est définie analytiquement et arbitrairement par filtration à travers un filtre en membrane de verre de porosité 0,45µm.

Les apports fluviaux de CO peuvent être classés en deux groupes (Veyssey, 1998).

D'un côté, il y a les apports **allochtones** :

- issus du lessivage continental, avec pour origine soit les litières (biomasses vivantes et détritiques peu ou pas dégradées) soit les sols (MO associée aux matrices minérales argileuses ou contenue dans les roches)
- dus aux apports anthropiques (rejets domestiques, industriels ou agricoles).

D'un autre côté, il y a les apports **autochtones** issus de la production primaire fluviale constituée en majeure partie de phytoplancton et de bactéries, mais aussi de macrophytes et d'autres algues benthiques.

### **II.1. CARBONE ORGANIQUE PARTICULAIRE (COP)**

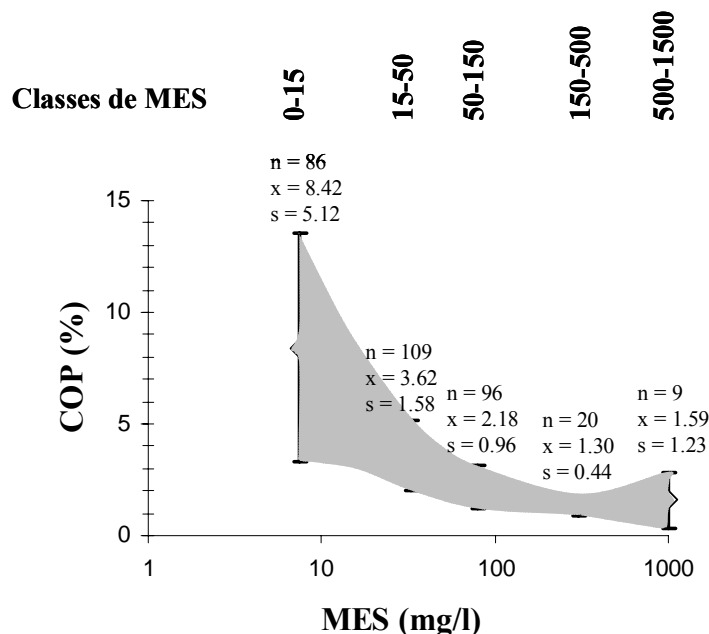
#### **II.1.1. Variabilité temporelle des concentrations**

Nombre d'études ont montré les relations existantes entre les concentrations en COP (mg.l<sup>-1</sup>) et l'évolution des hydrographes (e.g. Paolini et al., 1987; Veyssey, 1998 ; Picouet et

al., 2000; Seyler et al., sous presse). Les concentrations en COP ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) montrent une augmentation significative avec les débits, le maximum de COP pouvant, dans certains cas, précéder le pic des débits (Meybeck, 1993a). Cette augmentation est cependant moins importante que les concentrations en MES. Il s'en suit alors qu'une relation inverse est observée entre les concentrations en MES et les teneurs en COP exprimées en pourcentage de COP contenu dans les MES (COP%), à la fois à l'échelle saisonnière et à l'échelle des moyennes annuelles : plus les eaux sont turbides, moins les MES sont riches en matière organique (Meybeck, 1982 ; confirmé par Ittekkot, 1988, Veyssey, 1998, Balakrishna et Probst, 2005). Alors qu'Ittekkot et Laane (1991) ont pu montrer que cette décroissance est de type logarithmique (**Figure IV - 2**), Ludwig et al., (1996) proposent l'équation suivante, basée sur des moyennes annuelles de rivières mondiales (n=19) :

$$\text{COP}\% = -0,160 \log(\text{MES}^3) + 2,83 \log(\text{MES}^2) - 13,6 \log(\text{MES}) + 20,3 \quad r = 0,83$$

Cette équation présente un COP minimum de 0,5% pour une concentration en MES de 2250  $\text{mg.l}^{-1}$  (Ludwig et al., 1996). Cette valeur est en accord avec celle trouvée pour des fleuves comme le Huang He ou le Lanyang présentant des concentrations en MES excédant 1000  $\text{mg.l}^{-1}$  (Zhang et al., 1992 ; Kao et Liu, 1997). Cette valeur limite correspondrait à la teneur en COP contenue dans les roches sédimentaires (Ronov, 1976). Ainsi, dans les rivières présentant de très fortes turbidités et drainant des roches sédimentaires, ce seuil de COP proviendrait de l'érosion d'un **carbone organique dit « fossile »** (Meybeck, 1993a).



**Figure IV - 2 : Relation entre les concentrations en MES (TSS) et le % de COP contenu dans les MES à l'échelle globale; les losanges indiquent la moyenne (x) accompagnée de la déviation standard (s) pour des niveaux de concentration en MES différents (d'après Ittekkot et Laane, 1991, modifié).**

### II.1.2. Origines du COP

La relation inverse entre MES et COP% peut être expliquée par une photosynthèse aquatique limitée par manque de lumière lorsque la turbidité est importante (e.g. lors de crues) et/ou par une dilution de ce matériel par de la matière minérale présentant des teneurs basses en COP (Ittekkot, 1988). En général, les teneurs en COP sont alors de l'ordre de 1 à 5% (valeur maximale). Inversement, lorsque les eaux sont plus claires et que les conditions sont réunies pour que s'installe une production phytoplanctonique, la teneur d'ensemble en CO des particules présentes dans l'eau augmente considérablement. Les teneurs en COP dépassent les 10%, pouvant atteindre 20 à 30% (Meybeck, 1982).

Ces changements de sources de COP en fonction de l'hydrologie peuvent être étayés par l'utilisation du rapport C/N, connu pour refléter l'origine de la MO (e.g. Meybeck, 1982 ; Etcheber, 1986 ; Balakrishna et Probst, 2005). En effet, des valeurs de rapports élevées rendraient compte d'une origine terrigène ; elles seraient dues à la participation de débris végétaux supérieurs. Dans le cas contraire, des rapports faibles indiqueraient une source plutôt planctonique, les organismes étant enrichis en composés azotés. En outre, les particules transportées par les fleuves et rivières ont un rapport C/N autour de 10 en moyenne (Ittekkot, 1988), ce qui rappelle le rapport moyen trouvé dans les sols (Kempe et Depetris, 1992). Cette similarité indiquerait que le COP serait très majoritairement allochtone.

De même, l'origine du COP de rivières de Taïwan a été étudiée à partir de l'analyse des concentrations en  $^{14}\text{C}$ . Ces analyses en radiocarbone ( $^{14}\text{C}$ ) ont permis de déterminer le pourcentage de carbone moderne et ont montré que la majorité du COP associée à des forts taux d'érosion était pauvre en carbone moderne (>70% de carbone fossile), attribuée à du kérogène contenu dans le socle (**Figure IV - 3** ; Kao et Liu, 1996), équivalent « carbone fossile ». Le carbone moderne présente alors une valeur stable ~0,20-0,30 ppm.

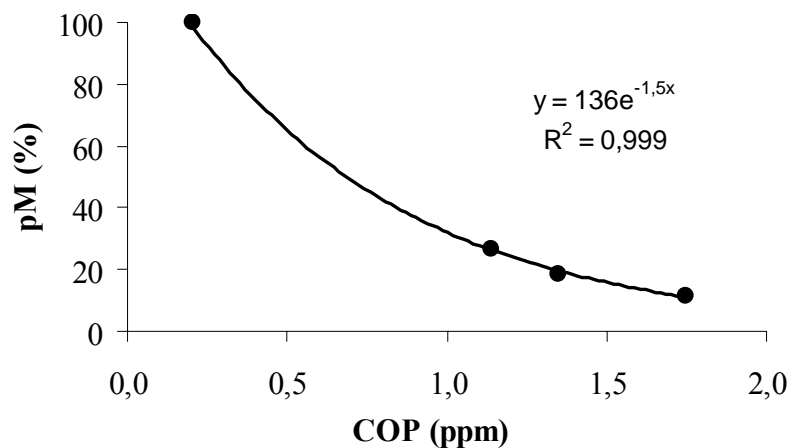


Figure IV - 3 : Relation entre les concentrations en COP (ppm) et le pourcentage de carbone moderne (pM en %) dans les MES (Kao et Liu, 1996).

### **II.1.3. Devenir du COP**

De la nature des sources de COP va dépendre le devenir de la matière organique. En effet, dans le milieu aquatique, il existe une fraction organique dite labile opposée à une autre dite réfractaire, discrimination établie en se basant sur l'utilisation de la matière organique par les bactéries hétérotrophes.

Ainsi, dans notre étude, avons-nous assimilé la MO **labile** à la fraction organique qui est minéralisée en moins d'un an (Lin, 1988 ; Lemaire et al., 2002), composée majoritairement de familles organiques biochimiques identifiées (carbohydrates, protéines et lipides ; Ittekkot et Laane, 1991) et qui représentent une grande part de la matière organique autochtone ; il en est de même d'une grande partie de la MO liée aux rejets domestiques. A l'opposé, la matière organique allochtone, issue du lessivage des bassins versants et de l'érosion des sols, a subi le plus souvent de nombreuses transformations biogéochimiques dans les sols avant son arrivée dans la rivière. Elle présente donc une large part de carbone organique **réfractaire**, dont la dégradabilité doit être envisagée à l'échelle du millénaire (Hedges, 1992). Une exception est cependant à faire concernant le lessivage des litières en automne (correspondant, par exemple, dans nos régions aux chutes de feuilles) qui présentent une part importante de fraction labile.

Ittekkot (1988) reporte dans son étude que, dans les rivières les moins turbides, la part de carbone labile serait comprise entre 30-45% et qu'elle serait <20% dans les rivières et fleuves fortement turbides. Il n'existe aucune méthode, réellement convaincante, permettant de quantifier les parts labiles et réfractaires de la MO (e.g. Lin, 1988). Ainsi, l'utilisation simultanée de plusieurs approches est-elle souvent la solution la plus pertinente (Lin, 1988 ; Taillez, 2004). Par exemple, deux méthodes (incubations et attaques acides) ont été utilisées en parallèle afin de déterminer la part de labilité d'échantillons d'origines différentes (**Figure IV - 4**).

Les incubations tendraient à sous-estimer l'extraction de la MO labile (Taillez, 2004). Les résultats issus de l'attaque acide suggèrent que la MO provenant de l'érosion des sols du bassin versant montrerait une part labile à 25%, celle issue de la litière à 70 %, et enfin de la MO produite par l'activité phytoplanctonique à 85%. Il est à souligner que la MO d'origine anthropique présenterait une part labile très variable de 50 à 80% selon le type d'échantillon étudié.

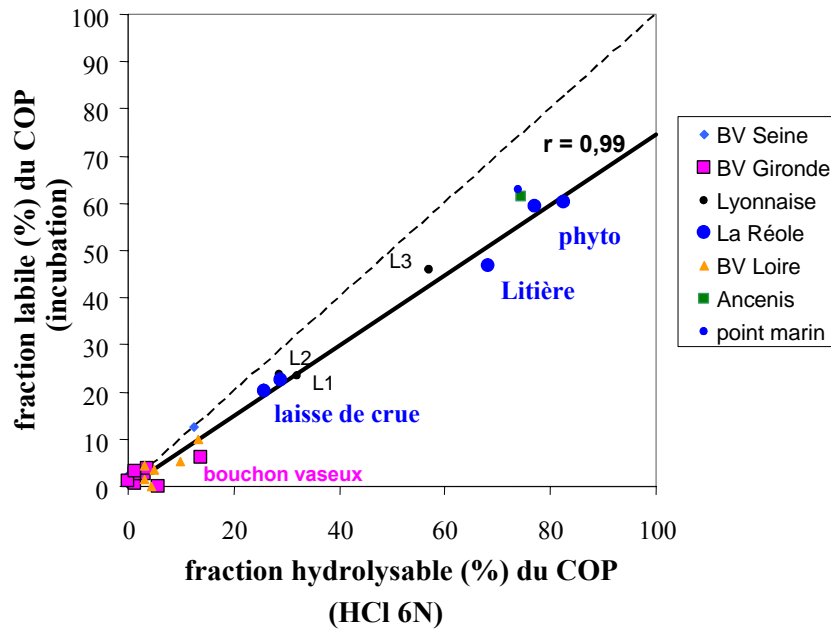


Figure IV - 4 : Relation entre les résultats des attaques acides et des incubations pour divers échantillons (Taillez, 2004 ; BV : bouchon vaseux).

### II.1.4. Variabilité spatiale du COP

En classant les transports fluviaux de COT (COP mais aussi COD) par régime climatique, Meybeck (1982) a mis en évidence l'importance de la zone tropicale qui contribuerait à 60% ( $0,24 \text{ Pg}\cdot\text{an}^{-1}$ ) du flux global estimé (Figure IV - 5).

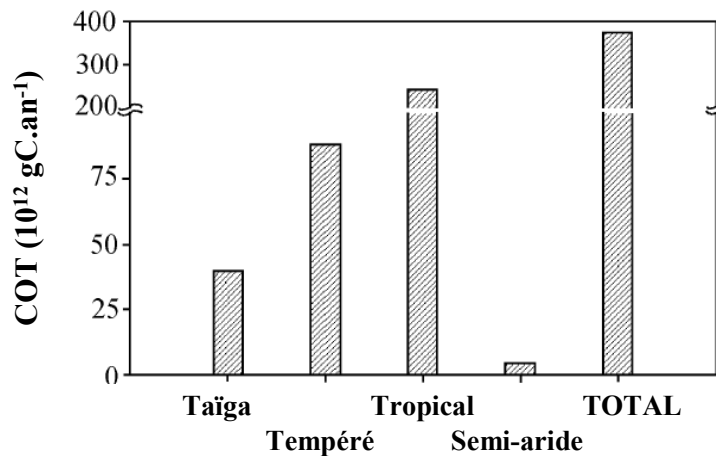


Figure IV - 5 : Transports de COT (COP+COD) pour différents régimes climatiques (Meybeck, 1982).

Afin d'évaluer les apports fluviaux en COP à l'océan, Ludwig et al. (1996) ont analysé les variabilités spatiales des apports en COP et déterminé que les flux de COP pouvaient être prédits à partir des flux de sédiments ; aucun autre facteur environnemental (hydroclimatiques, géomorphologiques et lithologiques) n'est apparu être corrélé avec les flux de COP. Ainsi, la répartition spatiale des concentrations et flux en COP est proche de celle



des MES et des taux d'érosion. Toutefois, d'autres paramètres comme les teneurs en CO des sols et des litières doivent également influencer la répartition spatiale mais ces facteurs apparaissent secondaires en raison des fortes amplitudes des MES (plusieurs ordres de grandeur).

Le **Tableau IV - 1** synthétise les résultats, par zones climatiques ou par continents, obtenus à partir de la relation précédemment citée prédisant les teneurs en COP (%) en fonction des MES (II.1.1). Il confirme l'importance des zones tropicales (60%) et même tropicales humides (43%) sur le flux global.

**Tableau IV - 1 : Estimations des concentrations en COP, des apports fluviaux en eau (Q) et en COP ( $10^{12}$  gC) vers les océans, classées par types de climats ou par continents (Ludwig, 1997).**

	A $10^3 \text{ km}^2$	Q $10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$	COP ( $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ )	Flux COP ( $\text{TgC} \cdot \text{an}^{-1}$ )
<i>Climat</i>				
<b>Polaire</b>	3892	762	1,3	0,99
<b>Toundra et taïga</b>	23232	6930	2,2	15,02
<b>Tempéré Sec</b>	9635	729	17,2	12,51
<b>Tempéré Humide</b>	16918	7753	4,2	32,69
<b>Tropical Sec</b>	21790	3101	9,0	27,82
<b>Tropical Humide</b>	24919	22403	3,1	68,51
<b>Désert</b>	5940	66	5,1	0,34
<i>Continent</i>				
<b>Afrique</b>	18288	4120	2,6	10,72
<b>Europe</b>	9564	3079	3,4	10,52
<b>Amérique du Nord</b>	23020	7142	3,9	27,59
<b>Amérique du Sud</b>	17732	11150	3,1	34,31
<b>Asie</b>	32518	15318	4,7	71,55
<b>Australie</b>	4476	773	3,9	3,03
<b>Antarctique</b>	728	162	1,0	0,16

Comme nous avons pu le signaler pour les taux d'érosion, les petites rivières de montagnes (superficie <  $10\,000 \text{ km}^2$ ) sont supposées avoir une contribution importante (~20-30% du flux global de COP) et restent sous-échantillonnées. Ainsi, avec des moyennes en COP (%) faibles, les rivières et fleuves du Pacifique Ouest présentent des taux excessivement élevés comme ont pu le montrer Kao et Liu (1996) et plus récemment Lyons et al. (2002 ; **Tableau IV - 2**).

**Tableau IV - 2 : Concentrations moyennes et taux d'exportation de COP pour des rivières de Nouvelle Zélande (Lyons et al., 2002).**

Rivière	Taux d'érosion $\text{t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$	Ruissellement ( $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$ )	Superficie ( $\text{km}^2$ )	Taux exportation COP ( $10^6 \text{ g} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ )	Moyenne COP (%)
<b>Hokitika</b>	17 000	9 400	352	43	0,25
<b>Cropp</b>	30 000	10 070	29	52	0,41
<b>Haast</b>	12 700	6 500	1020	168	0,56
<b>Hikuwai</b>	13 890	1 900	307	222	1,60

Ces deux études, sur la quantification des flux de COP, ont montré que les taux d'exportation de ces petites rivières étaient fortement influencés par les activités anthropiques (e.g. déforestation, agriculture et développement urbain). L'impact des activités anthropiques (construction de routes, par exemple) a été estimé à partir d'un suivi long terme sur une rivière à Taïwan (Figure IV - 6 ; Kao et Liu, 1996 ; Kao et Liu, 2002).

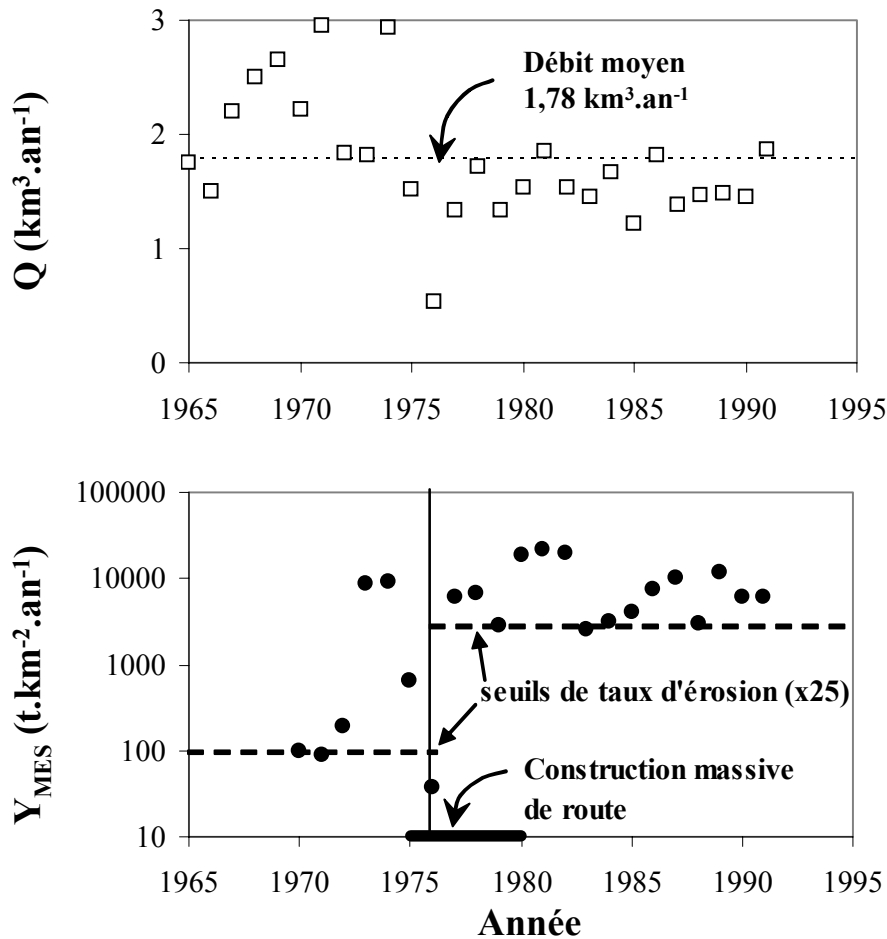


Figure IV - 6 : Débits moyens annuels (1965-1991) et taux d'érosion (1970-1991) ; la ligne verticale marque la limite entre les deux périodes de production de sédiment coïncidant avec le début des constructions de routes (d'après Kao et Liu, 1996).

Avant les activités anthropiques, le taux d'érosion moyen annuel « naturel » a été estimé à  $100 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  (valeur également observée sur des rivières « non-anthropisées » à Taïwan), alors qu'après la construction de routes, le seuil correspondrait à  $2500 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  (Figure IV - 7). Des précautions doivent alors être prises en distinguant ces deux facteurs : l'importance de ces rivières peut être biaisée par des suivis récents qui ne prennent en compte que les flux post-anthropiques non stationnaires (Kao et Liu, 2002). En considérant que la teneur moyenne de COP (%) est fortement corrélée aux taux d'érosion, cette conclusion est à prendre en considération dans les estimations de carbone à l'échelle globale.

## II.2. CARBONE ORGANIQUE DISSOUS (COD)

### II.2.1. Variabilité temporelle des concentrations

L'augmentation des concentrations en COD a pu être mise en évidence sur différentes rivières lors de violents orages (Mulholland et al., 1990, Tipping et al., 1997), typhons (e.g. Kao et Liu, 1997) ou lors de la fonte des neiges (Hornberger et al., 1994) suggérant une contribution considérable du COD issu du lessivage des sols et zones ripariennes (e.g. litière de feuilles ; Meyer, 1998) sur le flux total de COD aux rivières. L'analyse du fonctionnement hydrogéochimique d'un petit bassin du Strengbach lors d'une crue a montré que les eaux de surfaces saturées, riches en COD, apportaient plus de la moitié du flux de carbone exporté par le ruisseau à l'exutoire (Idir et al., 1999). Une étude sur la variabilité saisonnière du COD sur une rivière Méditerranéenne par Butturini et Sabater (2000) a permis d'estimer que les crues contribuaient à 52% de l'export total de COD ; de plus, durant ces événements, les débits expliquaient plus de 93% de la variance des concentrations en COD. Lors d'une crue, l'augmentation modérée du COD en fonction des débits ne serait pas linéaire mais formerait une courbe d'hystérésis (e.g. Meybeck, 1993a ; Butturini et Sabater, 2000 ; **Figure IV - 7**).

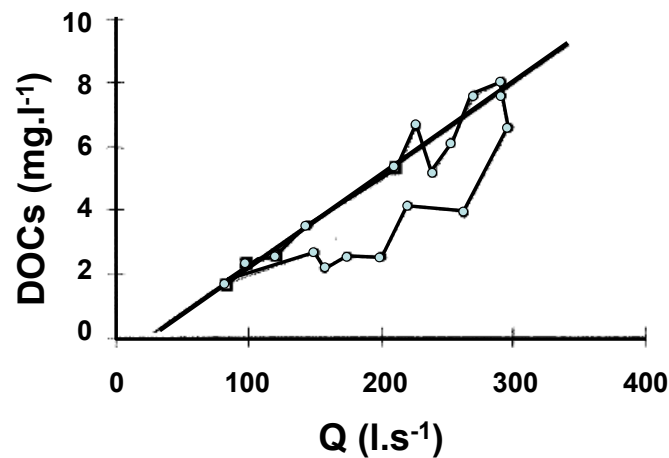


Figure IV - 7 : Exemple de la variabilité temporelle des concentrations en COD (DOCs) en fonction des débits (Butturini et Sabater, 2000) représentant une courbe d'hysteresis.

### II.2.2. Variabilité spatiale du COD

Meybeck (1988) a classé et déterminé un ordre de grandeur des concentrations moyennes en COD pour les grands types de climat : fleuves et rivières des régions semi-arides (1 mg.l<sup>-1</sup>), des régions sèches tropicales (3 mg.l<sup>-1</sup>), des régions tempérées (4 mg.l<sup>-1</sup>), des toundras et taïgas (6 mg.l<sup>-1</sup>) et des zones tropicales humides (8 mg.l<sup>-1</sup>). Ces données sont en relation avec le rapprochement climat/densité de carbone (kg.m<sup>-2</sup>) contenu dans les sols (**Tableau IV - 3**).

**Tableau IV - 3 : Estimations des réservoirs de carbone contenu dans les sols (d'après Post et al., 1982).**

Life-zone groups	Area ( $\times 10^{12}$ m <sup>2</sup> )	Carbon density (kg m <sup>-2</sup> )	Soil carbon ( $\times 10^{15}$ g)
Tropical forest - wet	4.1	19.1	78.3
Tropical forest - moist	5.3	11.4	60.4
Tropical forest - dry	2.4	9.9	23.8
Tropical forest - very dry	3.6	6.1	22.0
Temperate forest - warm	8.6	7.1	61.1
Temperate forest - cool	3.4	12.7	43.2
Boreal forest - wet	6.9	19.3	133.2
Boreal forest - moist	4.2	11.6	48.7
Tropical woodland and savanna	24.0	5.4	129.6
Temperate thorn steppe	3.9	7.6	29.6
Cool temperate steppe	9.0	13.3	119.7
Tropical desert bush	1.2	2.0	2.4
Warm desert	14.0	1.4	19.6
Cool desert	4.2	9.9	41.6
Boreal desert	2.0	10.2	20.4
Tundra	8.8	21.8	191.8
Sub-total for the study			1,025.4
Cultivated land	21.2	7.9	167.5
Wetlands	2.8	72.3	202.4
Global soil carbon pool			1,395.3

Au même titre que l'étude présentée sur les transferts de COP, Ludwig (1997) a établi les facteurs de contrôle de la variabilité des flux de COD. A partir d'un ensemble de fleuves mondiaux, les débits spécifiques montrent une bonne corrélation avec les concentrations en COD ( $n=29$  ;  $r = 0,64$ ). De même, il a été observé que plus l'altitude (i.e. sous-tendue la pente) était faible et plus les concentrations en COD étaient fortes, par exemple au niveau de zones d'accumulation de carbone comme les tourbières (Heikinen, 1994). Cette relation inverse entre les concentrations en COD et les pentes a également pu être mise en évidence sur des rivières d'un des tributaires principaux de l'Amazonie issu des Andes : le Madeira (Guyot et Wasson, 1994 ; Seyler et al., sous presse ; **Figure IV - 8**). Les résultats de la régression linéaire de Ludwig (1997) ont pu être améliorés en y ajoutant deux autres paramètres : la pente des bassins et la quantité de carbone contenu dans les sols selon l'algorithme suivant :

$$F_{\text{COD}} = 0,0040 \text{ débit} - 8,76 \text{ pente} + 0,095 \text{ carbone sol} \quad r = 0,90$$

- où les flux sont exprimés en  $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  ; les débits en millimètres ; la pente en radians et le carbone contenu dans les sols en  $\text{kg.m}^{-3}$ .

Cette équation a été généralisée à l'échelle globale et les résultats sont synthétisés dans le **Tableau IV - 4**. Les concentrations moyennes en COD des zones tempérées, des toundras et taïgas, montrent des valeurs identiques à celles de Meybeck (1988). Par contre, les valeurs des zones tropicales sèches sont supérieures ( $5,2$  contre  $3 \text{ mg.l}^{-1}$ ) ; à l'inverse, la moyenne de COD de la zone tropicale humide est pratiquement deux fois plus faible ( $4,5$  contre  $8 \text{ mg.l}^{-1}$ ).

Plus récemment, une étude menée à l'échelle mondiale a montré que, les rapports C/N de sols pouvaient expliquer 99,2% de la variance des flux annuels de COD de 164 rivières subdivisés en 15 biomes. La relation reliant les rapports C/N et les flux a alors été utilisée pour prédire l'exportation à l'échelle globale du flux de carbone, estimé à  $360 \cdot 10^6 \text{ t C} \cdot \text{an}^{-1}$  (Aitkenhead et McDowell, 2000). Cette étude demande à être vérifiée car elle doublerait les estimations de flux en COD (Ludwig et al., 1996; Meybeck et Vörösmarty, 1999). La validation de cette nouvelle estimation nécessite alors l'acquisition de banques de données fiables de flux en COD.

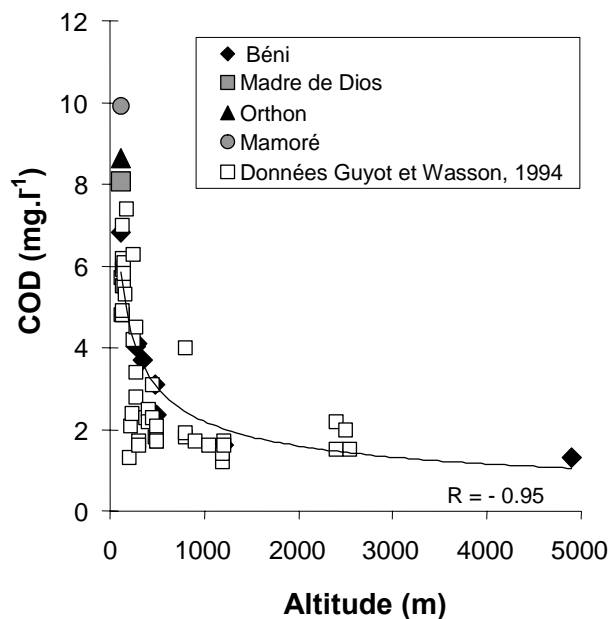


Figure IV - 8 : Influence de l'altitude sur les concentrations en COD (Seyler et al., sous presse)

Tableau IV - 4 : Estimations des concentrations en COD, des apports fluviaux en eau (Q) et en COP ( $10^{12} \text{ gC}$ ) vers les océans, classées par types de climats ou par continents (Ludwig, 1997).

	A $10^3 \text{ km}^2$	Q $10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$	COD ( $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ )	Flux COD ( $\text{TgC} \cdot \text{an}^{-1}$ )
<i>Climat</i>				
Polaire	3892	762	4,1	3,12
Toundra et taïga	23232	6930	6,6	45,88
Tempéré Sec	9635	729	4,0	2,90
Tempéré Humide	16918	7753	4,6	35,37
Tropical Sec	21790	3101	5,2	15,96
Tropical Humide	24919	22403	4,5	101,72
Désert	5940	66	4,3	0,29
<i>Continent</i>				
Afrique	18288	4120	4,9	19,97
Europe	9564	3079	5,4	16,60
Amérique du Nord	23020	7142	5,5	39,37
Amérique du Sud	17732	11150	4,7	51,53
Asie	32518	15318	4,8	73,00
Australie	4476	773	5,0	3,86
Antarctique	728	162	3,8	0,61

### **II.2.3. Origines du COD**

L'analyse des variabilités temporelles et les résultats sur les facteurs de contrôle du COD (Ludwig et al., 1996 ; Ludwig, 1997 ; Aitkenhead et McDowell, 2000) semblent confirmer l'hypothèse selon laquelle les sols sont la source majeure du COD dans les rivières. De plus, le carbone organique dissous est pour une large part constitué de substances humiques qui sont les produits de dégradation des plantes terrestres dans les sols, transportées par lessivage jusqu'aux rivières (Malcolm, 1990 ; Opsahl et Benner, 1997). Le COD est alors considéré comme réfractaire et transporté de manière quasiment conservative jusqu'à la zone côtière (Mantoura and Woodward, 1983).

Toutefois, des études récentes ont montré que sur certaines rivières, il existait un COD « jeune » (enrichi en  $^{14}\text{C}$ ), qui pouvait être dégradé sur des laps de temps courts (émission de  $\text{CO}_2$ ), équivalents au trajet des eaux fluviales vers la zone côtière (Raymond et Bauer, 2001). Ce COD serait issu de litières fraîchement décomposées (Bloom, 1991) ou de la production phytoplanctonique fluviale qui, comme dans le Mississippi, avait jusqu'alors été sous-estimée (Bianchi et al., 2004). Ainsi, comme le COP, le COD est constitué d'une part labile et d'une part réfractaire. On peut préciser que ce COD « jeune », du fait de son caractère hautement dégradable, aura une incidence faible en terme de bilan « transport » de CO. Toutefois, en terme de bilan de carbone vers l'atmosphère (émissions de  $\text{CO}_2$ ), il joue un rôle essentiel (e.g. Abril et al., 2002 ; Richey et al., 2002).

### **III. ETUDE DE LA DYNAMIQUE DU CO DANS DEUX SYSTEMES CONTRASTES**

Les contenus en composés particuliers et dissous issus du lessivage des systèmes sols/litières varient en fonction de la géomorphologie du bassin et du régime de la rivière considérée. Ces paramètres vont donc influencer la quantité de carbone organique apportée par les fleuves et rivières à la zone côtière. C'est pourquoi, nous nous sommes intéressés à deux systèmes contrastés dans des zones climatiques différentes.

#### **III.1. OBJECTIFS SCIENTIFIQUES**

Si associer érosion et cycle du CO paraît évident (cf. paragraphe I), il nous a paru intéressant d'établir une comparaison de ces deux phénomènes dans deux systèmes diamétralement opposés : la Nivelle, petit bassin versant montagneux en climat tempéré et le Congo (Zaïre), second plus important fleuve en terme de débits, après l'Amazone, et drainant la zone équatoriale. Une telle démarche a été faite en vue de donner des éléments de réponses à certaines questions :

- quelles sont les variabilités saisonnières des teneurs et des flux de CO des eaux de ces environnements ? quels rôles jouent les événements hydrologiques marquants (crues/étiages ; hautes/basses eaux) sur les transferts organiques ? Ces deux points permettront d'évaluer si la fréquence d'échantillonnage a une incidence sur la compréhension des mécanismes mis en jeu et sur l'obtention de bilans fiables.

- les types de végétation des bassins versants ont-ils un impact réel sur les flux organiques ?

- quelles sont les sources dominantes : allochtone/autochtone ? la phase organique particulaire prévaut-elle sur la phase organique dissoute ?

- quelle qualité de matière organique (en terme de labile/réfractaire) doit-on attendre lors de son expulsion à l'océan ?

## III.2. CONTRIBUTION OF SMALL MOUNTAINOUS RIVERS TO PARTICULATE ORGANIC CARBON INPUT IN THE BAY OF BISCAY - ARTICLE #2

Cet article a été accepté pour publication dans *Biogeochemistry* en juillet 2004.

### III.2.1. Résumé des principaux résultats

La Nivelle draine le Piedmont Pyrénéen et se jette dans la Baie de Saint-Jean-de-Luz contribuant aux apports d'eau et de matières dans le Golfe de Gascogne. La superficie du bassin versant est de 238 km<sup>2</sup> pour un débit moyen interannuel enregistré à Saint-Pée-sur-Nivelle de 5,2 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Au niveau de cette station, la superficie de drainage est de 160 km<sup>2</sup>.

Un échantillonnage à haute résolution temporelle a été réalisé à la station d'hydrobiologie de l'INRA à Saint Pée-sur-Nivelle en 1996. Un préleveur automatique SIGMA 800SL a permis un échantillonnage toutes les 2 heures pour la détermination des concentrations en MES. Ces données ont été consignées dans la thèse de Maneux (1998) et ont fait l'objet d'une publication montrant l'importance de la contribution des petites rivières montagneuses dans les flux de MES transférés dans le Golfe de Gascogne (Maneux et al., 1999) en comparaison avec les apports de l'Adour et de la Gironde. Certains des filtres de MES ont été sélectionnés, en fonction des conditions hydrologiques, pour être dosés en carbone organique particulaire (COP). Lors des étiages, un échantillon par semaine a été dosé et doit être représentatif de cette période. Durant les crues, chaque filtre de MES a été analysé en COP (i.e. toutes les deux heures). Au total, 275 analyses ont été réalisées sur l'année 1996. Cette banque de données est consignée dans l'article #2 (**Tableau IV - 5**).

Les teneurs en COP, exprimées en % de COP contenu dans les MES, ont montré un appauvrissement graduel durant une succession de crues jusqu'à atteindre un seuil de 3% attribué au pourcentage de COP contenu dans les sols.

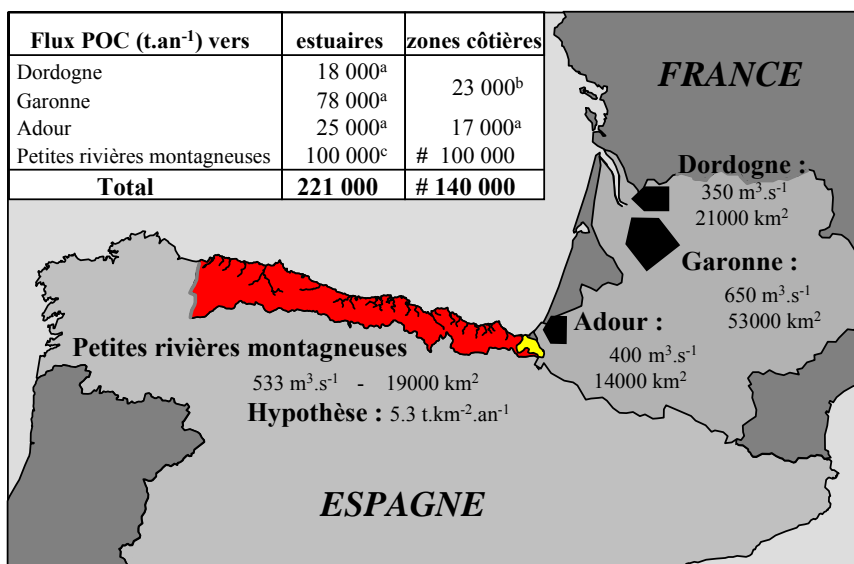
Le bilan annuel a été estimé à 845 tonnes correspondant à un flux spécifique annuel de 5,3 tC.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. Ce flux peut être considéré comme une valeur minimale puisqu'il a été obtenu lors d'une année relativement sèche avec peu d'événements hydrologiques majeurs (i.e. érosion limitée). Les crues sont des événements majeurs dans les transferts de MES et de COP allochtone. Au niveau de petits bassins montagneux comme la Nivelle, les crues sont intenses et de brèves durées : 32% du flux de COP a été transporté en 1% du temps, 66% en 10% du temps. Ce fait souligne l'importance de la fréquence d'échantillonnage pour l'établissement des bilans en COP. En utilisant la méthode employée par Veysy et al.,



(1998), il a été possible de discriminer l'origine du COP. Sur les 845 t correspondant au flux annuel, **55% proviendraient du sol, 40% de la litière et/ou des zones ripariennes et seulement 5% de la production autochtone.**

La valeur du flux spécifique ( $5,3 \text{ tC.km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) a été extrapolée à la superficie totale ( $19000 \text{ km}^2$ ) des petits bassins montagneux de la Côte Sud du Golfe de Gascogne qui présentent des caractéristiques similaires à la Nivelle (Figure IV - 9). Compte tenu des fortes pentes et du caractère torrentiel de ces rivières, la quasi-totalité des transferts fluviaux ( $100\,000 \text{ t}$  de COP) est expulsée directement dans le Golfe de Gascogne. A contrario, dans la Gironde, le temps de résidence du COP dans l'Estuaire est très long (1 à 2 ans) permettant alors une minéralisation et une sédimentation d'une grande partie de ce POC aboutissant à des émissions de  $\text{CO}_2$  dans l'Estuaire (Abril et al. 1999 and 2002; Frankignoulle et al. 1998). L'influence considérable de la dynamique sédimentaire sur les processus de minéralisation révèle qu'en Gironde seul 25% ( $23\,000 \text{ t}$ ) du COP sort de l'Estuaire. Dans l'Estuaire de l'Adour, 70% ( $17\,000 \text{ t}$ ) arrivent à l'océan en raison d'un temps de résidence plus court (quelques semaines) que dans l'Estuaire de la Gironde.

**Ainsi, bien que les petites rivières pyrénéennes et cantabriques ne contribuent qu'à seulement 28% des apports d'eau, elles comptent pour 70% des flux totaux de COP au Golfe de Gascogne.**



**Figure IV - 9 : Bilan des flux annuels de COP aux zones côtières et estuariennes du sud du Golfe de Gascogne (References- <sup>(a)</sup>: Veyssy 1998 et Veyssy et al., 1999; <sup>(b)</sup>: données calculées à partir de Abril et al., 2002 et <sup>(c)</sup>: notre étude). Les débits ( $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) et les superficies ( $\text{km}^2$ ) des différents bassins sont donnés à titre d'information. Le bassin de la Nivelle est en jaune, ceux des petits bassins montagneux sont en rouge.**

### III.2.2. Article : Contribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay

Alexandra COYNEL<sup>a</sup>, Henri ETCHEBER<sup>a</sup>, Gwenaël ABRIL<sup>a</sup>, Eric MANEUX<sup>b</sup>, Jacques DUMAS<sup>c</sup> and Jean-Emmanuel HURTREZ<sup>a</sup>.

<sup>a</sup> Equipe Traceurs Géochimiques et Minéralogiques (TGM) – Département de Géologie et Océanographie - UMR CNRS 5805, Université Bordeaux I, 33405 Talence.

<sup>b</sup> Geotransfert – Département de Géologie et Océanographie, UMR CNRS 5805, Université Bordeaux I, 33405 Talence.

<sup>c</sup> Station Hydrobiologique, INRA, 64310 St-Pée sur Nivelle.

---

#### **Abstract –**

The Nivelle River, a typical Pyrenean mountainous watershed reaching the Bay of Biscay (Atlantic Ocean), was sampled with high resolution during 1996. The particulate organic carbon (POC) contents during successive floods shows that there is a graduated impoverishment of the organic fraction of suspended particulate matter (SPM) from the first flood to the next ones, reaching a threshold value (3%) attributed to allochthonous fraction (soil). On the basis of the high frequency data of water discharge and POC concentration, an annual POC flux was established: 845 tons, corresponding to a specific POC flux of  $5.3 \text{ tC km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ . This value was obtained during a dry period and must be considered as a minimum value for longer time scale. The POC originated mostly from soil (55%) and riparian/litter (~40%) with a very minor (<5%) contribution of autochthonous POC. 32% of the annual POC flux was carried in 1% of time and 66% in 10% of time. The specific POC yield,  $5.3 \text{ tC km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , if extended to the whole mountainous area of the southern coast of the Bay of Biscay (19000 km<sup>2</sup>), leads to an estimated POC flux around 100,000 t.yr<sup>-1</sup>. Although small Cantabrian mountainous rivers contributed to only 28% of the freshwater discharge in the Bay of Biscay, their POC load was estimated to account for 70% of the total POC inputs in the Bay.

---

## **Introduction –**

In the context of a better understanding of the global carbon cycle, there has been an increasing concern over the quantification of sediment and carbon transport by rivers to the ocean (Milliman & Syvitski 1992; Meybeck et al. 1993; Ludwig & Probst 1998). The erosion of carbon from land and its subsequent transport to sea via rivers represent a major pathway in the global carbon cycle (Kempe 1979; Degens et al. 1984). Among the total flux of carbon carried by world rivers ( $1 \text{ Gt.yr}^{-1}$ ), the contribution of organic carbon is estimated to represent ~40% (Meybeck 1993).

Over 25 years investigations of the SCOPE/CARBON program (Degens 1982) have substantially improved our knowledge on fluvial carbon fluxes (Lewis & Saunders 1989; Richey et al. 1990; Degens et al. 1991; Kempe et al. 1993). Even if the global figures are more precise today, important gaps persist, mainly due to the scarcity of river data. Little data take into account the temporal variability of fluvial carbon fluxes because of the requirement of time-extensive researches. The precision of the riverine flux estimates suffers from the temporal variability of water and sediment discharges. This implies that flux estimations require suitable hydrological monitoring and sampling frequency (De Vries & Klavers 1994; Meybeck 2001). Furthermore, only most of the largest world rivers are taken into account in the global fluvial organic carbon transport to the ocean. However, small mountainous rivers may contribute much more sediment than previously estimated (Milliman & Syvitsky 1992). For example, Maneux et al. (1999) showed that suspended particulate matter (SPM) fluxes by small mountainous rivers can be the primary source of suspended matter to the Bay of Biscay.

Using high resolution of water discharge, SPM and particulate organic carbon (POC) concentrations, the present paper provides high frequency data (every two hours during floods) of POC fluxes in a small mountainous river within an hydrological and geochemical observation network in the Southwest of France: the Nivelle River in 1996.

The aims of this study are:

1. To describe temporal variability of POC concentrations during high frequency sampling, and discuss POC origins (soil, litter or autochthonous production);
2. To produce a reliable annual POC flux based on this extensive database;
3. To assess the contribution of small mountainous rivers to the regional POC budget of the southern part of the Bay of Biscay.

## 1. Sampling area: the Nivelle River watershed -

The Nivelle River drains a typical Pyrenean mountainous watershed, reaching the Bay of Biscay (Atlantic Ocean) in the Saint Jean-de-Luz Bay (**Figure IV - 10A**). The main channel (mean channel slope: 2.5%) of the Nivelle River is 39 km long and drains 238 km<sup>2</sup> of the Western Pyrenean Mountains coast (Maneux et al. 1999). Water discharge and SPM concentrations were measured at Saint Pée-sur-Nivelle (downstream gauging station). Consequently, the drainage area sampled in this work (160 km<sup>2</sup>) represents 68% of the total basin area. A vegetation map is shown in **Figure IV - 10B**.

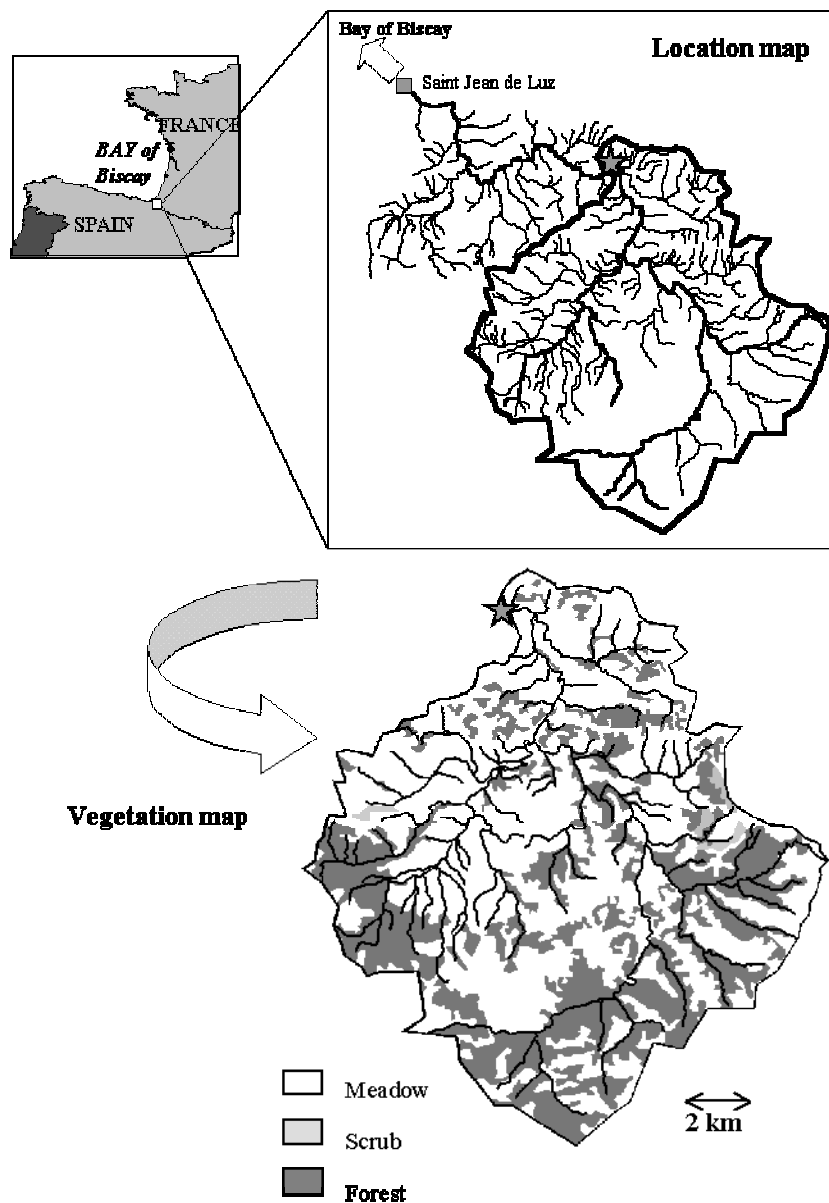


Figure IV - 10 : A) Location of the Nivelle drainage Basin and sampling station (represented by a star). B) Vegetation map of the Nivelle Basin.

Outcrop areas in the watershed are composed of Carboniferous Black Schist (16%), Devonian Schist (23%), Trias Sandstone (16%), Albian Schist/Sandstone (6%) and Cretaceous Flyschs (40%).

Morphological characteristics of the Nivelles basin are characterized by a 24 km-main channel length at the sampling station, maximum and minimum heights respectively of 660 and 17 m, and mean slope channel 27 m.km<sup>-1</sup>. The high drainage density (sum of all streams length in km divided by the watershed area in km<sup>2</sup>) of the Nivelles River at the sampling station (3.7 km<sup>-1</sup>) is responsible of high temporal variability of water and SPM transport (Coynel et al., 2004).

The Nivelles Basin is influenced by temperate oceanic climate with annual mean precipitations ~ 1476 mm (mean between 1951 and 1980). The average annual discharge for the period 1969-2002 is 5.2 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. However, intense rainfall events occasionally cause “flash” floods with discharge temporary exceeding 100 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>.

## 2. Materials and Methods –

In this study, we present a dataset of water discharge, SPM and POC concentrations in the Nivelles River acquired during 1996 (Figure IV - 11 and Tableau IV - 5).

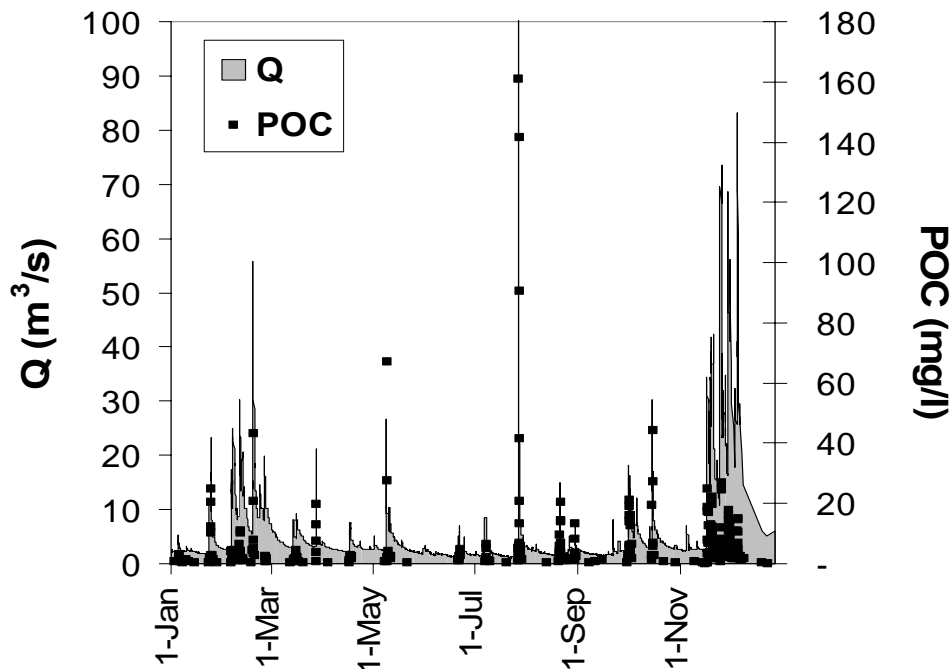


Figure IV - 11 : Discharges and POC concentrations in the Nivelles River during 1996.

Tableau IV - 5 : Data bank at Saint Pée-sur-Nivelle in 1996: POC concentrations (expressed in % and in mg.l<sup>-1</sup>) and corresponding water discharges (Q in m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) and suspended particulate matter concentrations (SPM in mg.l<sup>-1</sup>)

Date	Q	SPM	POC %	POC	Date	Q	SPM	POC %	POC
12/20/95 15:30	1.7	0.7	30.0	0.3	04/17/96 6:00	5.9	7.0	13.3	0.9
12/24/95 11:00	1.8	0.4	30.0	0.3	04/17/96 10:00	6.1	18.5	10.2	1.9
12/25/95 11:00	2.8	2.0	28.7	0.6	04/17/96 16:00	6.8	25.2	8.8	2.2
12/26/95 9:00	3.2	4.4	16.1	0.7	04/17/96 20:00	7.6	35.2	7.3	2.6
12/29/95 9:00	2.6	1.5	26.0	0.4	04/18/96 4:00	7.6	27.4	8.3	2.3
01/03/96 8:30	2.1	2.3	23.4	0.5	04/18/96 12:00	5.7	16.0	10.4	1.7
01/05/96 15:00	2.8	19.5	14.7	2.9	05/08/96 12:00	2.4	3.4	17.9	0.6
01/05/96 17:00	4.4	33.3	8.5	2.8	05/09/96 12:00	3.4	6.4	12.2	0.8
01/06/96 0:00	3.7	26.5	11.4	3.0	05/09/96 14:00	17.0	19.0	10.4	2.0
01/06/96 20:00	2.8	3.4	16.6	0.6	05/09/96 16:00	24.5	1038	6.5	67.1
01/08/96 9:00	2.4	2.9	15.9	0.5	05/09/96 18:00	16.7	395.0	7.0	27.4
01/10/96 13:00	2.8	9.7	15.5	1.5	05/10/96 2:00	8.2	47.0	8.5	4.0
01/11/96 11:00	2.7	6.9	9.7	0.7	05/10/96 12:00	7.9	24.8	9.4	2.3
01/15/96 9:00	2.2	1.5	15.9	0.2	05/11/96 12:00	10.4	30.1	8.4	2.5
01/23/96 9:00	1.8	1.9	21.7	0.4	05/11/96 14:00	9.9	25.2	9.2	2.3
01/24/96 15:00	1.8	21.8	7.7	1.7	05/11/96 20:00	7.9	17.4	9.6	1.7
01/24/96 18:00	2.2	38.3	7.5	2.9	05/21/96 12:00	2.8	1.5	18.9	0.3
01/25/96 2:00	12.5	134	7.6	10.2	06/21/96 4:00	1.7	9.1	10.1	0.9
01/25/96 6:00	17.4	466	5.3	24.8	06/21/96 12:00	5.1	11.9	9.5	1.1
01/25/96 8:00	23.3	361	5.7	20.5	06/21/96 22:00	2.3	25.3	6.0	1.5
01/25/96 10:00	17.0	188	6.6	12.4	06/22/96 4:00	7.1	28.5	8.3	2.4
01/25/96 18:00	10.1	37.2	7.4	2.8	06/22/96 6:00	6.3	66.3	7.0	4.6
01/26/96 8:00	6.3	13.8	9.1	1.3	06/22/96 10:00	5.3	86.3	5.2	4.5
01/28/96 8:00	3.7	2.5	11.3	0.3	06/22/96 18:00	2.8	38.4	7.0	2.7
02/06/96 2:00	3.1	3.2	15.0	0.5	07/07/96 6:00	1.6	6.6	10.4	0.7
02/06/96 4:00	5.7	62.4	6.8	4.2	07/07/96 22:00	5.1	25.8	8.1	2.1
02/07/96 0:00	10.4	17.5	7.2	1.7	07/08/96 2:00	7.1	91.0	7.3	6.6
02/07/96 12:00	14.6	58.8	7.4	4.3	07/08/96 6:00	5.1	64.0	7.6	5.0
02/08/96 12:00	16.0	25.2	10.2	2.6	07/09/96 0:00	3.1	13.0	9.1	1.2
02/11/96 4:00	8.7	7.6	11.3	0.9	07/10/96 12:00	2.3	7.9	10.1	0.8
02/11/96 8:00	22.5	103	6.4	6.6	07/20/96 12:00	1.4	2.7	14.6	0.4
02/11/96 12:00	17.7	34.9	7.7	2.7	07/27/96 2:00	1.8	8.3	12.8	1.1
02/11/96 16:00	19.5	57.7	7.0	4.0	07/27/96 4:00	2.4	9.7	9.8	0.9
02/11/96 18:00	27.8	197	5.2	10.3	07/27/96 6:00	5.1	15.7	8.0	1.3
02/11/96 20:00	29.4	186	5.8	10.8	07/27/96 8:00	6.5	41.6	6.8	2.8
02/12/96 2:00	21.2	37.7	8.4	3.1	07/27/96 10:00	6.8	75.1	6.6	5.0
02/12/96 20:00	13.5	17.7	8.9	1.6	07/27/96 12:00	23.3	76.0	6.7	5.1
02/13/96 0:00	19.8	25.2	7.4	1.9	07/27/96 14:00	72.6	2215	7.3	160.8
02/13/96 12:00	14.6	13.4	8.6	1.1	07/27/96 16:00	98.2	2726	5.2	141.5
02/18/96 12:00	5.7	2.7	14.1	0.4	07/27/96 18:00	56.6	2190	4.1	90.6
02/19/96 3:00	7.6	63.5	7.1	4.5	07/27/96 20:00	36.0	1260	3.3	41.6
02/19/96 6:00	13.2	72.5	4.9	3.5	07/27/96 22:00	27.4	547	3.8	20.9
02/19/96 10:00	14.6	66.1	7.6	5.0	07/28/96 0:00	22.1	311	4.3	13.2
02/19/96 18:00	32.7	136	5.7	7.7	07/28/96 4:00	16.3	158	4.3	6.8
02/19/96 20:00	46.8	745	6.6	43.2	07/28/96 8:00	13.2	85.8	4.4	3.7
02/19/96 22:00	36.5	298	7.0	20.9	07/28/96 12:00	10.7	87.6	5.2	4.5
02/20/96 6:00	19.5	32.7	8.3	2.7	07/28/96 18:00	8.7	57.4	4.8	2.7
02/26/96 10:00	7.9	5.5	12.4	0.7	07/29/96 0:00	7.3	36.2	6.0	2.2
02/26/96 16:00	12.8	34.1	6.5	2.2	07/29/96 12:00	6.1	26.4	5.6	1.5
02/26/96 20:00	19.8	39.8	6.2	2.4	08/13/96 12:00	1.8	2.2	18.9	0.4
02/27/96 2:00	14.2	31.0	5.8	1.8	08/20/96 10:00	1.8	7.4	9.5	0.7
02/27/96 16:00	10.7	6.6	10.1	0.6	08/20/96 18:00	2.3	14.5	9.5	1.4
03/12/96 12:00	3.1	1.0	30.0	0.5	08/21/96 0:00	3.4	83.8	4.7	3.9
03/14/96 16:00	4.9	3.8	15.0	0.6	08/21/96 4:00	3.4	51.0	6.0	3.1
03/15/96 0:00	8.2	13.9	10.6	1.5	08/21/96 6:00	2.9	56.7	6.2	3.5
03/15/96 6:00	6.3	16.5	11.2	1.9	08/21/96 8:00	2.7	85.0	6.9	5.9
03/16/96 2:00	4.9	20.8	12.0	2.5	08/21/96 10:00	2.7	209	4.5	9.4
03/16/96 6:00	6.1	12.3	9.1	1.1	08/21/96 12:00	5.9	281	5.1	14.2
03/16/96 10:00	9.3	59.2	7.7	4.6	08/21/96 14:00	14.2	475	4.3	20.3
03/16/96 20:00	8.2	22.7	8.8	2.0	08/21/96 16:00	9.6	274	5.1	13.9
03/17/96 12:00	7.6	6.9	11.1	0.8	08/21/96 18:00	7.6	138	4.9	6.7
03/20/96 12:00	4.9	2.4	13.1	0.3	08/21/96 20:00	5.9	73.5	5.7	4.2
03/27/96 20:00	2.9	5.5	13.3	0.7	08/22/96 0:00	4.1	33.5	6.1	2.1
03/28/96 2:00	5.7	68.2	5.7	3.9	08/22/96 12:00	2.8	16.4	8.3	1.4
03/28/96 4:00	21.2	252	5.2	13.1	08/24/96 12:00	2.2	5.5	16.7	0.9
03/28/96 6:00	14.2	319	6.2	19.9	08/26/96 12:00	2.6	11.3	15.6	1.8
03/28/96 10:00	7.9	89.1	8.4	7.5	08/29/96 12:00	2.7	7.8	15.3	1.2
04/04/96 12:00	3.1	3.9	12.7	0.5	08/30/96 0:00	2.7	9.6	15.3	1.5
04/16/96 20:00	2.2	2.8	17.6	0.5	08/30/96 4:00	3.5	24.4	13.7	3.3

Tableau IV - 5 continued

Date	Q	SPM	POC %	POC	Date	Q	SPM	POC %	POC
08/30/96 8:00	5.5	116	11.4	13.2	11/21/96 16:00	26.6	34.7	5.9	2.0
08/30/96 12:00	4.6	65.9	12.2	8.0	11/21/96 20:00	23.7	27.4	6.2	1.7
08/31/96 0:00	3.4	16.8	13.9	2.3	11/22/96 8:00	18.8	26.1	6.8	1.8
09/07/96 12:00	2.1	2.9	17.1	0.5	11/22/96 12:00	18.1	31.1	6.9	2.1
09/11/96 12:00	1.7	3.8	18.4	0.7	11/25/96 14:00	10.7	9.7	8.6	0.8
09/15/96 12:00	1.6	7.1	19.0	1.3	11/25/96 18:00	11.4	13.3	8.4	1.1
09/30/96 12:00	2.0	2.5	16.9	0.4	11/25/96 20:00	15.3	51.1	7.4	3.8
10/01/96 8:00	6.1	14.7	10.9	1.6	11/25/96 22:00	40.9	166	4.9	8.2
10/01/96 10:00	6.3	27.4	10.7	2.9	11/26/96 0:00	66.5	668	4.0	26.8
10/01/96 14:00	5.0	51.4	11.8	6.0	11/26/96 2:00	59.0	577	4.2	24.4
10/01/96 16:00	5.3	46.8	11.6	5.4	11/26/96 4:00	43.6	251	4.8	12.0
10/01/96 18:00	10.4	159	8.7	13.8	11/26/96 6:00	37.4	117	5.1	6.0
10/01/96 20:00	13.5	244	7.8	19.0	11/26/96 8:00	32.3	80.3	5.4	4.4
10/01/96 22:00	9.9	238	8.9	21.2	11/26/96 10:00	29.4	118.3	5.6	6.7
10/02/96 0:00	9.0	175	9.2	16.1	11/26/96 14:00	37.9	68.2	5.1	3.5
10/02/96 8:00	9.0	42.6	9.2	3.9	11/30/96 6:00	16.3	27.4	7.2	2.0
10/02/96 12:00	7.9	30.0	9.8	2.9	11/30/96 10:00	45.9	236	4.7	11.0
10/02/96 16:00	9.3	30.8	9.1	2.8	11/30/96 12:00	63.5	428	4.1	17.5
10/02/96 20:00	15.3	171	7.4	12.7	11/30/96 14:00	65.5	396	4.0	16.0
10/03/96 0:00	10.4	74.8	8.7	6.5	11/30/96 16:00	65.5	352	4.0	14.2
10/03/96 8:00	8.7	19.4	9.4	1.8	11/30/96 18:00	54.0	300	4.4	13.2
10/15/96 0:00	3.7	20.2	13.4	2.7	11/30/96 20:00	51.7	219	4.5	9.8
10/15/96 10:00	4.1	11.2	12.9	1.4	11/30/96 22:00	46.8	194	4.7	9.0
10/15/96 12:00	6.3	182	10.7	19.5	12/01/96 0:00	46.3	157	3.2	5.0
10/15/96 18:00	24.5	727	6.1	44.3	12/01/96 2:00	42.7	132	3.3	4.4
10/15/96 20:00	16.3	378	7.2	27.3	12/01/96 4:00	40.9	119	3.4	4.1
10/15/96 22:00	13.9	87.5	7.7	6.8	12/01/96 6:00	45.0	111	3.4	3.8
10/16/96 0:00	17.0	83.2	7.1	5.9	12/01/96 8:00	56.2	194	3.1	6.0
10/16/96 12:00	9.6	29.2	9.0	2.6	12/01/96 10:00	53.1	238	3.7	8.8
10/22/96 12:00	3.9	4.2	13.1	0.6	12/01/96 12:00	48.1	216	2.6	5.6
10/29/96 12:00	2.9	2.6	14.7	0.4	12/02/96 10:00	36.9	164	2.8	4.6
11/09/96 12:00	2.7	4.2	15.3	0.6	12/02/96 12:00	34.8	58.6	3.7	2.2
11/14/96 12:00	2.7	2.8	15.3	0.4	12/02/96 14:00	33.1	69.0	3.5	2.4
11/16/96 12:00	2.7	0.8	15.3	0.1	12/02/96 20:00	29.4	51.1	3.5	1.8
11/17/96 8:00	2.6	2.8	15.6	0.4	12/03/96 6:00	25.3	43.2	3.8	1.6
11/17/96 10:00	2.7	3.3	15.3	0.5	12/04/96 12:00	17.7	56.8	3.2	1.8
11/17/96 14:00	5.9	31.4	11.0	3.5	12/04/96 16:00	29.8	101	4.9	5.0
11/17/96 16:00	11.1	90.7	8.5	7.7	12/04/96 18:00	32.3	124	4.7	5.8
11/17/96 18:00	15.3	254	7.4	18.8	12/04/96 20:00	31.1	102	4.6	4.7
11/17/96 20:00	28.2	303	5.7	17.4	12/04/96 22:00	26.6	62.1	5.8	3.6
11/17/96 22:00	33.9	469	5.3	24.9	12/05/96 0:00	25.7	85.3	5.5	4.7
11/18/96 0:00	30.3	304	5.6	16.9	12/05/96 2:00	32.7	79.5	5.2	4.1
11/18/96 2:00	27.8	221	5.8	12.8	12/05/96 4:00	39.2	124	4.4	5.4
11/18/96 4:00	26.2	121	5.9	7.1	12/05/96 6:00	40.9	122	4.1	5.0
11/18/96 6:00	26.2	117	5.9	6.9	12/05/96 8:00	38.7	97.9	4.4	4.3
11/18/96 8:00	26.6	115	5.9	6.8	12/05/96 10:00	38.3	112	3.5	3.9
11/18/96 10:00	23.3	114	6.2	7.1	12/05/96 12:00	43.2	113	3.7	4.2
11/18/96 12:00	22.1	36.1	6.4	2.3	12/05/96 14:00	47.2	153	4.3	6.6
11/18/96 16:00	18.4	38.9	6.9	2.7	12/05/96 16:00	61.0	280	3.9	10.9
11/18/96 20:00	20.5	42.9	6.6	2.8	12/05/96 18:00	73.6	406	3.6	14.6
11/19/96 0:00	24.1	63.3	6.1	3.9	12/05/96 20:00	83.1	401	3.7	14.8
11/19/96 22:00	32.3	204	5.4	11.1	12/05/96 22:00	69.1	330	3.2	10.6
11/20/96 0:00	33.1	241	5.4	12.9	12/06/96 0:00	61.0	217	3.2	7.0
11/20/96 2:00	27.0	174	5.9	10.2	12/06/96 2:00	51.7	148	3.2	4.7
11/20/96 4:00	27.4	382	5.8	22.2	12/06/96 4:00	45.9	139	3.0	4.2
11/20/96 6:00	33.5	222	5.3	11.9	12/06/96 8:00	39.6	93.8	3.0	2.8
11/20/96 8:00	38.3	244	5.1	12.3	12/06/96 12:00	34.8	74.4	3.3	2.5
11/20/96 10:00	38.7	394	5.0	19.8	12/06/96 16:00	31.5	55.0	3.6	2.0
11/20/96 12:00	35.6	215	5.2	11.2	12/06/96 20:00	29.0	46.0	3.9	1.8
11/20/96 14:00	38.7	178	5.0	9.0	12/07/96 0:00	27.0	32.0	5.0	1.6
11/20/96 16:00	38.7	203	5.0	10.2	12/07/96 4:00	25.7	35.4	4.2	1.5
11/20/96 18:00	36.0	185	5.2	9.6	12/07/96 8:00	29.4	53.6	4.3	2.3
11/20/96 20:00	35.2	145	5.2	7.6	12/07/96 12:00	26.6	44.2	4.6	2.0
11/20/96 22:00	36.0	88.7	5.2	4.6	12/08/96 4:00	20.2	25.4	5.1	1.3
11/21/96 0:00	36.9	125	5.1	6.4	12/09/96 15:00	14.6	30.7	5.0	1.5
11/21/96 2:00	42.3	123	4.9	6.0	12/20/96 12:00	6.1	2.8	15.0	0.4
11/21/96 4:00	38.3	129	5.1	6.5	12/23/96 12:00	5.1	4.5	3.7	0.2
11/21/96 8:00	31.5	67.9	5.5	3.7	12/28/96 12:00	6.1	16.1	12.6	2.0
11/21/96 12:00	28.6	48.4	5.7	2.8					

### 2.1 Sampling frequency

At the Nivelle River station (Saint Pée-sur-Nivelle), one litre samples were pumped at 1 m from the riverbank at 0,5 m distance from the sediment-water interface with an automatic river sampler (SIGMA 800SL) every 2 hours during the 1996-year. Water samples were filtered through precombusted and pre-weighed Whatman GF/F glassfibers. Then, the filters were dried in an oven at fifty degrees during 24 hours and weighted to determine SPM concentrations. Thus, during floods, 30 minute-water discharge data and 2 hour-SPM concentration data allowed us to estimate the instantaneous SPM fluxes over the entire flood time period. The spatial reproducibility of SPM values during different hydrological conditions (left and right banks, middle of the river) was very good (less than 15% rsd.). During low water levels, one sample per week was analysed for POC. To complete the database, POC was interpolated between POC measurements. During floods, POC was analysed every 2 hours.

### 2.2 Analyses

The filters for POC analysis were acidified with HCl 2N to remove carbonates and dried at 60°C for 24h and POC analyses were made with a LECO CS 125 analyzer (Etcheber et al. 1999; Veyssy et al. 1999). POC contents are expressed in percentage of dry weight of SPM, abbreviated POC%, and POC concentrations are expressed in mg.l<sup>-1</sup>. Precision was better than +/- 5%.

## 3. Results and discussion –

### 3.1 Temporal variability and origin of POC.

#### Data records

The data of discharge, SPM and POC are listed in **Tableau IV - 5**. During the 1996-year monitoring, SPM concentrations ranged from 1 mg.l<sup>-1</sup> up to 2730 mg.l<sup>-1</sup>. POC concentrations (n = 275 samples) varied between 0.12 and 160 mg.l<sup>-1</sup> and followed the same pattern as the water discharge and the SPM concentrations with maximum concentrations during floods (**Tableau IV - 5** and **Figure IV - 11**).

Discharge-weighted POC concentration  $\frac{\sum Q_i C_i}{\sum Q_i}$  was 4.45 mg.l<sup>-1</sup> during 1996-year.

Where C<sub>i</sub> is the POC concentration (mg.l<sup>-1</sup>) in a sample i and Q<sub>i</sub> is the instantaneous river water flow measured at the time when the sample i was collected.



The POC concentrations are similar to the Brazos River ( $4.32 \text{ mg.l}^{-1}$ ) and the Nile ( $3.85 \text{ mg.l}^{-1}$ ), higher than in major world equatorial rivers (Amazon,  $2.83 \text{ mg.l}^{-1}$ ; Zaire,  $2.00 \text{ mg.l}^{-1}$ ), and much lower than in very turbid Chinese Rivers such the Changjiang or Huanghe with  $13.36$  and  $190.63 \text{ mg.l}^{-1}$ , respectively (Ludwig et al. 1996).

### **Global trends of POC contents in SPM**

The percentage of organic carbon of the SPM (POC %) showed very important variations: average 6%, maximum 30% at low discharge in December 1995 and March 1996 and minimum 2.6% during a flood in December 1996.

Generally, POC% decreased when SPM increased, following an hyperbolic relationship (Figure IV - 12). This is a very typical trend as reported for other world rivers (Meybeck 1982) and is thought to be due to changes of organic matter sources during the hydrograph (Ittekkot & Laane 1991).

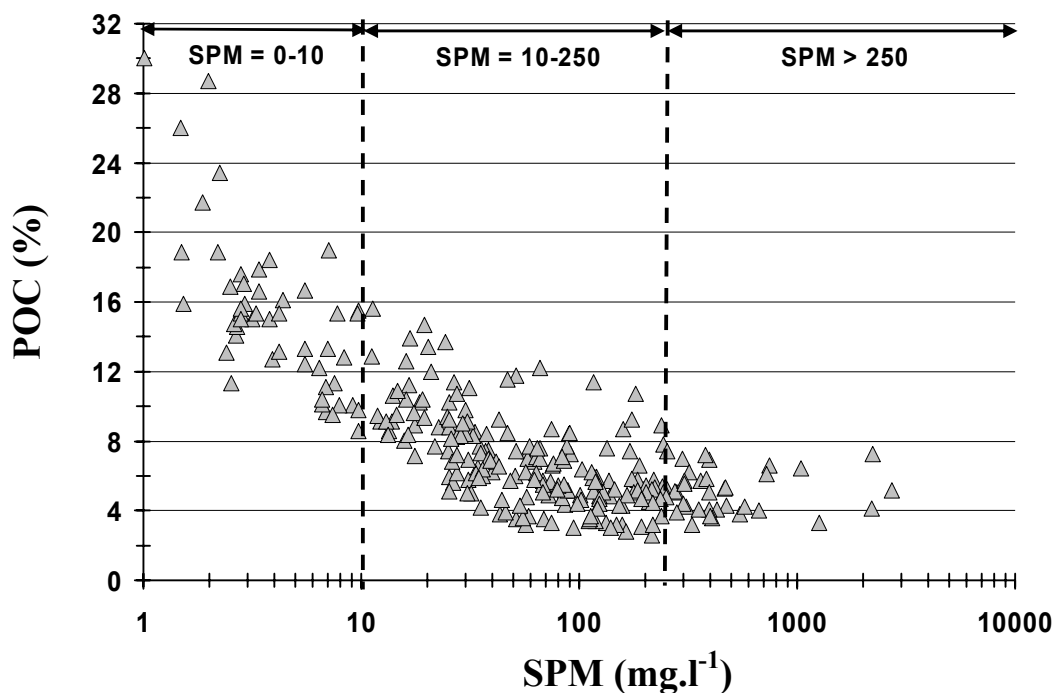


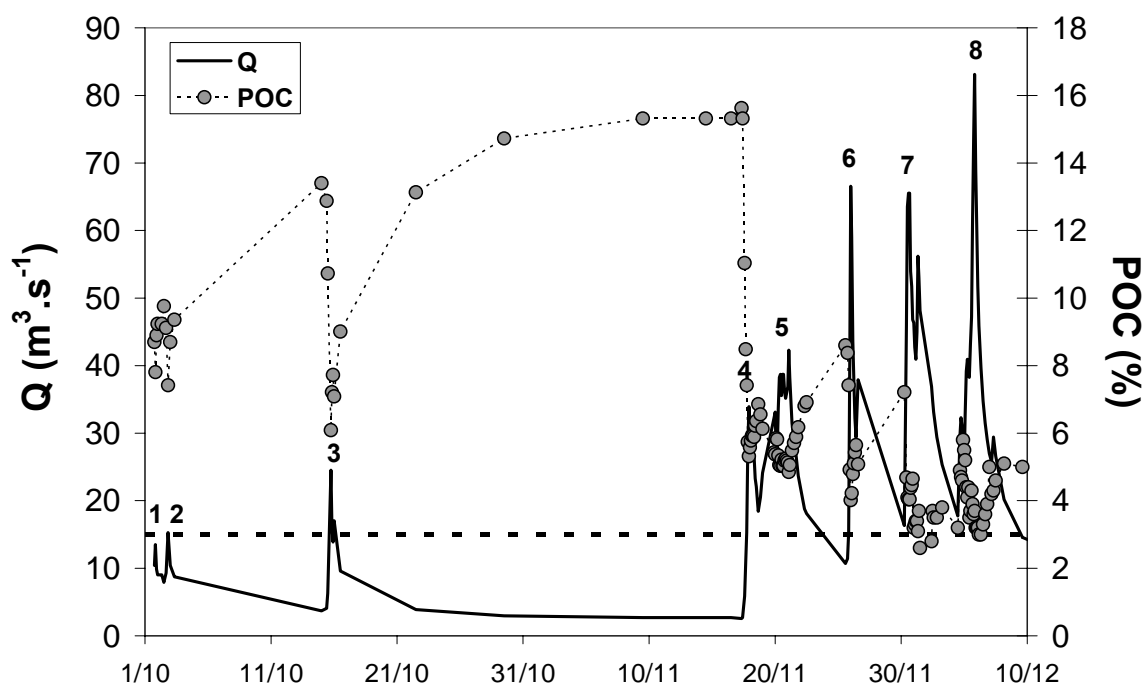
Figure IV - 12 : Relationship between POC contents (%of dry weight) and SPM concentrations from the Nivelle River at Saint Pée-sur-Nivelle.

Two non-exclusive processes can explain this trend. During low water stages, only small amounts of terrigenous SPM is transported by the river and the main portion of the organic material is due to phytoplankton, as described in the Gironde and the Loire rivers and several other world rivers (Ittekkot 1988; Meybeck et al. 1988; Veyssy et al. 1999). At these

times, the average POC concentration in the Nivelles River was  $\sim 0.60 \text{ mg.l}^{-1}$  (POC% = 15.6;  $n=55$ ), and never exceeded  $1.5 \text{ mg.l}^{-1}$  (POC% = 15.5). During high water stages, abundant silt and clay fractions, originating from soil and/or bank erosion and characterized by low organic carbon content, become dominant. Simultaneously, aquatic primary production is inhibited by high turbidity, so the autochthonous organic material becomes minor in comparison to the terrigenous organic fraction (Meybeck 1982).

### Seasonal trend of POC contents : impact of successive floods

The evolution of POC contents was studied during a series of eight autumnal successive floods (**Figure IV - 13**). This clearly showed that there was a gradual impoverishment of the organic content from the first floods (1<sup>st</sup> October 1996; POC=7.8%) to the last ones (5<sup>th</sup> December 1996; POC=3%). Because the autochthonous organic fraction is negligible during all these flood events, it appears that successive eroded materials became poorer and poorer in organic matter.



**Figure IV - 13 :** Water discharges and POC contents (%) during successive floods in autumn 1996. After eight floods, a POC threshold is observed, marked by a dashed line (POC = 3%).

The same conceptual model of continental organic carbon transport by rivers, as the one used by Veyssy et al. (1999) in the Garonne River, can be proposed here. Riparian matter associated with litter standing crop and very rich in organic carbon, and soil materials are transported during the first floods. Later, as the litter fraction is depleted, organic matter

linked to the mineral matrix of soil particulate matter becomes more important. A POC threshold value of 3% (average of the lowest values) was obtained in December 1996 and could be attributed to the basic organic fraction of soils. A similar trend is observed during the entire 1996-year record when considering the average POC concentrations during each flood peak (Figure IV - 14). The POC% decrease during three different periods (Figure IV - 14) was caused by successive floods, as discussed previously in Figure IV - 13. The presence of low water stages during weeks between the three floods periods induced the recharging of riparian/litter organic fraction of surface layers: two POC recharges (A and B in Figure IV - 14), when POC contents increased from 5.7% in April to 9.7% in May and from 4.2% in August 1996 to 8.4% in October 1996. Such processes can be attributed to several causes. These include snow melting and liberation of POC stock; the leaching by rain of the material from “the prescribed burning”, local techniques used in Winter for pastoral activities (controlled burns in limited areas in order to well defined management objectives, e.g. to provide a better access in mountains and improve pastoral activities and ecosystems; P. Palu; personal communication), the spring flowering and the autumnal leaf falling, as already reported by Veyssy et al. (1999) in the Garonne River.

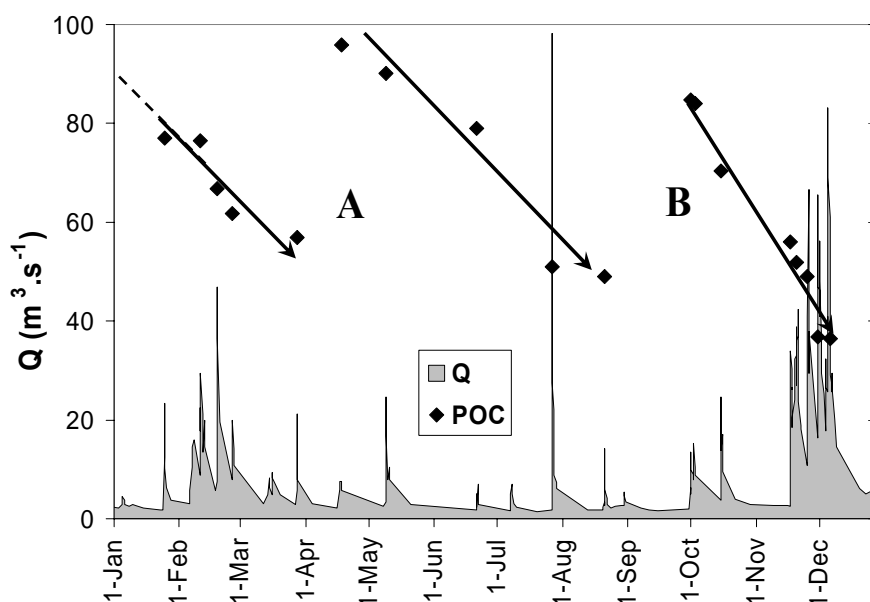


Figure IV - 14 : Seasonal evolution of mean POC contents (%) at different flood peaks in 1996. Two POC recharges (A and B) are observed.

### Evolution of POC concentrations during individual and successive floods

The highest POC concentrations were measured when the Nivelles River was flowing at an extremely high discharge in July 1996 (water discharge: 100 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>). During this summer flood, the relationships between POC concentrations and water discharge showed a counterclockwise loop (**Figure IV - 15A**): at a similar discharge, POC values on the falling limb were greater than the ones on the rising limb. Two processes can explain this loop type: 1) a relatively long travel time of the flood wave and the POC flux between the flood source and the measuring station; 2) a high soil erodibility in conjunction with prolonged erosion during the flood (Williams 1989). This counterclockwise pattern also has been observed for SPM in the Nivelles River (Maneux et al. 1999).

However, clockwise loops can also occur as shown in **Figure IV - 15B**. This was the case for the autumn floods (**Figure IV - 15B**). We suggest that this pattern could be due to the following reasons.

Firstly, from the third to the eighth flood, at a same order of SPM concentrations, POC concentrations decreased when water discharges increased, highlighting the impoverishment in organic carbon of eroded material. This phenomenon is consistent with the decrease of POC% in **Figure IV - 13**.

Secondly, the POC versus discharge loops change from clockwise during the 3<sup>rd</sup> and 4<sup>th</sup> floods to counterclockwise during the 5<sup>th</sup> to 8<sup>th</sup> floods. This suggests that, during the first floods (# 3 and 4), POC is primarily riparian litter/ resuspended river bed material, rich in POC content, easily erodible layer and/or originating from a source close to the sampling station (Williams 1989). During the last floods (# 5 to 8), POC is constituted of more compacted soil relatively resistant to mechanical erosion and poorer in POC.

### **3.2 Particulate Organic Carbon fluxes.**

On the basis of the high resolutions of water discharge measurements and POC concentrations data, an annual flux was established at Saint Pée-sur-Nivelles as follows:

$$F_{\text{POC}} = \sum(F_{\text{SPM}} \times \text{POC}\%)$$

Where  $F_{\text{POC}}$  is the annual POC flux,  $F_{\text{SPM}}$  is the instantaneous SPM flux with a 2-hours frequency and POC% is the POC content in SPM (either measured during floods or extrapolated to correspond to 2-hours SPM fluxes, considering that POC% is a constant between each weekly sampling during low water).

The Nivelle River exported 845 tons of POC during the 1996-year which corresponds to a specific POC yield of  $5.30 \text{ tC.km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ . Such a value has been obtained during a dry year (discharge =  $4.6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  compared to the interannual average of  $5.2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ) and must be considered as a minimum value of annual POC fluxes over a longer time scale.

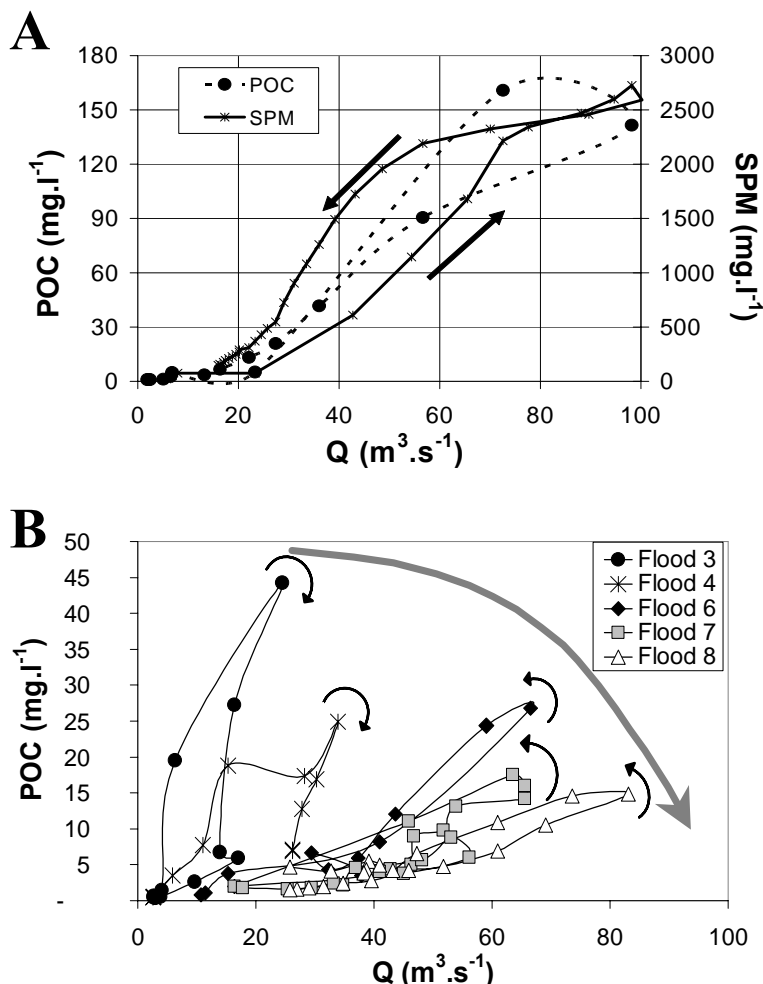
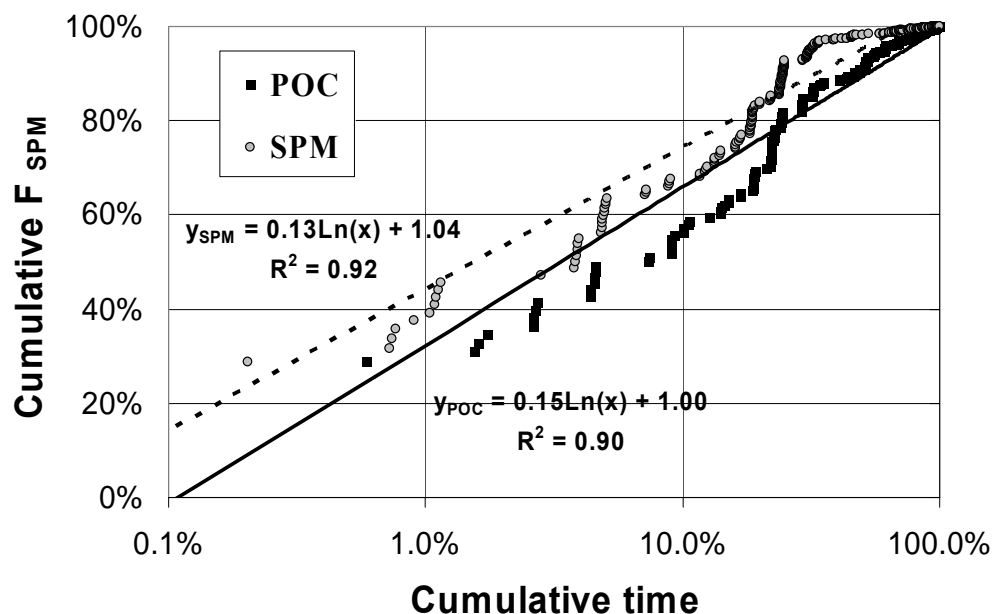


Figure IV - 15 : (A) Relationship between POC and SPM concentrations (in  $\text{mg.l}^{-1}$ ) vs. water discharge ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) during the 27 July 1996 flood event showing hysteresis. (B) Relationship between POC concentrations ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) and water discharges from the first floods (the third flood: the first major flood event) to the last one recorded in December 1996. The black arrow directions indicate the evolution of POC during flood and the long grey arrow displays the decrease of POC concentrations during successive floods.

Nevertheless, this specific POC yield is much higher than for the Garonne River (France) with a value of  $1.47 \text{ tC km}^{-2}\text{yr}^{-1}$  (Veyssey et al. 1999) and rivers in the Europe with a mean of  $1.10 \text{ tC km}^{-2}\text{yr}^{-1}$  (Ludwig et al. 1996) or even the Amazon River ( $2.83 \text{ tC km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ ; Richey et al. 1990). However, this specific yield is at least one order of magnitude lower than values for Huanghe River ( $14.7 \text{ tC km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ ; Zhang et al. 1992) due to high organic carbon content in the loess covering the basin (Meybeck 1993), or high-standing islands of the Southwest Pacific ( $43\text{-}222 \text{ tC km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ , but for a sediment yield  $\sim 15000 \text{ t.km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ ) for equivalent drainage areas (Lyons et al. 2002).

Maneux et al. (1999) highlighted the high variability of SPM outputs in the Nivelles River during 1996 with instantaneous SPM fluxes, which ranged from 10 tons up to 4540 tons for floods events of a 12h to 48h-duration. All flood events exported ~ 82% of the annual SPM flux. The SPM flux of the largest 1996 flood (07/27/96; less than 1% of time) was 4540 t, i.e. 33% of the total annual flux. During the spring flood in July 1996, 30% of annual POC export was carried i.e. an equivalent percentage that for the SPM flux. We used the duration curve of SPM and POC inputs which was expressed as the percent of annual SPM and POC flux (fluxes are listed from the highest SPM and POC concentrations) carried during a given percentage of time (**Figure IV - 16**). We found that SPM and POC variability were similar with 32% of annual POC flux carried in 1% of time.



**Figure IV - 16 :** Temporal variability of SPM and POC fluxes expressed by the relation between cumulative SPM and POC fluxes (listed from the highest fluxes) and cumulative time.

Using the same approach as Veyssy et al. (1999), we have estimated the relative importance of different organic pools during the 1996-year: the autochthonous organic material; the organic fraction due to riparian or soil litter; the organic material associated with the mineral matrix of soils, mainly refractory, quantitatively assimilated here to the constant POC threshold value of 3%.

As shown in **Figure IV - 12**, SPM concentrations can be divided in three different classes corresponding to different degrees of SPM mobilization intensity. For each of them, we assume that an organo-mineral matrix from soil exists and is enriched by phytoplankton for the first class (0-10 mg.l<sup>-1</sup>) and by litter for the two other ones.

During low water stages (water discharges lower than 20% of mean annual discharge, i.e.  $4.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ : 275 days in 1996), SPM concentrations are low ( $<10 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) and waters are very clear, allowing for the development of phytoplankton blooms as evidenced by a high POC%. When assuming all this POC is autochthonous, and its contribution to the annual POC budget is less than 5%. When we subtract the part of POC due to soil material, autochthonous material is about 3%. In order to estimate litter organic fraction, we subtract the POC threshold of 3% in the second and third classes and multiply by corresponding SPM fluxes. This results in a contribution of litter to the annual POC flux of 42%. By difference, 55% of the total POC flux is related to soil organic contribution. We confirm this latter estimate by multiplying the POC threshold by the annual SPM flux in the three classes. The equations for the calculation of the different organic matter pools, based on the technique of Veyssy et al. (1999), are specified below:

- Flux of autochthonous POC pool:

$$F = \sum(F_{\text{SPM class1}} \times (\text{POC\% class1} - \% \text{ threshold}));$$

- Flux of litter/riparian POC pool:

$$F = \sum(F_{\text{SPM class2}} \times (\text{POC\% class2} - \% \text{ threshold})) + \sum(F_{\text{SPM class3}} \times (\text{POC\% class3} - \% \text{ threshold}));$$

- Flux of soil POC pool:

$$F = (\% \text{ threshold} \times F_{\text{SPM class1}} + \% \text{ threshold} \times F_{\text{SPM class2}} + \% \text{ threshold} \times F_{\text{SPM class3}}) = 3\% \times F_{\text{SPM total}}.$$

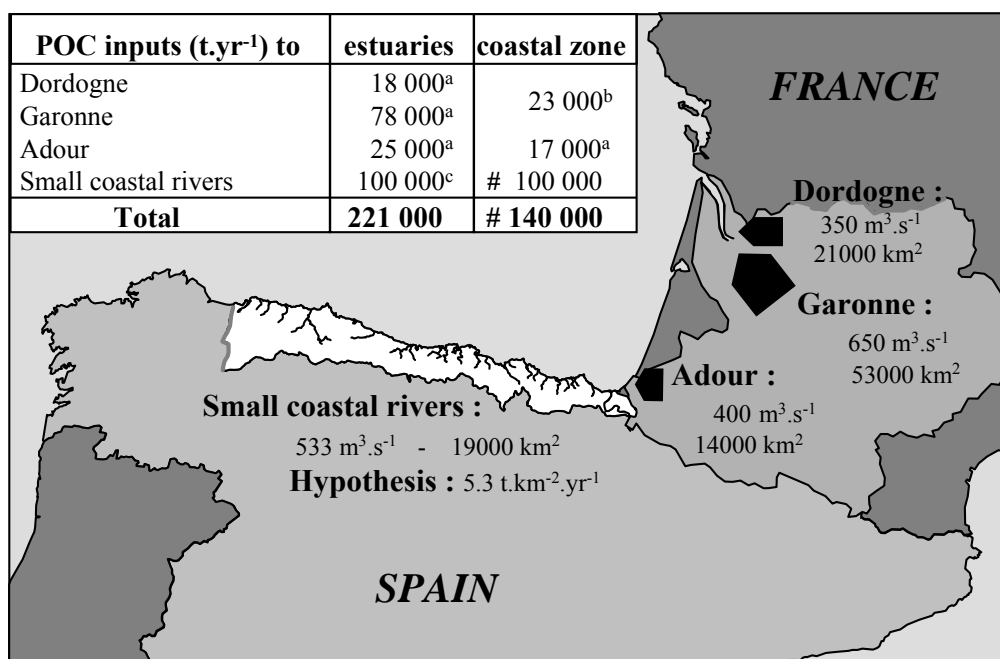
These results are in the same order as the ones obtained for the Garonne River where 54%, 38% and 8% were evaluated respectively for soil, riparian/litter and autochthonous organic pools (Veyssy et al. 1999).

### ***3.3 Contribution of small Pyrenean and Cantabrian rivers to the continental organic carbon inputs to the Bay of Biscay.***

At a global scale, Milliman & Syvitski (1992) demonstrated the importance of small mountainous river basins in the transfer of suspended material from the continent to the ocean. At a regional scale, recent studies (Uriarte 1992 and 1995; Maneux et al. 1999 and 2001) confirmed high specific yields for the Nivelle River and all the other Pyrenean and Cantabrian mountainous rivers. The Nivelle Basin can be considered as representative of the Northern Spanish rivers because of similar geomorphologic and hydrological features

(Maneux et al. 1999; Prego & Vergara 1998). The global export rate from the Nivelle basin ( $5.3 \text{ tC km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ ), extended to the whole area of the southern coast of the Bay of Biscay ( $19000 \text{ km}^2$ ), leads to an estimated POC flux around  $100,000 \text{ t.yr}^{-1}$ . This flux is close to the one entering from the Gironde system ( $96000 \text{ t.yr}^{-1}$ ; Veyssy et al. 1996), but for a water discharge two times lower.

In addition, in the Gironde, residence time of POC in the estuary is very long (1-2 years), which allows the mineralization and sedimentation of a large fraction of the riverine POC, leading to  $\text{CO}_2$  emissions in the estuary (Abril et al. 1999 and 2002; Frankignoulle et al. 1998). Consequently, 75% of this organic load is lost inside the Estuary itself and only  $23000 \text{ t.yr}^{-1}$  of POC reach the coastal zone. In the Adour Estuary,  $25000 \text{ t.yr}^{-1}$  of POC is entering the estuarine area and nearly  $17000 \text{ t.yr}^{-1}$  (70%) reaches the open ocean, because of neatly shorter residence time of the suspended material inside the estuary (a few weeks) than in the Gironde Estuary (Veyssy et al. 1998). By contrast, Pyrenean and Cantabrian mountainous rivers have torrential characteristics and the POC loads are directly transported to the Bay of Biscay where they probably rapidly settle in the coastal area. Our estimate of carbon fluxes from small mountainous watersheds to ocean allowed us to propose a general scheme of POC inputs in the Bay of Biscay (**Figure IV - 17**) and to show that small mountainous rivers contributed to  $\sim 70\%$  of the total POC input.



**Figure IV - 17 : Particulate Organic Carbon inputs to coastal zones by rivers of the Southern Bay of Biscay (References: <sup>(a)</sup>: data from Veyssy 1998 and Veyssy et al., 1999; <sup>(b)</sup>: data calculated from Abril et al., 2002 and <sup>(c)</sup>: our study). Water discharges ( $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) and areas ( $\text{km}^2$ ) of different watersheds are given for information.**



## **Conclusion**

Small mountainous river basins tend to erode faster than larger basins. Because of the high temporal variability of sediment fluxes their contribution to global terrigenous inputs to coastal areas has been underestimated. The lack of data limits our ability to quantify the POC from these systems. On the basis of high resolution SPM and POC data of a typical small mountainous river in France, we have:

1) described the evolution of POC contents (expressed in %) during successive floods and a threshold value (3%) attributed to allochthonous fraction (soil);

2) established the annual POC fluxes (845 tons) which mainly originates from soil and riparian/litter environments (~ 55% and 40% of the annual load, respectively); the autochthonous organic fraction does not exceed 5% of the annual load; temporal variability of POC inputs show that 32% of annual POC flux carried in 1% of time;

3) by applying the specific POC yield ( $5.3 \text{ tC.km}^{-2}\text{.yr}^{-1}$ ) to the whole area of the Southern Coast of the Bay of Biscay ( $19000 \text{ km}^2$ ) showed that small mountainous rivers contributed to ~70% of the total POC inputs in the Bay of Biscay.

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

This research project was funded by the GIP HYDROSYSTEM (ZA Nivelle program: modelling of the biological cycle of the Atlantic salmon) and the GIS ECOBAG (Classes Ecofleuves program). The authors acknowledge O. Clément and L. Barrière for their important technical support and the public Agency of Water monitoring “DIREN Aquitaine” for providing us water discharges data. This is DGO-EPOC contribution n° 1531.

## Reference list

- Abril G, Etcheber H, Le Hir P, Bassoullet P, Boutier B & Frankignoulle M (1999) Oxic/anoxic oscillations and organic carbon mineralization in an estuarine maximum turbidity zone (the Gironde, France) *Limnol. Oceanogr.* 44: 1304-1315.
- Abril G, Nogueira M, Etcheber H, Cabeçadas G, Lemaire E & Brogueira MJ (2002) Behaviour of organic carbon in nine contrasting European estuaries. *Est. Coast. and Shelf Sci.* 54: 241-262.
- Coynel A, Schäfer J, Hurtrez J.E, Dumas J, Etcheber H & Blanc G (2004) Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *The Science of The Total Environment*, 330: 233-247.
- Degens ET (1982) Riverine carbon : an overview. In Degens (Ed) *Transport of carbon and minerals in major world rivers, Part 1*, Mitt. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderband Heft 52 (pp 1-12). Universität Hamburg, Hamburg.
- Degens ET, Kempe S & Spitz A (1984) A biogeochemical portrait. In: CO Hutzinger (Ed) *Handbook of Environmental Chemistry* (pp 127-215). Springer-Verlag publisher, Berlin.
- Degens ET, Kempe S & Richey JE (1991) *Biogeochemistry of major world rivers* (356 pp). SCOPE Rep. 42, John Wiley, New York.
- De Vries A & Klavers HC (1994) Riverine fluxes of pollutants: monitoring strategy first, calculation methods second. *European Water Pollution Control* 4: 12-17.
- Etcheber H, Relexans JC, Beliard M, Weber O, Buscail R & Heussner S (1999) Distribution and quality of sedimentary organic matter on the Aquitanian margin (Bay of Biscay). *Deep-Sea Res. II* 46: 2249-2288.
- Frankignoulle M, Abril G, Borges A, Bourge I, Canon C, Delille B, Libert E & Théate JM (1998) Carbon dioxide emission from European estuaries. *Science* 282: 434-436.
- Ittekkot V (1988) Global trends in the nature of organic matter in river suspensions. *Nature* 332: 436-438.
- Ittekkot V & Laane RWPM (1991) Fate of riverine particulate organic matter. *Biogeochemistry of major world rivers* (pp 233-242). SCOPE 42, John Wiley, New York.
- Kempe S (1979) Carbon in the freshwater cycle. In: B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe and P. Ketner (Ed) *the Global Carbon Cycle* (pp 317-342). SCOPE Rep. 13, John Wiley, New York.
- Kempe S, Eisma D & Degens ET (1993) *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers* (319 pp), vol. 6, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderband. Universität Hamburg, Hamburg.
- Lewis WM & Saunders JF (1989) Concentration and transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River. *Biogeochemistry* 7: 203-240.
- Ludwig W, Probst JL & Kempe S (1996) Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles* 10: 23-41.
- Ludwig W & Probst JL (1998) River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets. *American Journal of Science* 298: 265-295.
- Lyons BW, Nezat CA, Carey AE & Hicks DM (2002) Organic carbon fluxes to the ocean from high-standing islands. *Geology* 30: 443-446.

Maneux E, Dumas J, Clement O, Etcheber H, Charritton X, Etchart J, Veyssy E & Rimmelin P (1999) Assessment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: the case of the Bay of Biscay. *C.R. Acad. Sc.* 329: 413-420.

Maneux E, Etcheber H, Veyssy E & Probst JL (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 Resources Research* 37: 801-811.

Meybeck M (1982) Carbon, Nitrogen and phosphorus transport by World Rivers. *American Journal of Science* 282: 401-450.

Meybeck M, Cauwet G, Dessery S, Somville M, Gouleau D & Billen G (1988) Nutrients (Organic C, P, N, Si) in the Eutrophic River Loire and its Estuary. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.* 27: 595-624.

Meybeck M, Pasco A & Ragu A (1993) Etablissement des flux polluants dans les rivières: pourquoi, comment et à quel prix. 4èmes Rencontre de l'Agence Régionale pour l'Environnement Provence Alpes Côte d'Azur (pp 55-67). ARPE PACA Toulon, France.

Meybeck M (1993) Riverine transport of atmospheric carbon: sources, global typology and budget. *Wat. Air Soil Poll.* 70: 443-463.

Meybeck M (2001) Transport et qualité des sédiments fluviaux : de la variabilité spatio-temporelle à la gestion. *La Houille Blanche* 6/7: 34-43.

Milliman JD & Syvitski PM (1992) Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology* 100: 525-544.

Pernetta JC & Milliman JD (1995) Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone Implementation Plan. IGBP Report No. 33 (215 pp). IGBP, Stockholm.

Prego R & Vergara J (1998) Nutrient fluxes to the Bay of Biscay from Cantabrian Rivers (Spain). *Oceanol. Acta* 21: 271-279.

Richey JE, Hedges JI, Devol AH & Quay PD (1990) Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. *Limnol. Oceanogr.* 35: 352-371.

Uriarte A (1992) Estudio de la dinamica sedimentaria sobre la plataforma continental vasca. Aportes fluviales de sedimento de los rios Guipuzcoanos, *Sutraia* 17, 26: 1-5.

Uriarte A (1995) Suspended sediment input of the rivers of Guispuzcoa to the continental shelf. *Actas del IV coloquio International sobre oceanografia del Golfo de Viscaya*, April 12-14 1994 (pp 113-122). Santander, Spain.

Veyssy E, Colas C, Etcheber H, Maneux E & Probst JL (1996) Transports fluviaux de carbone organique par la Garonne à l'entrée de l'estuaire de la Gironde. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg* 49: 127-153.

Veyssy E, Maneux E & Etcheber H (1998) Transport de matières organiques par les systèmes fluviaux de l'Adour et de la Nivelle. Deuxième rencontre du Réseau Zones Ateliers GIP Hydrosystèmes, 30th April 1998 (pp 27-38). Biarritz, France.

Veyssy E, Etcheber H, Lin RG, Buat-Menard P & Maneux E (1999) Seasonal variation and origin of Particulate Organic Carbon in the lower Garonne River at La Réole (Southwestern France). *Hydrobiologia* 391: 113-126.

Williams GP (1989) Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology* 111: 89-106.

Zhang S, Gan WB & Ittekkot V (1992) Organic matter in large turbid rivers: the Huanghe and its estuary. *Marine Chemistry* 38: 53-68.

### **III.3. SPATIAL AND SEASONAL DYNAMICS OF TOTAL SUSPENDED SEDIMENT AND ORGANIC CARBON SPECIES IN THE CONGO RIVER - ARTICLE # 3.**

Concernant cet article, soumis pour publication dans the Global Biogeochemical Cycles, nous avons tenu compte des commentaires des deux rapporteurs. Cet article a été renvoyé pour pré-publication. Avant de présenter un bref résumé des résultats acquis, nous avons tenu à rajouter quelques considérations sur les objectifs que nous avons et la description des sites d'étude (moins développés dans la note soumise).

#### **III.3.1. Précision des objectifs**

Nous avons montré dans la section précédente l'importance des petites rivières pyrénéennes dans les bilans régionaux en flux de carbone organique particulaire ainsi que leur forte variabilité temporelle à la fois au niveau des concentrations qu'au niveau des flux. Nous avons décidé de comparer ces petits systèmes avec le bassin versant du Congo (Zaïre) pour lequel nous disposions d'une banque de données avec une haute résolution. De plus, cette banque de données, acquise lors du programme français PEGI / GBF (Programme Environnement Géosphère Intertropicale / Opération Grands Bassins Fluviaux) de l'INSU-CNRS / ORSTOM (ex IRD), permettait d'accéder à des informations spatiales sur la répartition des MES, du COP et du COD. Les objectifs de cette partie étaient (1) de décrire les variations temporelles et spatiales ; (2) de quantifier précisément les flux annuels en MES, COP et COD ; de même, les variations interannuelles ont été abordées avec des mesures sur certaines stations durant plusieurs années ; (3) d'évaluer l'importance des trois plus importants fleuves mondiaux, à savoir l'Amazone, le Congo et l'Orénoque dans les apports à l'océan Atlantique et (4) de les comparer aux apports globaux dus aux vingt plus grands fleuves mondiaux.

#### **III.3.2. Description complémentaire du bassin du Congo et des sites d'étude**

Le Congo, second fleuve mondial après l'Amazone ( $Q=40600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $A=3,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ), est, jusqu'à présent, dans un état pratiquement non-anthropisé. Du fait de la complexité à déconvoluer les résultats des flux à l'exutoire, quatre stations aux couverts forestiers différents ont été choisies pour tester l'influence de la végétation sur les teneurs des eaux en COP et COD. Cette subdivision permet d'attribuer à chaque tributaire sa part respective dans les apports d'eau, de MES et des composés organiques.

Ainsi, ces stations sont caractérisées par :

- une dominance « savane » avec deux observatoires : Bangui sur l'Oubangui et Nzongo sur la Mpoko; l'Oubangui subit un régime tropical de transition avec un maximum de hautes eaux en octobre et un minimum en mars tout comme la Mpoko qui se décharge dans l'Oubangui au niveau de Bangui (**Figure IV - 18** ; **Figure IV - 19**) ;

- une dominance « forêt tropicale humide » avec la station de Moloundou sur la Ngoko, drainant la cuvette congolaise (« cercle » en pointillés dans la **Figure IV - 18**) ; la Ngoko associée à la Kadéï forme la Sangha, qui est un des principaux affluents de rive droite du Congo (Seyler et al., 1993) ; le climat est de type équatorial avec deux saisons humides: la première de mi-mars à mi-juin (petite saison des pluies) et la seconde d'août à novembre (grande saison des pluies) ;

L'exutoire du bassin à la station de Kinshasa/Brazzaville ainsi que les trois tributaires (Oubangui, Mpoko and Ngoko-Sangha) ont donc été échantillonnés mensuellement en MES, COP et COD entre 1990 et 1996.

### **III.3.3. Résumé des principaux résultats**

Quelle que soit la station échantillonnée, les concentrations en MES se sont révélées très faibles en raison des reliefs modéré (érosion limitée) et le carbone organique est essentiellement transporté sous forme dissoute (74 à 86% du COT) : le rapport COD/COP varie donc de 2,8 à 6,1. Or, pour la plupart des surfaces continentales, le rapport COD/COP est de 1,2 (i.e. COD/COT=55%), alors que, dans les déserts, du fait de la forte érodabilité mécanique, le rapport serait de 0,4 (i.e. COD/COT=30% ; Ludwig et al., 1996).

La banque de données établie a permis de mettre en évidence des variations saisonnières dans les concentrations en MES, COP et COD en relation avec les débits sous la forme d'hystérésis horaires (concentrations en CO étant plus fortes durant la phase montante des débits que lors de la phase descendante). Les concentrations maximales sont observées de un à trois mois avant le maximum de débit. Au niveau de la station de Bangui sur l'Oubangui, l'évolution des MES, COP et COD en fonction des débits moyens mensuels a permis de simuler une année « composite » qui représente la moyenne des 6 années de mesures et qui est sensée s'approcher le plus possible d'un comportement moyen (**Figure IV - 20**).

Le maximum de MES est observé deux mois avant le maximum hydrologique. Se pose alors le problème de l'existence des relations linéaires MES/débits lorsque, pour une même valeur de débit, l'écart entre les concentrations en MES mesurées lors de la phase montante et de la phase descendante est grand.

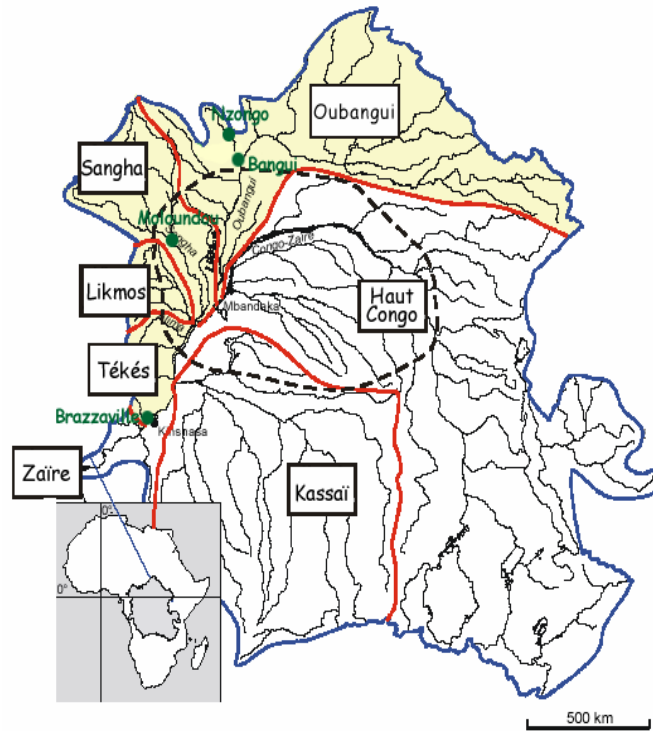


Figure IV - 18 : Situation des sites d'observation et des principaux tributaires du Congo ; les lignes rouges délimitent les sous-bassins, la ligne noire en pointillés représente les limites de la Cuvette Congolaise.

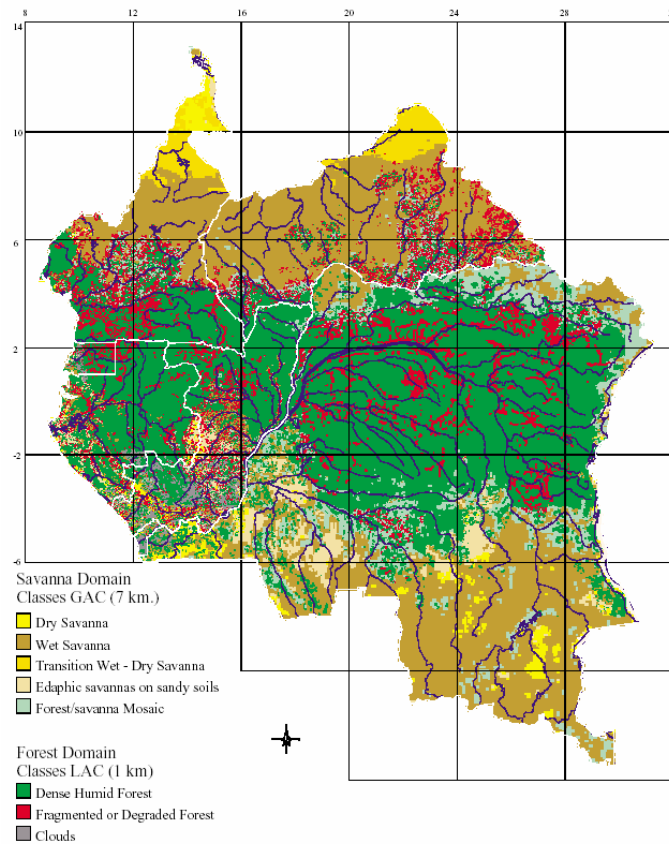


Figure IV - 19 : Carte de végétation de l'Afrique Centrale (Laporte et al., 1997).

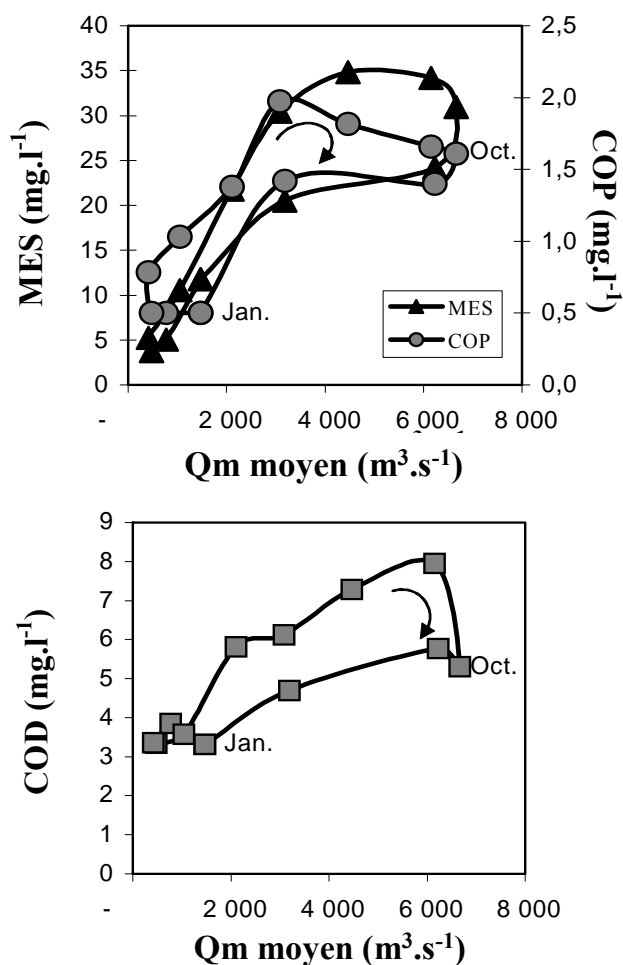


Figure IV - 20 : Comportement annuel moyen des concentrations en MES, COP et COD en fonction des débits moyens mensuels sur l'Oubangui.

La turbidité augmente avec les débits, tout comme le COP (en  $\text{mg.l}^{-1}$ ) qui passe en moyenne de  $0,7 \text{ mg.l}^{-1}$  en basses eaux à  $1,6 \text{ mg.l}^{-1}$  en hautes eaux. Cependant, lors de la montée des eaux, le pourcentage de COP contenu dans les MES tend à diminuer. Cette relation entre MES et COP (%) semble générale sur les principaux fleuves africains (Martins et Probst, 1991) et plus globalement sur l'ensemble des fleuves du monde (Meybeck 1982, 1993 ; Paolini, 1995) comme nous avons pu le montrer précédemment en zone à climat tempéré.

La mise en relation des concentrations en COD de l'exutoire du bassin (Kinshasa/Brazzaville) avec les débits forme une double hystérésis : le premier pic à  $15 \text{ mg.l}^{-1}$  peut être attribué aux eaux provenant de l'amont du Congo, qui s'enrichiraient en carbone organique en traversant les forêts denses marécageuses, associées avec les tributaires de la Cuvette Congolaise (Figure IV - 18 ; Figure IV - 19) ; le second pic à  $8 \text{ mg.l}^{-1}$  correspondrait, quant à lui, aux apports des tributaires de l'Hémisphère Sud comme le Kasaï drainant une part importante de savane dans sa partie amont (Figure IV - 19). Ce maximum de  $8 \text{ mg.l}^{-1}$  dans



les concentrations en COD est du même ordre que le maximum observé sur nos deux observatoires « savane » (l'Oubangui et la Mpoko). De même, nous avons pu mettre en évidence des variations spatiales à l'intérieur de ce bassin et le rôle de la couverture végétale avec un taux d'exportation de carbone organique total trois fois supérieur en forêt humide ( $4,8 \text{ gC.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ) qu'en savane ( $1,4 \text{ gC.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ).

Les flux annuels calculés à l'exutoire sont de  $30,7 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$  de MES,  $2 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$  de COP et  $12,4 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$  de COD soit des flux spécifiques de  $8,8 \text{ t.km}^2.\text{an}^{-1}$  de MES,  $0,6 \text{ gC.m}^2.\text{an}^{-1}$  de COP et  $3,5 \text{ gC.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$  de COD.

Les flux du Congo ont été associés à ceux des deux autres grands fleuves tropicaux (Amazone, Orénoque) permettant d'arriver au bilan suivant : avec une surface drainée de l'ordre de 11,5% de la surface continentale exoréique et un volume d'eau représentant 28% du flux mondial, ce sont seulement 5-6% des MES qui sont amenées à l'Océan par les trois fleuves mais de 15 à 18% de la charge organique totale (dont 26 à 28% du carbone organique dissous). Ces résultats confirment alors l'importance des régions tropicales humides dans les bilans globaux de carbone organique.

### **III.3.4. Article: Spatial and Seasonal dynamics of Total Suspended Sediment and organic carbon species in the Congo River**

**A. Coynel <sup>\*,1</sup>, P. Seyler <sup>\*,2</sup>, H. Etcheber <sup>1</sup>, D. Orange <sup>3</sup> and M. Meybeck <sup>4</sup>**

**1:** Equipe TGM, Département de Géologie et Océanographie, UMR CNRS 5805 EPOC, Université Bordeaux 1, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, France

**2:** Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie (LMTG), UMR 5563 IRD/CNRS/Université P. Sabatier, OMP, 14 Avenue E. Belin, 31400 TOULOUSE, France

**3:** IRD-UR ECU, 213 rue La Fayette, 75480 PARIS Cedex 10, France

**4:** Laboratoire Sisyphe, UMR 7619, Jussieu, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, 4 place Jussieu, 75252 PARIS Cedex 05, France

\* Corresponding authors: a.coynel@epoc.u-bordeaux1.fr, pseyler@lmtg.obs-mip.fr

---

#### **Abstract-**

The Congo (Zaire) River, the world's second largest river in terms both of water discharges and of drainage area after the Amazon River, has remained to date in a near-pristine state. For a period between two and six years, the mainstream near the river mouth (Brazzaville/Kinshasa station) and some of the major and minor tributaries (the Oubangui, Mpoko and Ngoko-Sangha) were monitored every month for total suspended sediment (TSS), particulate organic carbon (POC) and dissolved organic carbon (DOC). In this large but relatively flat equatorial basin, TSS levels are very low and organic carbon is essentially exported as DOC: from 74% of TOC for the tributaries flowing in savannah regions and 86% for those flowing in the rainforest. The seasonal patterns of TSS, POC and DOC show clockwise hysteresis in relation with river discharges, with maximum levels recorded two to four months before peak flows. At the Kinshasa/Brazzaville station, the DOC distribution is largely influenced by the input from the tributaries draining the large marshy forest area located in the center of the basin. There is a marked difference between specific fluxes, threefold higher in the forest basins than in the savannah basins. The computation of inputs to the Atlantic Ocean demonstrates that the Congo is responsible for  $14.4 \times 10^6$  t/yr of TOC of which  $12.4 \times 10^6$  t/yr is DOC and  $2 \times 10^6$  t/yr is POC. The three biggest tropical rivers (the Amazon, the Congo and the Orinoco), with only 10% of the exoreic world area drained to world oceans, contribute ~4% of its TSS inputs but 15-18% of its organic carbon inputs. These proportions may double when considering only rivers discharging into the open ocean.

## 1- Introduction

With respect to the total flux of carbon carried by world rivers ( $\sim 10^{15}$  g/yr), the contribution of organic carbon is estimated to represent  $\sim 40\%$  [Meybeck, 1993]. This organic carbon discharge into the oceans from rivers is a key link in the global carbon cycle, particularly over geological time scales [Kempe, 1979; Berner et al., 1983; Degens et al., 1984; Amiotte-Suchet et al., 2003; Richey, 2004]. While this budget is low compared to global marine primary production, the amount of fluvial organic carbon burial is of the same order as that of coastal marine organic carbon burial [Schlünz and Schneider, 2000]. Moreover, as the riverine organic carbon flux is one order of magnitude less compared to the net oceanic uptake of atmospheric  $\text{CO}_2$ , this flux can affect the long term ocean-atmosphere budget [Berner, 1990; Sarmiento and Sundquist, 1992; France-Lanord and Derry, 1997]. Finally, recent work has shown that organic carbon in tropical rivers and wetlands is an important source of  $\text{CO}_2$  outgassing to the atmosphere [Richey et al., 2002; Richey, 2004].

Over the last 25 years, field investigations initiated by the SCOPE/CARBON program [Degens, 1982] have substantially improved the data on global riverine organic carbon fluxes [e.g., Spitzy and Ittekkot, 1991; Kempe et al., 1993; Ludwig et al., 1996; Schlünz and Schneider, 2000]. However, large gaps persist, mainly due to: (i) the lack of sampling for some rivers draining particular environments [e.g., mountainous tropical forests, high-standing islands; Meybeck, 1982, 1993; Pernetta and Milliman, 1995; Vörösmarty et al., 1997; Meybeck and Vörösmarty, 1999; Lyons et al., 2002]; (ii) the use of dated and questionable data (limited sampling, imprecise analysis methodology and/or data collected before dam construction, deforestation, or climate changes) [Holmes et al., 2002; Richey, 2004]; (iii) the scarcity of river sampling suitable for studying the temporal variability of fluvial carbon fluxes.

Long-term research to determine seasonal changes and/or year-to-year variations in organic carbon concentrations and fluxes requires specific focus, and is generally lacking. Taiga rivers have come under particular scrutiny during the last decade [Cauwet and Sidorov, 1996; Gordeev et al., 1996; Opsahl et al., 1999; Lobbes et al., 2000; Köhler et al., 2003; Benner et al., 2004], including by stable isotopes, and works on  $^{13}\text{C}$  signatures,  $^{14}\text{C}$  dating started in the 1980's on the Amazon [Hedges et al., 1986; Richey et al., 1990] and has been continued by Benner et al. [1995]. Moreover, some Tropical River inputs to oceans have only recently been considered as is the case for the Zhu Jiang (Pearl River) [Callahan et al., 2004]. Human activities as in the Mississippi catchment area [Meybeck, 2003] have also been

investigated for their effect on organic carbon inputs to oceans [Cai, 2003; Wang et al., 2004]. However, many of these studies are often based on an insufficient number of cruises carried out only in the estuarine zone [Cauwet and Sidorov, 1996; Lobbes et al., 2000; Callahan et al., 2004; Wang et al., 2004], which cannot fully account for the temporal variability of fluxes. A high sampling resolution is necessary, particularly in rivers whose discharges and/or total suspended solids are highly variable due either to their size or to their hydrological regime [e.g., Meybeck et al., 2003; Coynel et al., 2004].

The Congo River is the world's second largest river in terms both of drainage area ( $3.7 \times 10^6 \text{ km}^2$  of the  $90 \times 10^6 \text{ km}^2$  total land area [Orange et al., 1999]) and of water discharge ( $1325 \text{ km}^3/\text{yr}$  or  $42,000 \text{ m}^3/\text{s}$ ). It covers ~25% of the total wet tropical zone and is responsible for almost 3.4 % of the fresh water inputs to the Atlantic Ocean [Probst and Tardy, 1987]. However, it has been practically ignored by geochemists since the first and only estuarine study in 1976 [Eisma and Van Bennekom, 1978]. In the late 80's and early 90's, the French overseas research organization (ORSTOM, now IRD) performed intensive studies of the northern part of the Congo Basin between Brazzaville and Bangui. The published results of these investigations cover the hydrological balance, the suspended load, and the major ions [Kinga Mouzeo, 1986; Olivry, 1986; Nkounkou and Probst, 1987; Martins and Probst, 1991; Seyler et al., 1995].

This paper is based on an extensive dataset of total suspended sediment (TSS) and organic carbon analyses, collected monthly at four stations in the Congo Basin. Anthropogenic disturbances such as sewage inputs, intensive agriculture, deforestation, and dams have not yet had a great impact on the Congo River which has therefore not developed any of the global change syndromes observable on most of the world's largest basins, apart from the Amazon [Meybeck, 2003]. The TSS and organic carbon dynamics are still mostly in a natural state. The objectives in this paper are:

- to determine the major mechanisms controlling seasonal concentrations of TSS, particulate organic carbon (POC), and dissolved organic carbon (DOC) at four stations on the Congo mainstream and its northern tributaries;
- to give quantitative estimates of TSS, POC and DOC fluxes from the Congo Basin entering the Atlantic Ocean based on extensive monthly databases;
- to compare the Congo River fluxes to other major world rivers, including the other main tropical rivers, the Amazon and the Orinoco and their principal tributaries.

## 2- Material and methods

### 2.1. The Congo Basin and its hydrological regimes (Figure IV - 21)

The Congo Basin drains the centre of Equatorial Africa. It is a vast peneplain (with altitudes of less than 400 m), surrounded by moderate elevations to the north and south, and by the mountain range of the East African Valley to the East. The centre of the Basin is covered by evergreen forest (50% of the total area), and surrounded by savannah [De Namur, 1990]. Swamp forests are found in the Central Depression (“Cuvette Congolaise”), a sedimentary basin that straddles the Equator (**Figure IV - 21**). In the wet season, most of the forests are flooded, while in the dry season they dry out. The Congo Basin has a humid tropical climate: the mean annual precipitation, calculated for the decade 1980-1990 is close to 1550 mm [Mahé, 1993] and the mean temperature is over 20 °C. The main tributaries of the Congo River are the Upper Zaire, the Oubangui, the Ngoko-Sangha, and the Likouala Rivers on its northern side, and the Kasai River on its southern side. The hydrological regime at the mouth of the Congo River (Brazzaville/Kinshasa gauging station) is typically equatorial [Rodier, 1964]. The water discharge fluctuations are extremely limited due to the distribution of its tributaries on both sides of the Equator. This results in a bimodal hydrological cycle with two maximum flows in December and May and two minimum flows in August and March (**Figure IV - 21**). The long-term average discharge at the Brazzaville/Kinshasa hydrological station is about 40,600 m<sup>3</sup>/s, and the average discharge during the study period is 37,700 m<sup>3</sup>/s, i.e. 11 l/s/km<sup>2</sup> [Bricquet, 1995; Laraque et al., 1998].

The Congo is probably the most regular and uniform regime on the planet in terms of its mean monthly ratio (maxQ/minQ = 2.0) and the extreme monthly discharge ratio (24,700 m<sup>3</sup>/s – 75,500 m<sup>3</sup>/s) recorded from 1903 to 1996. The Congo hydrological regime is also one of the most regular in the world (Irregular Interannual Ratio = 1.65) with low interannual variations of per year discharges: 33,300 m<sup>3</sup>/s – 55,200 m<sup>3</sup>/s recorded from 1903 to 1996. This is due to its geographical position on both sides of the Equator and its regular rainfall [Martins and Probst, 1991]. The Congo regime is slightly more regular than the Amazon River whose monthly maximum/minimum is between 1.7 and 2.7 and inter-annual variations (1970-1990) less than 2.0. By comparison, the monthly discharge ratio of the Orinoco River presents a factor 25 [Paolini et al., 1987].

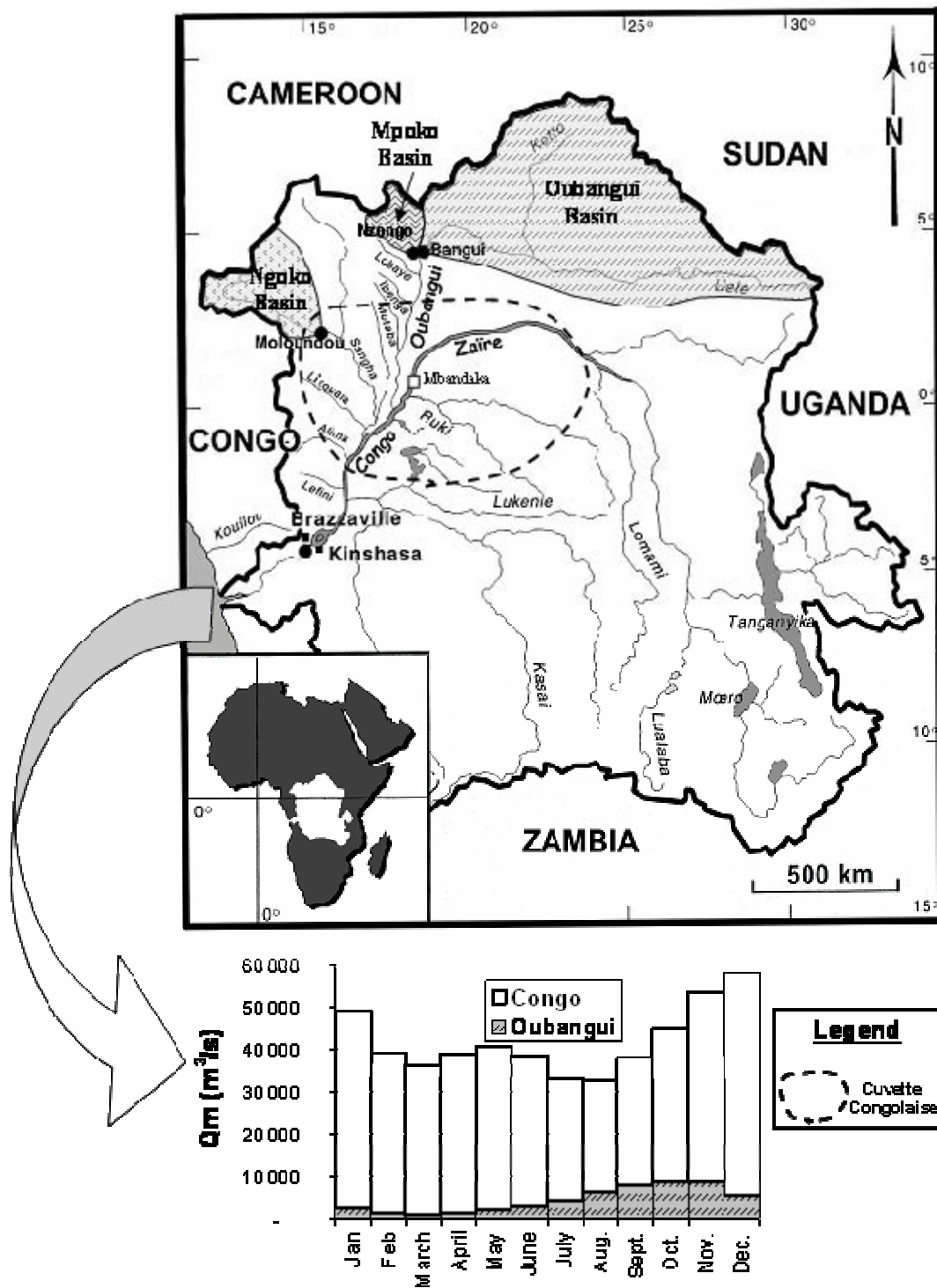


Figure IV - 21 : Map of the Congo Basin showing the location of the four sampling sites (the three subcatchments are hatched) and the hydrographs of the Congo River at the outlet and the Oubangui River at Bangui station.

The Oubangui Basin, with an area of 489,000 km<sup>2</sup> at the Bangui gauge station, is situated mostly in the northern hemisphere. Its vegetation consists mainly of dry and wooded savannah, with local patches of semi-deciduous tropical forest [Boulvert, 1992]. The mean annual rainfall in the Oubangui drainage Basin is 1,540 mm/yr. With a mean flow of about 4,200 m<sup>3</sup>/s (5.8 l/s/km<sup>2</sup>), it is the second biggest tributary of the Congo River after the Kasai River. The flow regime classification [Rodier, 1964] characterizes the Oubangui River as a transition unimodal tropical regime with a peak discharge occurring in October and minimum flows in March.

The Mpoko River with a mean water discharge of 152 m<sup>3</sup>/s, is a small tributary of the Oubangui River, draining a 23,900 km<sup>2</sup> area at Nzongo station (downstream from the Bangui station). It was selected for its dominant savannah which covers more than 86 % of its total area.

The Ngoko River is a right bank tributary of the Congo River situated in the upper part of the Sangha River. It was sampled because it drains a homogeneous forested basin which covers 67,000 km<sup>2</sup>. This humid evergreen forest covers 95 % of the basin area. Caesalpiniaceae is the dominant species with patches of Sterculiaceae and Ulmaceae. Average rainfall is close to 1700 mm/yr. Its hydrological regime is a typical bimodal pluvial equatorial regime [Rodier, 1964], with a first maximum discharge observed in October and a secondary maximum in July. The mean annual discharge is 713 m<sup>3</sup>/s (11.3 l/s/km<sup>2</sup>).

The major features of the different basins are shown in n **Tableau IV - 6**, and more complete information on the morphology, lithology and vegetation of the watersheds can be found in Olivry [1986], Seyler et al. [1993], Bricquet [1995], Sigha Nkamdjou et al. [1995] and Orange et al. [1999].

**Tableau IV - 6 : Physical characteristics of the Congo/Zaire River and its tributaries (watershed areas; interannual water discharges Qa; interannual specific water discharges Qa\*; percentage of forest area and sampling period).**

River	Station	Basin Area km <sup>2</sup>	Qa m <sup>3</sup> /s	Qa* l/s/km <sup>2</sup>	Forested Area %	Sampling period
<b>Oubangui</b>	Bangui	489 000	3750	7.7	22	Nov. 90 - Sept. 96
<b>Mpoko</b>	Nzongo	23 900	152	6.4	14	Nov. 91 - Nov. 94
<b>Ngoko-Sangha</b>	Moloundou	67 000	715	10.7	95	Jan. 91 - Dec. 91
<b>Congo/Zaire</b>	Kinshasa/Brazzaville	3 500 000	40600	11.6	50	Nov. 90 - Oct. 93

## **2.2. Sampling and analytical methods**

The four contrasted stations (particular hydrology or vegetation type) were sampled monthly over a period of one to six years (**Tableau IV - 6**) in order to highlight the factors influencing the spatial and temporal distribution of TSS and Organic Carbon species. All four stations were equipped with hydrometrical instruments and discharge data was collected on a daily basis. Sampling was done by hand using 1 L glass bottles. The samples were taken 0.2 m from the surface in the centre of the river where maximum mixing occurs. Samples were then filtered through preheated and pre-weighted 0.70µm Whatman® GF/F fibreglass filters under reduced pressure to separate dissolved organic fraction from particulate.

During the first year of this study, monthly samples were collected in 40 L horizontal Niskin bottles on  $n$  points of  $x$  vertical profiles (for example, at the Brazzaville station  $n=3$  and  $x=5$ ) of the cross section. At the same time, stream velocities were measured with a Current meter. The velocity-weighted TSS concentrations were calculated applying the equation used by *Olivry et al.* [1988]:

$$(\text{TSS}_{\text{vw}}) = \frac{Q_s}{Q} = \int_0^l \int_0^p dl \times dp \times V_i \times [\text{TSS}_i]$$

Where  $Q_s$  is the total suspended sediment discharge and  $Q$  is: the water discharge;

$l$ : river length and  $p$ : river depth;

$V_i$ : velocity at the collection point  $i$ ;

$\text{TSS}_i$  is the TSS in collected river sample  $i$ .

These values of integrated TSS were compared to the concentrations obtained from single samples collected in the middle of the river, 0.2 m from the surface. The relationships between surface TSS and velocity-weighted TSS ( $\text{TSS}_{\text{vw}}$ ) are:

- $[\text{TSS}]_{\text{vw}} = 1.01 * [\text{TSS}]_{\text{surface}}$  at the Bangui station
- $[\text{TSS}]_{\text{vw}} = 1.05 * [\text{TSS}]_{\text{surface}}$  at the Brazzaville station

These relationships show that any error due to the sampling procedure used in the study as compared to the velocity-weighted concentration of TSS samples should not exceed 5%.

The filters were dried in an oven at fifty degrees for 24 hours and weighted to determine TSS concentrations. The filters were then treated with HCl 2N to remove carbonates and dried at 60°C for 24h. POC analyses were carried out using a LECO CS 125



analyzer [Etcheber et al., 1999]. POC contents are expressed as a percentage of dry weight of TSS, abbreviated to POC% and POC concentrations are expressed in mg/l. Analytical accuracy was better than +/-5%.

The dissolved-fractions which managed to pass through the filter (DOC) were acidified onboard with ultra-pure H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, kept cold at 4°C, and analyzed in the laboratory, no later than two months afterwards. The analyses were carried out on a Shimadzu TOC-5000 Instrument using high-temperature catalytic oxidation method (HTCO), used to determine DOC concentrations [Abril et al., 2002]. Analytical accuracy was better than +/-5%.

### 3- Average TSS, POC and DOC values at the four stations

The discharge-weighted concentrations ( $\frac{\sum_{i=1}^n (C_i Q_i)}{\sum_{i=1}^n Q_i}$ ) were calculated from monthly concentrations (C<sub>i</sub>) and discharge (Q<sub>i</sub>) covering the whole sampling period for each station. The resulting averages of TSS, POC and DOC concentrations and POC content obtained at the four Congo Basin stations, are presented in **Tableau IV - 7**.

**Tableau IV - 7 : Average annual water discharges (Q) and specific water discharges (Q\*) during the study period; average concentrations of TSS, POC and DOC and POC contents. Values are indicated for different hydrological stages (Hydrol.): high water levels (Q<sub>m</sub> > 2000 m<sup>3</sup>/s for the Oubangui River; Q<sub>m</sub> > 200 m<sup>3</sup>/s for the Mpoko River; Q<sub>m</sub> > 700 m<sup>3</sup>/s for the Ngoko River and Q<sub>m</sub> > 34000 m<sup>3</sup>/s for the Congo River) and low waters levels.**

River	Hydrol.	Q (m <sup>3</sup> /s)	Q* (l/s/km <sup>2</sup> )	TSS (mg/l)	POC (%)	POC (mg/l)	DOC (mg/l)	DOC/TOC (%)
<b>Oubangui at Bangui</b>	Average year	<b>3 005</b>	<b>6.1</b>	<b>26.4</b>	<b>6.0</b>	<b>1.6</b>	<b>5.7</b>	<b>78</b>
	High waters (n=40)	4 556	9.3	28.1	5.7	1.6	6,1	79
	Low waters (n=35)	834	1.7	6.1	11.5	0.7	3,5	83
<b>Mpoko at Nzongo</b>	Average year	<b>152</b>	<b>6.4</b>	<b>38.4</b>	<b>4.2</b>	<b>1.6</b>	<b>4.6</b>	<b>74</b>
	High waters (n=14)	244	10.2	48.2	3.9	1.9	5.3	74
	Low waters (n=16)	60	2.5	23.8	4.2	1.0	2.6	72
<b>Ngoko-Sangha at Moloundou</b>	Average year	<b>862</b>	<b>12.9</b>	<b>37.6</b>	<b>6.0</b>	<b>2.3</b>	<b>9.7</b>	<b>81</b>
	High waters (n=4)	1 012	15.1	33.6	6.8	2.3	11.8	84
	Low waters (n=6)	412	6.1	16.7	7.8	1.3	3.8	75
<b>Congo-Zaire at Brazzaville</b>	Average year	<b>37 047</b>	<b>10.6</b>	<b>26.3</b>	<b>6.5</b>	<b>1.7</b>	<b>10.6</b>	<b>86</b>
	High waters (n=8)	41 232	11.8	24.6	6.1	1.7	11.0	88
	Low waters (n=15)	32 861	9.4	29.5	6.4	1.9	8.6	82

The mean discharge-weighted TSS concentrations were always in the lower part of the global scale variation range for rivers [Meybeck et al., 2003] and they remained in the same order of magnitude, from 26 to 38 mg/l for all four selected stations. These results are similar to those calculated by Kinga Mouzeo [1986] for the more humid climatic period 1971-1976. These low TSS levels are due to the convergence of many factors: (i) the extreme flatness

throughout the whole Congo Basin. It has no mountainous headwaters, unlike the Amazon or the Brahmaputra Rivers [Meybeck et al., 2001], and channel slopes of less than 10 cm/km in the lower course [Devroey, 1951]; (ii) the lack of highly erodible rocks such as soft sedimentary rocks; (iii) the extremely low fluctuations of seasonal discharge variations; (iv) the occurrence of lakes, such as Kivu and Tanganyika, and of well-developed floodplains [Milliman and Meade, 1983]. The influence of vegetation cover as protection against soil erosion is limited here since similar average TSS concentrations are observed in the savannah (Mpoko River) and forest stations (Ngoko River). Seasonal variations of TSS concentrations with water discharges are very limited due to the low seasonal variability of the annual hydrograph in the Congo River Basin (**Tableau IV - 7**). The ratio between low-water and high-water TSS concentrations is extremely low, from two to four (i.e. less than one order of magnitude), while it normally ranges from 1 to 4 orders of magnitude in pre-impoundment rivers [Meybeck et al., 2003].

A few studies give estimates of organic carbon data but from only sporadic sampling [Martins and Probst, 1991]. Eisma et al. [1978] and Cadée [1978 and 1982] collected the first data during the 1976 cruise. In these previous studies, annual POC and DOC concentrations and first-order estimates of organic fluxes were calculated assuming that these concentrations remained constant over the year. The veracity of this assumption can now be checked.

- The mean discharge-weighted POC concentrations were calculated over 1 to 6 years using monthly sampling. The POC concentrations ranged from 1.6 mg/l at Bangui and Nzongo stations to 2.3 mg/l in the forested Ngoko River. As a comparison, the typical values observed in other rivers flowing through African savannah are 1.5 mg/l for the Senegal River [Gac and Kane, 1986] and 1.1 mg/l for the Gambia River [Lesack et al., 1984; Meybeck et al., 1987]. Whichever the station, the POC concentrations followed the same pattern as the TSS, showing maximum concentrations during the high-water stages, except at the Brazzaville station (**Tableau IV - 7**) where there was no evident relationship between water discharges and POC concentrations.

- POC content ranged from 5.7 to 11.5% in the Oubangui River and from 3.9 to 4.2% in the Mpoko River, both characteristic of savannah basins. In the forested basins of the Ngoko/Sangha River, POC content ranged from 6.8 to 7.8%.

- In the Congo River mainstream, POC only ranged from 6.1 to 6.3%, which accords well with preliminary studies [6%, Cadée, 1984; 7%, Kinga Mouzeo, 1986]. The

percentage of carbon contained in TSS (POC%) is relatively high compared to the mean values for world rivers, especially temperate rivers (Figure IV - 22A).

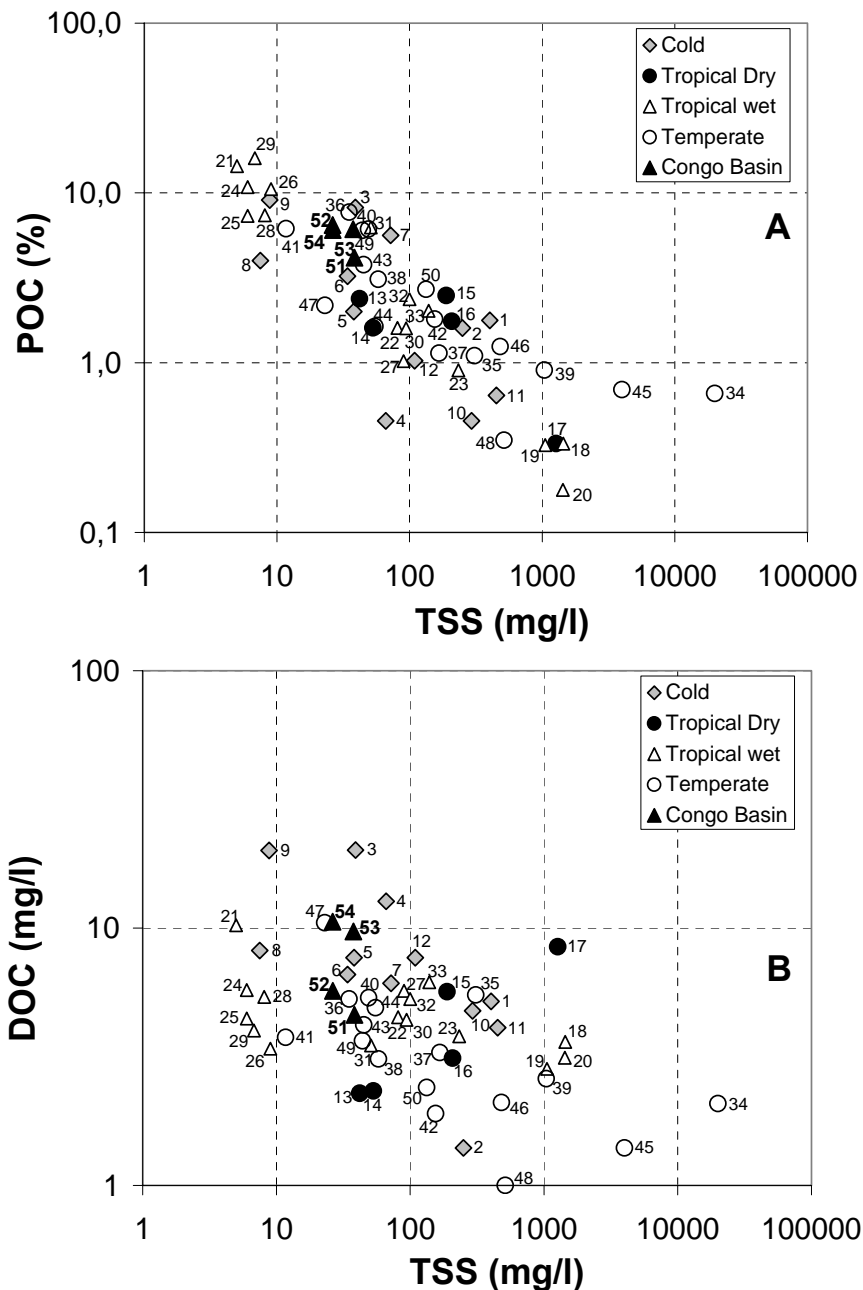


Figure IV - 22 : Distribution of mean annual POC contents (Figure A) and DOC concentrations (Figure B) in the world's river clustered by climate [data from Meybeck, 1993b and Meybeck and Ragu, 1996 unless specified; Weibezahn et al., 1990<sup>(a)</sup>; Gordeev et al., 1996<sup>(b)</sup>; Carson et al., 1998<sup>(c)</sup>; Holmes et al., 2002<sup>(d)</sup>; Lobbes et al., 2000<sup>(e)</sup>; Köhler et al., 2003<sup>(f)</sup>; Seyler et al., in press<sup>(g)</sup>; this study<sup>(h)</sup>]. COLD – Mackenzie (1<sup>b,c</sup>), Alpine Rhone (2), N Dvina (3), Pechora (4), Ob (5<sup>d,f</sup>), Lena (6<sup>b,d</sup>), Amur (7), Yenisey (8<sup>d,e,f</sup>), Moose (9), Yukon (10), Beni (11), Mamore (12); TROPICAL DRY - Gambia (13), Orange (14), Zambesi (15), Niger (16), Murray (17); TROPICAL WET - Nile (18), Ganges (19), Brahmaputra (20), Negro (21<sup>g</sup>), Solimoés (22<sup>g</sup>), Madeira (23<sup>g</sup>), Trombetas (24<sup>g</sup>), Tapajos (25<sup>g</sup>), Xingu (26<sup>g</sup>), Amazone (27<sup>g</sup>), Caroni (28), Caura (29), Orinoco (30<sup>a</sup>), Sanaga (31), Tuy (32), Parana (33); TEMPERATE - Huang He (34), Danube (35), Loire (36), Mississippi (37), Ohio (38), Peace (39), Rhine (40), St. Lawrence (41), Kuban (42), Don (43), Dniepr (44), Choroch (45), Changjiang (46), Pee Dee (47), Rioni (48), Seine (49), Rhone (50); CONGO BASIN – Mpoko (51<sup>h</sup>), Oubangui (52<sup>h</sup>), Ngoko (53<sup>h</sup>), Congo outlet (54<sup>h</sup>).

- DOC concentrations were more markedly divergent and two sets can be distinguished: the Mpoko and Oubangui rivers on one side, and the Ngoko and the Congo mainstream on the other. In the savannah basins (Mpoko and Oubangui Rivers), the mean DOC concentrations ranged from 2.6 to 3.5 mg/l during the low flow period, and from 5.3 to 6.1 mg/l during the high-water period. The annual mean discharge-weighted values of 4.6 and 5.7 mg/l were at least two-fold higher than those found in the Gambia River [2.4 mg/l; *Lesack et al.*, 1984] and from 25% to 40% higher than those found in the Niger River [3.5 mg/l; *Martins*, 1983]. Unlike the savannah rivers, in the Ngoko River forest basin at Moloundou Station DOC concentrations were somewhat higher and ranged from 3.8 to 11.8 mg/l, with an annual mean discharge-weighted value of 9.7 mg/l, twice as high as for the savannah basins. Forested basin DOC levels were very high compared to other world rivers (**Figure IV - 22B**, median value of 5 mg/l [*Meybeck*, 1982]) but were comparable to those found in the Negro River, the forest basin of the Amazon River [*Richey et al.*, 1990; *Moreira-Turcq et al.*, 2003]. Only a few Arctic Rivers (the Northern Dvina and Pechora Rivers in Russia and Moose River in Canada) present higher DOC values due to their very flat basins and abundant wetlands (**Figure IV - 22B**).

- Unlike the varying DOC levels, the DOC/TOC ratio was relatively constant over the four stations and throughout the seasonal hydrograph. DOC/TOC ratios were around 74%-78% at savannah stations, 81% in the forested Ngoko/Sangha River and 86% in the Congo River mainstream (**Tableau IV - 7**). These figures accord with the DOC/TOC levels found in other low TSS rivers [*Meybeck*, 1982].

#### **4- Hydrological control on the seasonal variability of TSS, POC and DOC concentrations**

To describe these temporal variations, which were quite similar at the four stations (**Tableau IV - 8**), the focus was put on the data obtained from the Oubangui River, which offered the most complete sample data set (6 years).

**Tableau IV - 8 : Average annual TSS, POC, DOC and TOC budgets for the Congo/Zaire River and its tributaries (Tg: 10<sup>6</sup> t).**

River	Q	Q*	TSS flux		POC flux		DOC flux		TOC flux	
	m <sup>3</sup> /s	l/s/km <sup>2</sup>	Tg	t/km <sup>2</sup> /yr	Tg	gC/m <sup>2</sup> /yr	Tg	gC/m <sup>2</sup> /yr	Tg	gC/m <sup>2</sup> /yr
<b>Oubangui</b>	3 005	6.1	2.5	5.1	0.15	0.3	0.54	1.1	0.69	1.4
<b>Mpoko</b>	152	6.4	0.2	7.7	0.01	0.3	0.02	0.9	0.03	1.2
<b>Ngoko</b>	862	12.9	1.0	15.3	0.06	0.9	0.26	3.9	0.33	4.9
<b>Congo/Zaire</b>	37 047	10.6	30.7	8.8	1.99	0.6	12.38	3.5	14.37	4.1

The temporal distribution of TSS concentrations followed the discharge variations during the six year monthly sampling program at the Bangui station (Figure IV - 23A).

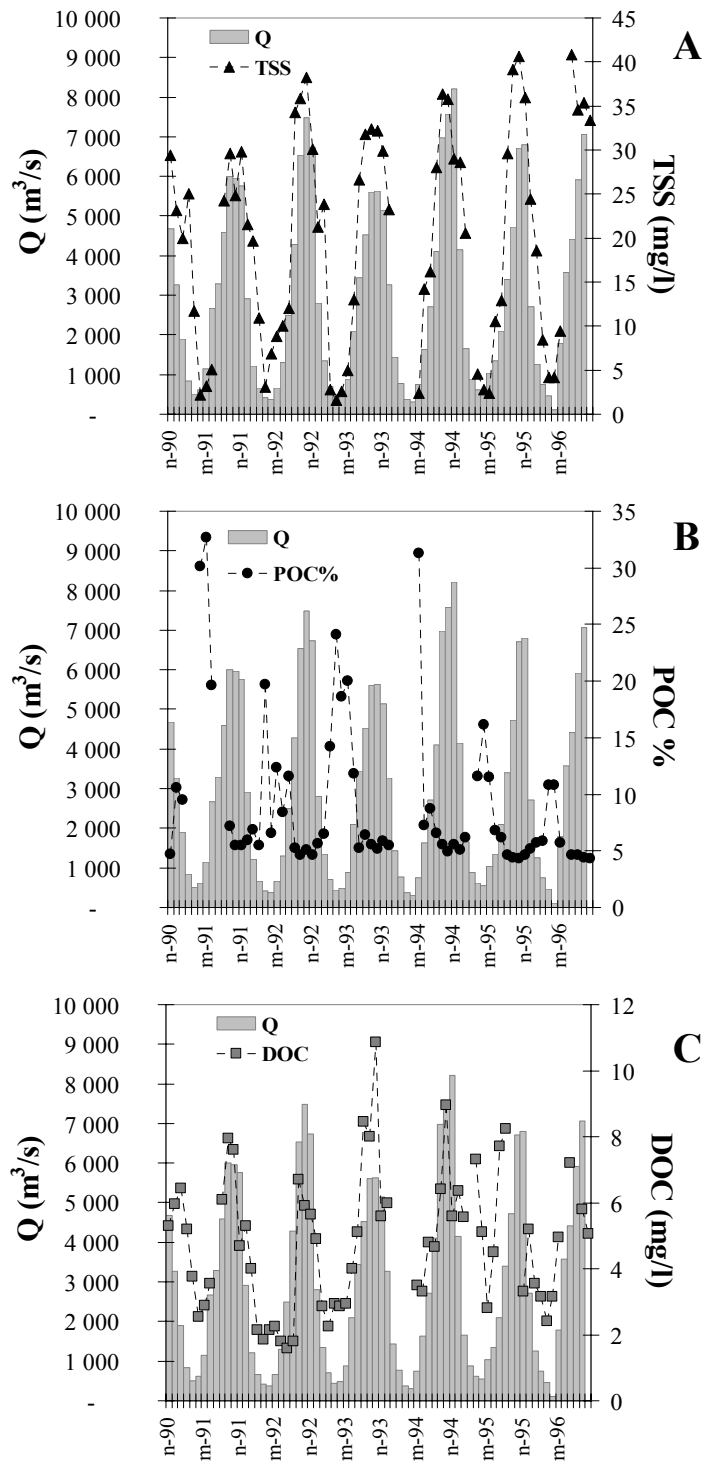
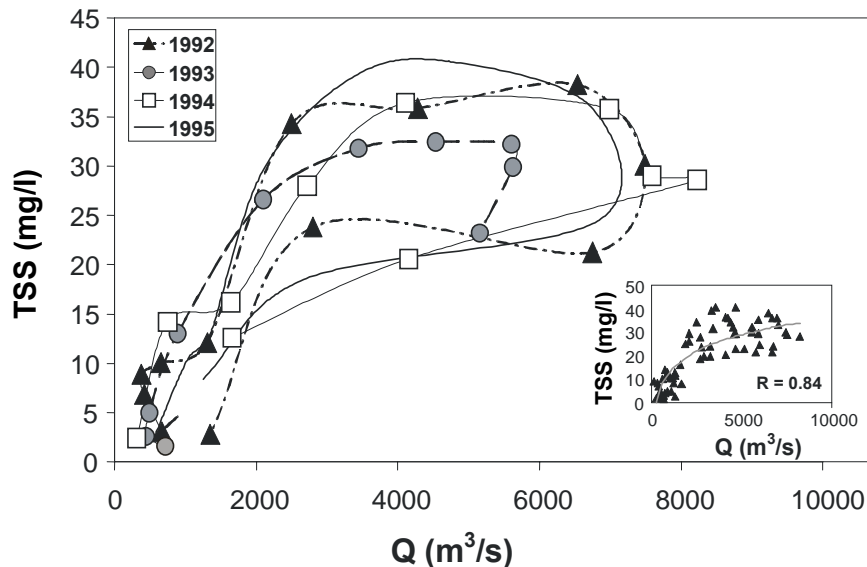


Figure IV - 23 : The Oubangui River at Bangui station; Time-series of monthly water discharges (Q) and TSS concentrations (Figure A), POC contents in TSS (Figure B) and DOC concentrations (Figure C) for six hydrological cycles (from November 90 to October 96).

An examination of the TSS concentrations vs. water discharges formed loops (hysteresis) rather than straight lines (**Figure IV - 24**) : maximum TSS concentrations were observed two months before the hydrological maximum and higher values were measured during the rising stage than during the falling stage thus defining a clockwise hysteresis.



**Figure IV - 24 :** The Oubangui River at Bangui station; relationship between monthly TSS concentrations and water discharges from 1992 to 1995 showing clockwise hysteresis.

These observations confirm the difficulty of using TSS/water discharge rating curves to compute solid discharge in such lowland rivers, as previously observed for the Gambia River [*Lesack et al., 1984; Meybeck et al., 1987*].

The detailed study of the Oubangui River showed that POC and DOC concentrations have a similar clockwise hysteresis with water discharges. Due to the exceptional regularity of the Oubangui's annual hydrological regime, the monthly POC and DOC patterns were very similar each year: hysteresis curves were obtained from average monthly concentrations calculated over the 6-year sampling period (**Figure IV - 25**). The maximum monthly POC concentration was observed 3 months before the highest level of water discharge, i.e. one month before the maximum monthly TSS concentration (**Figure IV - 25B**). As water discharges increase, an increase in the transport capacity of suspended particles can be expected in the basin, leading to the mobilization by runoff of a terrestrial POC stock associated with the mineral matrix of eroded soils and/or riparian area of the basin (**Figure IV - 23 and Figure IV - 25B**). When the maximum discharge is reached, TSS and POC concentrations decrease slightly. This process is similar to the one observed in the Amazon or in the Orinoco basins [*Meade et al., 1983; Hamilton and Lewis, 1987; Paolini et al., 1987; Lewis and Saunders, 1989; Moreira-Turcq et al., 2003*] and has also been described for other

lowland tropical rivers such as the Middle Niger [Picouet et al., 2000], and the Gambia River [Lesack et al., 1984; Meybeck et al., 1987].

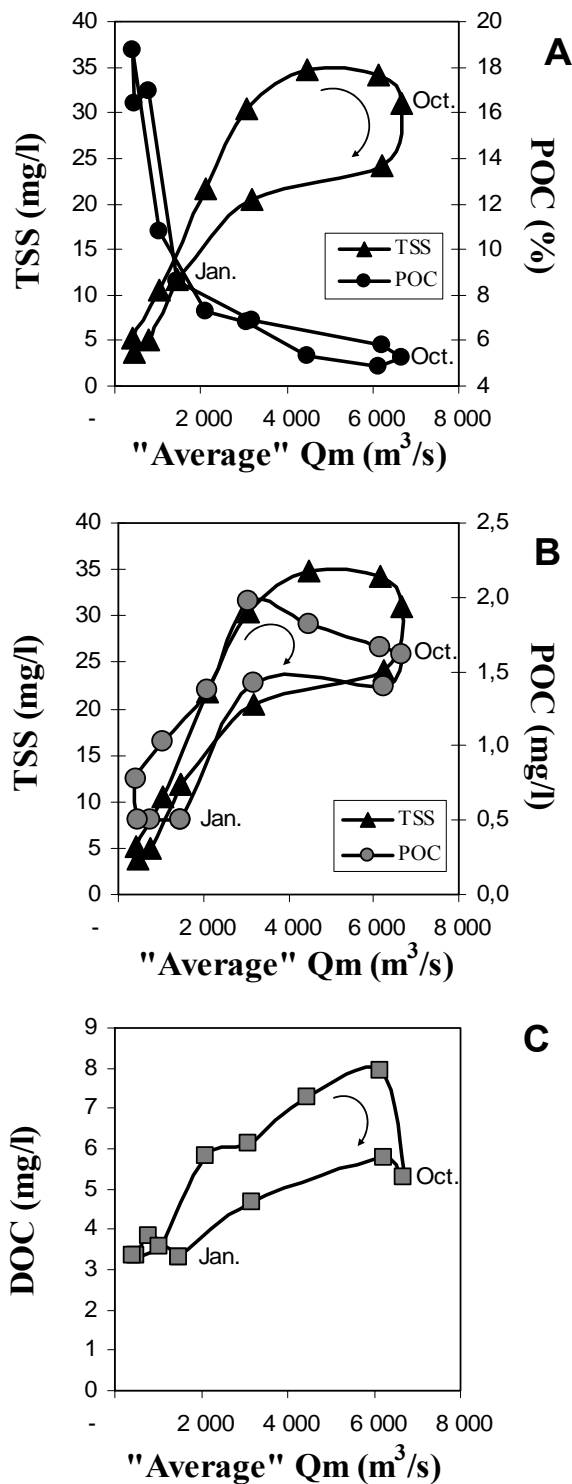
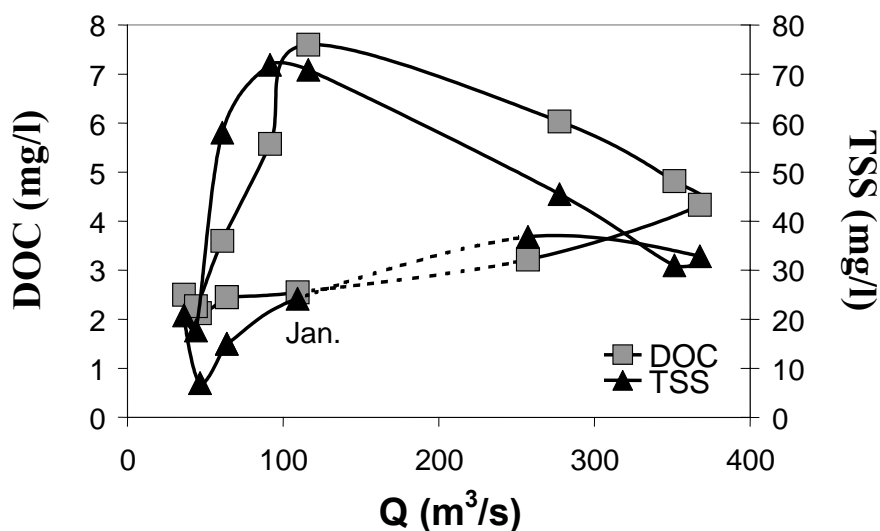


Figure IV - 25 : The Oubangui River at Bangui station; relationship between monthly “average” TSS and POC concentrations versus mean monthly water discharges (Figure A), between “average” TSS concentrations and POC contents versus mean monthly water discharges (Figure B), between “average” DOC concentrations versus mean monthly water discharges (Figure C), showing hysteresis loops.

Several explanations have been proposed by the above-cited authors: (i) the development of an inundated floodplain and retention of suspended material; (ii) the delayed arrival of headwaters (less rich in TSS and organic carbon than closely adjacent waters); (iii) the flushing out of the majority of the soil, riparian or riverbed stocks at the beginning of the flood. Concerning the Oubangui basin, the first hypothesis can be discarded, owing to the absence of floodplains. The second and the third hypotheses remain possible, bearing in mind that the Oubangui River waters are made up of different contributions from its tributaries varying according to their position in the hydrological cycle [Négre $\grave{e}$ l et al., 1993]: at the beginning of the high water stage, water fluxes essentially come from northern tributaries (Mbali, Mpoko and Mondjo Rivers) whereas at the maximum water stage, the Oubangui River receives the dominant Uele contribution to its flow. This distribution of the tributaries' input and our description of hysteresis support the belief that the lower levels of TSS and POC in the Oubangui waters are caused by the Uele River. During the falling stage, POC concentrations decreased concurrently with decreasing TSS concentrations, due to the progressive drop in water velocity.

Seasonal variations of DOC concentrations also showed a concomitant increase with water discharges (Figure IV - 25). However the hysteresis was less marked than for TSS and POC since the maximum DOC occurred one month before the maximum Oubangui water discharges (Figure IV - 25).

- At the Mpoko River savannah basin (Nzongo station), similar trends of TSS, POC and DOC concentrations were also observed (Figure IV - 26).



**Figure IV - 26 : Mpoko River at Nzongo station; relationship between monthly “average” TSS and DOC concentrations versus mean monthly water discharges.**



As soon as discharges increased, the hysteresis was even more marked and there was a rapid and intense increase of TSS and DOC concentrations. This sort of triangle-shaped DOC-monthly discharge ( $Q_m$ ) hysteresis has also been described in other very flat river basins in Africa, such as the Gambia River [Meybeck *et al.*, 1987] or the Niger upstream of the Delta Central [Picouet, 1999]. It is therefore assumed that DOC concentrations are directly linked to the intensity of soil leaching.

- In the forested Nkogo/Sangha Basin at Moloundou station, concentrations versus discharges design a "double loop" curve in relation with the complex equatorial water regime. The first peak of TSS and POC concentrations was observed in June. The second maximum which was higher than the first occurred in October/November (Figure IV - 27). The pattern of DOC concentration peaks differed, showing higher concentrations during the moderately rainy months of June and July than during the heavy rainfall months of October/November. As vegetation and temperature do not differ between the two rainy seasons, this phenomenon can only be explained by the soil-delivered DOC pool that is largely washed away during the first peak-flows in June/July. Even so, DOC concentrations were higher than at the two stations draining the savannah zones.

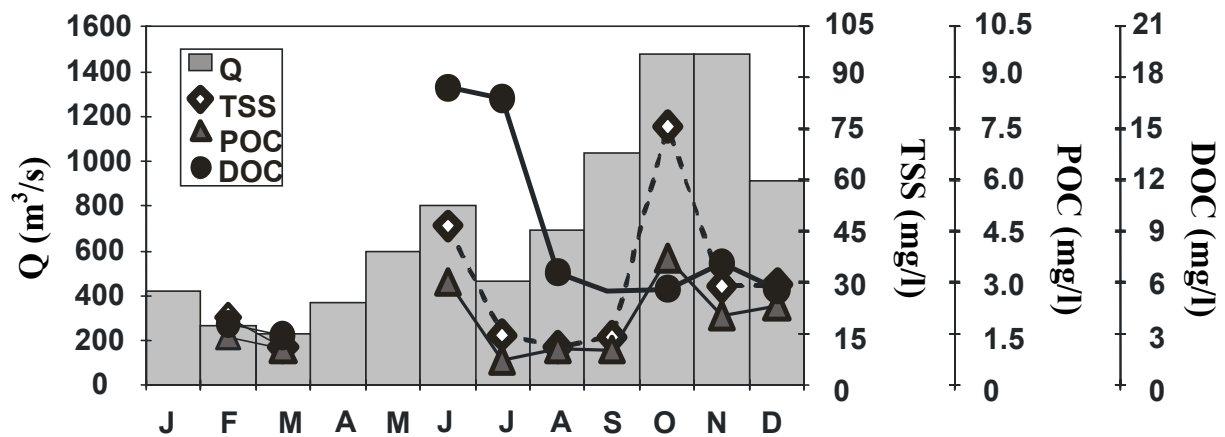


Figure IV - 27 : Ngoko River at Moloundou station; temporal distribution of monthly water discharges, TSS, POC and DOC concentrations.

- At the Congo River mouth (Brazzaville/Kinshasa station), the distributions of the TSS, POC and DOC are primarily related to the hydrological functioning of the basin and present a unique "eight-shaped" pattern (double hysteresis) linked to the two high-water periods in May and December as shown for DOC data (Figure IV - 28A). The widest loop from October to December corresponds to the highest flow period coming from the Northern

Hemisphere rivers particularly the Oubangui River (**Figure IV - 21**), completed by the Southern Hemisphere rivers whose water discharges start to increase at the same period (e.g. the Upper Zaire and Kasai Rivers). Between September and November, the Oubangui River presented high water levels and maximum DOC concentrations (~ 8 mg/l) but at the same time DOC values at Brazzaville/Kinshasa were up to 15 mg/l. Plotting cumulative monthly DOC fluxes versus cumulative water fluxes (**Figure IV - 28B**) showed a supplementary DOC input between October and December. This strongly suggests that upstream tributary yields are not the explanation for the DOC concentrations at the Brazzaville/Kinshasa station. Prior to this study, other main tributaries of the Congo River had been sampled for DOC measurements during two cruises in November 1990 and December 1992 [*Seyler et al.*, 1995].

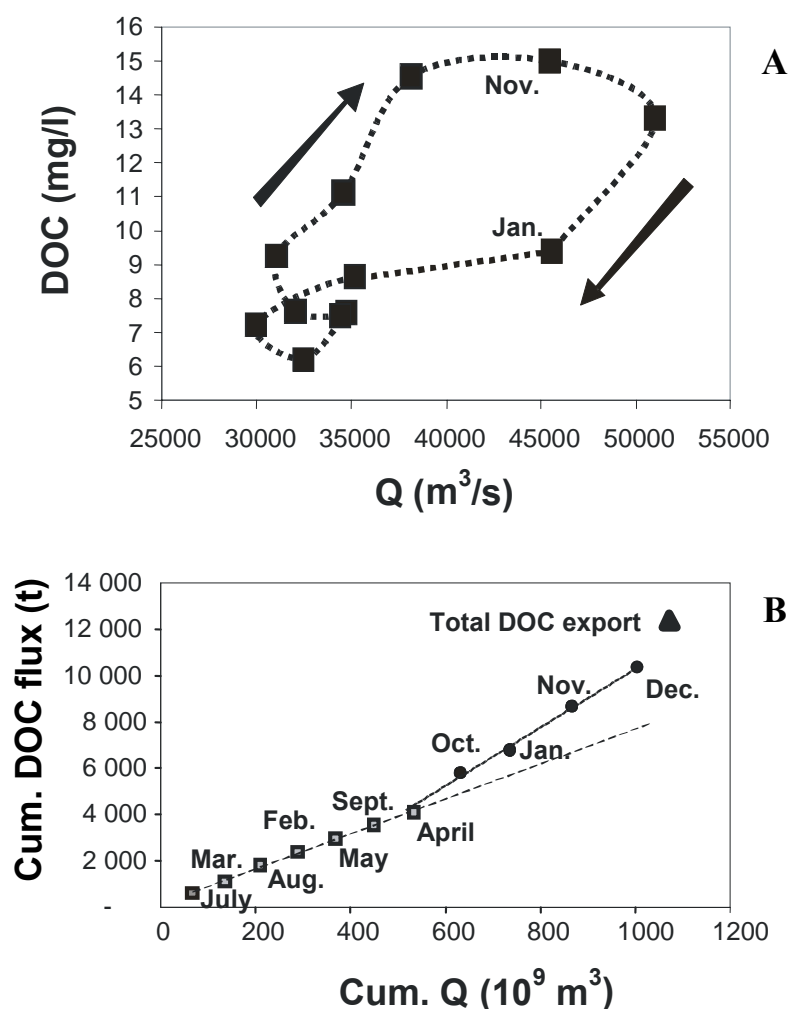


Figure IV - 28 : A-The Congo River at Kinshasa/Brazzaville station; relationship between monthly “average” DOC concentrations versus mean monthly water discharges; B-Temporal variability of DOC fluxes as a function of “Cumulative monthly DOC fluxes versus cumulative monthly water discharges”.

The highest DOC concentrations [Seyler *et al.*, 1995] were found in the Upper Zaire at Mbandaka (18.1 mg/l, n=5), in the Ruki (18.9 mg/l, n=2), the Sangha (23.3 mg/l, n=1) and Likouala (26.1 mg/l, n=1), the latter two draining the marshes and flooded forest zone situated in the centre of the basin (“Cuvette Congolaise”, **Figure IV - 21**), at similar levels to those found in the N. Dvina, Pechora and Moose Rivers (**Figure IV - 22B**). Moreover, these high concentrations were observed at the same period as those observed at the outlet of the basin. It should be noted here that the transit time between the Central Congolese Depression and the Brazzaville/Kinshasa station is about 3 days. The other right bank tributaries of the lower Congo River upstream from Brazzaville/Kinshasa, called Bateke Rivers (Djiri, Lefini, Nkeni, Alima Rivers, are outside the “Cuvette Congolaise” and present DOC concentrations averaging 3.5 mg/l [Seyler *et al.*, 1995]. Therefore, it may reasonably be assumed that the supplementary source of DOC is the Central Congolese Depression, where a vast region of swamps and flooded forests is drained by the Sangha, Likouala, Mossaka and Ruki Rivers during this period.

In May, the water levels of the Northern tributaries are low, as observed for the Oubangui River (**Figure IV - 21**). At this period, the smaller of the two DOC-discharge loops registered at the outlet of the Congo River (**Figure IV - 28A**) corresponds to the hydrological increase originating in the southern part of the Basin (e.g. the Kasai River, mainly draining the savannah basin). The DOC values are similar to those observed in the rivers draining savannah vegetation as demonstrated above.

## **5. Hydrological control on POC contents**

A log-log exponential decrease (correlation coefficient of 0.96) was found between the TSS concentrations and POC contents (%) in this data set (**Figure IV - 29**). This inverse relationship has previously been described in numerous river systems, either for individual samples at one station or for annual averages between stations [see for instance Meybeck, 1982; Ittekkot, 1988]. However, a decrease of POC content can be associated to an increase of POC concentrations in the waters, due to the differing sources of organic matter throughout the hydrological cycle [Ittekkot and Laane, 1991].

During low flow stages, high POC contents (10-15% or more; **Figure IV - 23B**, **Figure IV - 25A**) and low POC concentrations (not exceeding 0.5 mg/l; **Figure IV - 25B**) have been registered. River sediment transport is limited and the transparency of the water promotes the development of phytoplanktonic growth and/or macrophytes in the riparian wetlands [Martins and Probst, 1991]. This feature indicates that autochthonous POC is the

dominant component, though phytoplankton growth remains moderate, due to weak nutrient concentrations [Seyster and Elbaz-Poulichet, 1996].

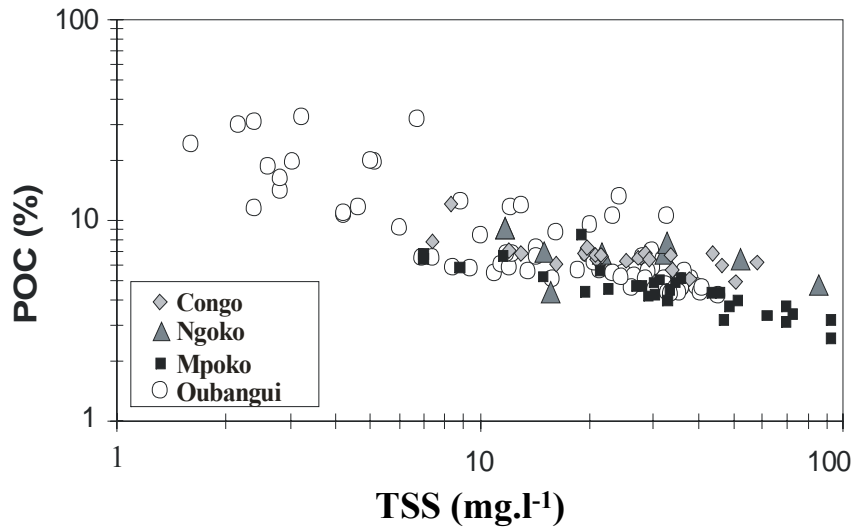


Figure IV - 29 : Variation of individual POC contents versus TSS concentrations for the four stations of the Congo-Zaire Basin.

During high flow stages, low POC contents (threshold value: 5%; **Figure IV - 23B**, **Figure IV - 25A**) and high POC concentration (~1.5 mg/l; **Figure IV - 25B**) have been measured. POC content approaches the level of soil organic carbon content from similar areas in the Sanaga Basin [Giresse and Maley, 1998]. When sediment transport increases, terrestrial plant debris combined with mineral and clay materials are remobilized. Further, because concentrations of suspended matter exceed ~50 mg/l, light penetration is reduced thereby inhibiting primary production. Thus the autochthonous phytoplanktonic carbon becomes a minor organic fraction in rivers [Ittekkot, 1988; Meybeck, 1982].

## 6. Transport rates of TSS, POC and DOC

### 6.1 Oubangui River: Interannual variability of TSS, POC and DOC fluxes

Discharge-weighted TSS, POC, and DOC concentrations ( $C_{TSS}^*$ ;  $C_{POC}^*$ ;  $C_{DOC}^*$ ) were calculated at the Bangui station for each year. Annual fluxes (F) were computed using the equation given by Meybeck and Ragu [1996] as follows:

$$F_{(TSS)} = Q_a \cdot C_{TSS}^*$$

$$F_{(POC)} = Q_a \cdot C_{POC}^*$$

$$F_{(DOC)} = Q_a \cdot C_{DOC}^*$$

Where  $Q_a$  is the annual water discharge.

Given the relatively constant monthly discharge in the studied basins, the concentrations measured once per month were assumed to be constant during the corresponding period.

In the Oubangui River, TSS, POC and DOC fluxes were established for the five complete years of 1991-1995. As expected from the TSS fluxes and water discharge regimes, the interannual transport variability was quite low: the ratio between the highest fluxes (2,960,000 tons TSS in 1994, 192,000 tons POC in 1991 and 650,000 tons DOC in 1994) and the lowest fluxes (2,270,000 tons TSS in 1991, 116,000 tons POC in 1995 and 430,000 tons DOC in 1992) was very limited (1.3, 1.6 and 1.5 for TSS, POC and DOC, respectively) while the ratio between the highest water discharges (in 1994) and the lowest (in 1995) was 1.2. The ratio of extreme values of annual water discharges established between 1936-1996 was 2.9 with a minimum of 2120 m<sup>3</sup>/s and a maximum of 6110 m<sup>3</sup>/s [Wesselink et al., 1996]: so, more extended variations of fluxes can be expected in the Oubangui River.

### **6.2 Average TSS, POC and DOC budgets of the Congo Basin**

As shown above, the interannual variability in carbon concentrations observed in the Oubangui River was relatively low during this study period. Based on this observation it is reasonable to compute an interannual average budget ( $F_m$ ) of the TSS and organic carbon of each station (**Tableau IV - 9**) using a modified equation.

$$F_{m(\text{TSS})} = Q_{ia} \cdot C_{\text{TSS}}^{*i}$$

$$F_{m(\text{POC})} = Q_{ia} \cdot C_{\text{POC}}^{*i}$$

$$F_{m(\text{DOC})} = Q_{ia} \cdot C_{\text{DOC}}^{*i}$$

where  $Q_{ia}$  is the mean annual water discharge established during the study periods,  $C^{*i}$  is the discharge-weighted mean established using all the data from each station (**Tableau IV - 8**). The yields or specific fluxes of TSS and organic carbon in t/km<sup>2</sup>/yr, equivalent to g/m<sup>2</sup>/yr, are then calculated.

Whatever the type of vegetation covering the sub-basins, the DOC fluxes play a major role in the total organic flux: a ratio of 74 %-78 % for dissolved/particulate flux in the savannah system and always up to 81 % in the forested system (**Tableau IV - 8**). However, a marked difference appears between specific fluxes which are threefold higher in the Ngoko-Sangha forested basin than in the savannah basins.

Tableau IV - 9 : Comparison of TSS yields (Ys) and organic carbon yields and fluxes in the three major tropical rivers and its tributaries draining savannah or wet forest zones ([Amazon Basin: Meade et al., 1985; Richey et al., 1986; Moreira-Turcq et al., 2003; Seyler et al., in press, Filizola and Guyot, in press; ANEEL: Brazilian National Agency for Water and Energy], [Orinoco Basin: Paolini et al., 1987; Lewis and Saunders, 1989; Weibezahn et al., 1990]).

	Area km <sup>2</sup>	q mm/yr	POC	DOC yield g/m <sup>2</sup> /yr	TOC	Ys t/km <sup>2</sup> /yr
<b>SAVANNAH</b>						
<b>Branco</b>	125 000	1120	-	1.0	-	-
<b>Oubangui</b>	489 000	241	0.3	1.1	1.4	5.1
<b>Apure</b>	167 000	378	1.3	2.2	3.5	-
<b>WET FOREST</b>						
<b>Rio Negro</b>	690 000	1298	1	8.7	9.7	6.5
<b>Ngoko</b>	67 000	336	0.9	3.9	4.8	15.3
<b>Caroni</b>	95 000	1570	1	9	10	-
<b>WHOLE BASIN</b>						
<b>Amazon</b>	6 400 000	1029	0.9	5.5	6.3	94
<b>Congo</b>	3 500 000	366	0.6	3.5	4.1	8.8
<b>Orinoco</b>	1 100 000	1558	1.5-2.2	4.4-5.4	6.5-6.9	91

The TSS and carbon fluxes calculated at Brazzaville/Kinshasa station are believed to be representative of the total export of the Congo River to the Atlantic Ocean [Eisma and Van Bennekom, 1978]. During the present study, TSS flux represented a contribution of  $30.7 \times 10^6$  t/yr, and typified the dry period observed in Africa during the decade 1980-1990. Bricquet et al. [1997] estimate that the rainfall deficit in intertropical Africa indicates a global climatic change that has been going on for about twenty-five years.

During the 1980's, the global runoff deficit varied from -7% to -16% in the humid and from -13% to -27% in the dry tropical zones. This phenomenon intensified during the 1990's. The TSS transport value was similar to that of Molinier [1979], Olivry et al. [1995] and Laraque and Olivry [1996], which was established during comparable hydrological situations. However, the TSS transport value in the present study is markedly lower than that proposed in previous studies [ $50 \times 10^6$  t/yr, Spronck, 1941;  $71.3 \times 10^6$  t/yr, Holeman, 1968;  $43 \times 10^6$  t/yr, Eisma et al., 1978;  $48 \times 10^6$  t/yr, Nkounkou and Probst, 1987]. This discrepancy is not only related to interannual hydrological fluctuations but also to the sampling frequency of the previous works which did not take account of seasonal variability.

With regard to organic carbon, the Congo River is the source of  $2.0 \times 10^6$  t/yr of POC and  $12.4 \times 10^6$  t/yr of DOC. These values are slightly higher than the values given by Probst et al. [1994] with  $1.2 \times 10^6$  t/yr of POC and  $9.6 \times 10^6$  t/yr of DOC, and Seyler et al. [1995] with respectively  $1.6 \times 10^6$  t/yr and  $11.4 \times 10^6$  t/yr for one single hydrological year : 1992.

The Oubangui and Mpoko Rivers present the same specific fluxes of TSS ( $5-7$  t/km<sup>2</sup>/yr), POC ( $0.3$  gC/m<sup>2</sup>/yr) and DOC ( $\sim 1$  gC/m<sup>2</sup>/yr). These similar values make it

possible to generalize these data to the whole savannah area of the Congo Basin. Taking as given that savannah areas cover half of the entire basin [Laporte et al., 1997] and that specific fluxes are typical of this land cover, then about  $11.2 \times 10^6$  t of TSS,  $0.55 \times 10^6$  t of POC and  $1.77 \times 10^6$  t of DOC would be contributing to the Congo fluxes, i.e. corresponding to 30%, 25% and 26% of the total export of TSS, POC and DOC, respectively.

When the specific fluxes determined here on the Ngoko forested basin are extrapolated to the whole forested area of the Congo Basin, the sum of fluxes generated by the savannah tributaries and forested tributaries do not match the fluxes actually measured at the Congo outlet: a loss of 23% of TSS and 9% POC and a gain of 30% of DOC can be observed. Within-river transport can be active with the occurrence of significant transformation processes from areas of eroded material to the basin outlets. For instance a very large proportion of the fluvial organic carbon pool of the Amazon River is lost via outgassing [Richey et al., 2002]. However, in the case of the Congo River the concomitant loss of TSS and POC suggests that the dominant process explaining the carbon loss is more likely to be its confinement through sedimentation, even though outgassing from the river water certainly occurs. The TSS and POC losses can be attributed to the fact that they mainly occur in the Malebo Pool, a major widening of the river course 35 km long and 23 km wide located just upstream of the Kinshasa/Brazzaville station where the river flow slows down [Nkounkou and Probst, 1987]. On the other hand, the excess DOC can be explained by the higher inputs provided by organic-rich waters from the rivers which drain the “Cuvette Congolaise”. A different contribution by the forested area including the “Cuvette Congolaise” can be computed by subtracting TSS, POC and DOC fluxes at the Congo outlet at Kinshasa/Brazzaville from those of the savannah area ( $1.75 \times 10^6$  km<sup>2</sup>) without taking into account possible sedimentation. These specific fluxes are calculated to be 11 t/km<sup>2</sup>/yr for TSS, 0.8 gC/m<sup>2</sup>/yr for POC and 6 gC/m<sup>2</sup>/yr for DOC for the forested area.

### ***6.3 The importance of TSS and organic carbon fluxes discharged by the Congo River***

#### ***a - Comparisons with the other largest tropical rivers: the Amazon and Orinoco Rivers***

The Amazon, Congo and Orinoco Rivers are the three largest rivers in terms of water discharge. It is therefore possible to compare the TSS and organic carbon input budgets discharged by the Congo River with those of the Amazon, and the Orinoco (**Tableau IV - 9**). In addition, certain tributaries of these two rivers have been selected, essentially on the basis

of their contrasting vegetation, in order to compare them with the savannah and forested stations on the Congo Basin.

The Amazon basin extends over  $6.4 \times 10^6$  km<sup>2</sup> and has an average discharge of 209,000 m<sup>3</sup>/s, (6 600 km<sup>3</sup>/yr) [Molinier et al., 1997]. It supplies up to 16.5% of all the river water discharged into the ocean, [Vörösmarty and Meybeck, 2004]. The Amazon and Congo systems, situated across the Equator, are characterized by tropical rainforest and by extensive floodplains. However, there are major differences in basin characteristics. For example, the runoff in the Amazon River is higher [Filizola, 2003] because the headwaters of the Amazon Basin are located in high mountains in contrast with the plateaus or hills of the Congo watershed [Meybeck et al., 2001]. Therefore the supply of suspended solids is much higher in the Amazon Basin and TSS concentrations can be as high as 200 mg/l at the Óbidos station [Filizola, 2003] while low end POC concentrations can decrease to 1.40 mg/l [Moreira-Turcq et al., 2003]. The most commonly cited estimate of annual TSS flux at Óbidos station is  $1150 \times 10^6$  t/yr and is based on the CAMREX project [Meade et al., 1985; Richey et al., 1986]. The data collection was done on a series of nine cruises, each at a different stage of the hydrograph, providing horizontally and vertically integrated measurements [Richey et al., 1986]. The subject of the suspended yield of the Amazon River has recently been re-examined by Filizola and Guyot [in press], who have established a new budget of  $600\text{-}800 \times 10^6$  t/yr using the Brazilian national database for river sediment yields from 1995 to 1998 and Acoustic Doppler technology. The more recent fluxes of organic carbon at the same station were  $5.8 \pm 0.3 \times 10^6$  t/yr for POC and  $35 \pm 4.0 \times 10^6$  t/yr for DOC [Moreira-Turcq et al., 2003]. These results are similar to those of Richey et al. [1990] which found an annual TOC flux of  $36.7 \times 10^6$  t/yr at the Óbidos station. However, Óbidos does not fully account for all Amazon fluxes to the Atlantic Ocean since two major lowland tributaries, the Xingu and the Tapajos, reach the Amazon mainstream downstream from the station. But these two rivers are characterized by very low TSS levels; therefore, the flux of suspended solids to the ocean as measured at Óbidos can be accepted. This is not the case for DOC fluxes as the Xingu and the Tapajos discharge  $0.95 \times 10^6$  t/yr and  $1.5 \times 10^6$  t/yr of DOC respectively [Moreira-Turcq et al., 2003]. The total DOC and POC fluxes at the Amazon River mouth are estimated at  $37.5$  and  $6.2 \times 10^6$  tC/yr respectively.

The Orinoco River with an area of  $0.95 \times 10^6$  km<sup>2</sup> [Lewis and Saunders, 1989], increasing to  $1.1 \times 10^6$  km<sup>2</sup> with its lower tributaries [Meybeck and Ragu, 1996], is the



world's third largest water provider [36,000 m<sup>3</sup>/s, i.e. 3.5% of world water discharge; *Meade et al.*, 1983]. The annual TSS transport has been calculated at  $\sim 90 \times 10^6$  t/yr [*Paolini et al.*, 1987; *Lewis and Saunders*, 1989; *Weibezahn et al.*, 1990]. For organic carbon, *Weibezahn et al.* [1990] estimated the average levels of DOC and POC at 4.4 and 1.5 mg/l, respectively. This would correspond to fluxes to the Atlantic Ocean of 5.0 and  $1.7 \times 10^6$  t.C/yr for DOC and POC, respectively, and to an average content of POC in TSS of around 1.6%. These values are close to those estimated by *Paolini et al.* [1987] when tallying the fluxes of the Orinoco mainstream River plus the Caroni River ( $6.1 \times 10^6$  t.C/yr for TOC).

The TSS yields of the Congo River are between tenfold and twentyfold lower than those of the Amazon [ $\sim 90$ -180 t/km<sup>2</sup>/yr; *Filizola and Guyot*, in press or *Meade et al.*, 1985; *Richey et al.*, 1986] and the Orinoco Rivers ( $\sim 90$  t/km<sup>2</sup>/yr). This is explained by multiple factors discussed previously (e.g. no highlands, the occurrence of lakes, the low channel slope in the Congo Basin). The POC yield is nevertheless similar to that of the Amazon River (0.97 gC/m<sup>2</sup>/yr) whereas the Orinoco River POC yields (1.55 gC/m<sup>2</sup>/yr) are 50% higher than those of the Amazon and Congo Rivers, according to *Weibezahn et al.* [1990]. No distinction is observed between the POC yields in the different wet forest rivers ( $\sim 1.0$  gC/m<sup>2</sup>/yr). Moreover, similar values are found in both the savannah and wet forest rivers of the Orinoco Basin whereas a threefold factor is observable between the savannah and the forest rivers of the Congo Basin. In all the basins the DOC yields are superior to the POC yields. The similar DOC yields at the outlet of the Amazon and Orinoco Rivers are slightly higher than that of the Congo River. It must be noted that some tributaries of the Amazon and Orinoco Rivers feature very high DOC yields as for the Rio Negro River (8.7 gC/m<sup>2</sup>/yr; *Seyler et al.*, in press) or Caroni River (9.0 gC/m<sup>2</sup>/yr; *Paolini et al.*, 1987) which both drain forest basins. Significant distinctions are observable in the tributaries of the three basins: DOC yields are fourfold higher in the forest than in the savannah tributaries of the Congo and Orinoco Rivers whereas the DOC yield is  $\sim 9$  fold higher in the forested area than that of the savannah. In forest basins, the Congo River has concentrations two times lower than those of the Amazon and the Orinoco. This difference can be attributed to a weak runoff on the Congo Basin (336 mm/yr versus 1300 mm/yr).

#### b – Importance of the Amazon, Congo and Orinoco Basins on a global scale –

In **Tableau IV - 10** the water discharges, TSS and organic carbon fluxes of the Amazon, Congo and Orinoco Rivers are compared with other large basins of the world. The

potential basins which are presently arheic are not considered in this table. The rivers are ranked in decreasing order of drainage area from the Amazon (#1) to the Saint Lawrence (#18). All these basins are now documented for TOC and often for POC and DOC as well and their corresponding export rates -or yields- in gC/m<sup>2</sup>/yr have been generated (**Tableau IV - 10**).

**Tableau IV - 10 : Organic carbon fluxes (F) and yields (Y) from world major rivers ranked by drainage area; Area, drainage area; Qnat, water discharge (pre-impoundments); Ms sediment discharge (pre-impoundments); data sources in Meybeck and Ragu (1996) unless specified. (1) this work; Meade et al., 1985; Richey et al., 1986 and Seyler et al. in press, (2) Köhler et al. (2003) and references therein, (3) Lobbes et al. (2000), (4) Gordeev et al. (1996) (5) Telang (1985) quoted by Gordeev et al. (1996) (6) Weibezahn et al. (1990), (7) Holmes et al. (2002), (8) Carson et al. (1998). Mississippi and Nile sediment and/or water discharges are now much affected by reservoir and irrigation.**

		Area Mkm <sup>2</sup>	Qnat km <sup>3</sup> /yr	M <sub>s</sub> nat Mt/yr	FPOC Mt/yr	FDOC Mt/yr	FTOC Mt/yr	YPOC gC/m <sup>2</sup> /yr	YDOC gC/m <sup>2</sup> /yr	YTOC gC/m <sup>2</sup> /yr
1	Amazon <sup>(1)</sup>	6.40	6600	600	6.1	37.6	43.8	1	5.9	6.9
2	Zaire/Congo <sup>(1)</sup>	3.70	1325	31.7	2.0	12.4	14.4	0.5	3.3	3.8
3	Ob <sup>(2)</sup>	2.99	404	15.5 <sup>(7)</sup>	0.3	3.1	3.4	0.1	1.0	1.1
4	Mississippi	3.00	580	500	1.1	1.9	3.0	0.4	0.6	1.0
5	Nile	2.90	83	120	0.4	0.3	0.7	0.1	0.1	0.2
6	Parana	2.80	568	79	1.6	3.5	5.1	0.6	1.3	1.9
7	Yenisey <sup>(2,3)</sup>	2.58	620	4.7 <sup>(7)</sup>	0.2	4.9	5.1	0.1	1.8	1.9
8	Lena <sup>(4)</sup>	2.50	525	20,7 <sup>(7)</sup>	0.6	3.5	4.1	0.2	1.4	1.6
9	Amur	1.85	344	24.9	1.4*	2.1	3.5	0.8*	1.1	1.9
10	Chang Jiang	1.80	995	480	6,0	2.1	8.1	3.3	1.2	4.5
11	Mackenzie <sup>(5)</sup>	1.80	308	124 <sup>(8)</sup>	2.2	1.6	3.9	1.2	0.9	2.1
12	Zambezi	1.30	106	20	0.5*	0.6	1.1	0.4*	0.5	0.9
13	Niger	1.20	192	40	0.7	0.6	1.3	0.6	0.5	1.1
14	Nelson	1.13	89	10	<0.1	0.7	0.8	nd	0.6	nd
15	Orinoco <sup>(6)</sup>	1.10	1135	107	1.7	5	6.7	1.5	4.5	6
16	Murray	1.06	23.6	30	<0.1	0.2	0.2	nd	0.2	nd
17	Ganges	1.05	493	520	1.7	1.4	3.1	1.6	1.3	2.9
18	St Lawrence	1.02	337	4	0.2	1.2	1.5	0.2	1.2	1.4
26	Huang He	0.75	48	900	6.3	0.1	6.4	8.4	0.1	8.5
32	Brahmaputra	0.58	510	730	1.3	1.6	3	2.2	2.8	5
<b>Sum<sup>(s)</sup> or Average<sup>(a)</sup></b>		<b>41.5<sup>(s)</sup></b>	<b>15285<sup>(s)</sup></b>	<b>4358<sup>(s)</sup></b>	<b>34.3<sup>(s)</sup></b>	<b>84.4<sup>(s)</sup></b>	<b>118.4<sup>(s)</sup></b>	<b>0.85<sup>(a)</sup></b>	<b>2.05<sup>(a)</sup></b>	<b>2.85<sup>(a)</sup></b>

The largest rivers of the world have sometimes been used to determine the average concentrations of riverborne material. However, this consideration demands prudence since the data set is highly affected by the relative weight of the Amazon data [Meybeck, 1988]. Moreover, yields of riverine material may depend on the scale: medium to small rivers may present somewhat higher levels of suspended solids or POC yields [see Milliman and Syvitski, 1992; Coynel et al., 2005] than the largest rivers, which are also in a more pristine state. Therefore, as very turbid rivers are lacking in the top 18 rivers, the Huang He and the Brahmaputra have been added to give greater representation to major rivers on the global scale (**Tableau IV - 10**). The total documented area of these 20 rivers equals about 41 x 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> i.e. slightly less than 40% of the global exorheic area. This data set still

underestimates the global sediment yield of rivers, calculated at around 160 to 180 t/km<sup>2</sup>/yr in pre-dammed conditions [Vörösmarty and Meybeck, 2004], compared to 105 t/km<sup>2</sup>/yr. However, it is very close to the global runoff of 340 mm/yr vs. 368 mm/yr.

The Congo River is ranked only 12<sup>th</sup> in annual suspended load in spite of the significance of its water discharges. Moreover, the very low TSS yield (8.5 t/km<sup>2</sup>/yr) is also the 5<sup>th</sup> lowest observed in any major river before the Lena, Ob, Saint Lawrence and Yenisey Rivers (**Tableau IV - 10**) [Milliman and Syvitski, 1992; Holmes et al., 2002]. In comparison, the first two rivers in terms of erosion are the Brahmaputra and Huang-He Rivers with TSS yields superior to 1200 t/km<sup>2</sup>/yr. The low TSS levels in the Congo River are nearly balanced in terms of carbon export by the high POC content. In this context, the Congo River is the 5<sup>th</sup> river in terms of annual POC flux, after the Huang He, Amazon, Chang Jiang and Mackenzie Rivers. However, the POC yield of the Congo River is very limited (0.85 gC/m<sup>2</sup>/yr) in comparison with other major rivers such as the Chang Jiang River (3.3 gC/m<sup>2</sup>/yr). The Congo/Zaire River is #2 after the Amazon River in terms of absolute TOC fluxes ahead of the Orinoco, Yenisey, Ob, Lena and Parana Rivers. It represents about 2/3 of the DOC fluxes discharged by Siberian rivers to the Arctic Ocean from the Northern Dvina to the Amygyema Rivers [Gordeev et al., 1996; Köhler et al., 2003]. In terms of DOC yields, the Congo River is #3 with 3.1 gC/m<sup>2</sup>/yr exported, only exceeded by the Amazon and Orinoco Rivers (5.5 and 4.5 gC/m<sup>2</sup>/yr, respectively).

As a conclusion to this comparison, the three major wet tropical rivers (the Amazon, Congo and Orinoco Rivers) actually resemble each other very closely in terms of the relative similarities of their water budget and land cover when considering the global scale variability. These three giant inputs represent a major proportion (~15-18%) of the overall TOC inputs to world oceans estimated from 170 to 195 x 10<sup>6</sup> t/yr for POC and from 200 to 215 x 10<sup>6</sup> t/yr for DOC [Ludwig et al., 1996; Meybeck and Vörösmarty, 1999]. If the Amazon/Congo/Orinoco Rivers are taken together, their share of the global river inputs could be quantified at around 5-6% for POC and 26-28% for DOC. Note that an empirical model has recently been proposed by Aitkenhead and McDowell [2000] based on soil C:N ratio as a predictor of annual riverine DOC flux at the global scale. The authors have calculated a new estimate (360 x 10<sup>6</sup> t/yr), i.e. twice the commonly cited estimates, thus limiting the contribution of Amazon/Congo/Orinoco.

Finally, the geographical position of the tropical in relation to the world oceans must be carefully taken into account. The Amazon, Congo and Orinoco Rivers are directly linked to the open ocean. This is not the case for other large rivers of the world which discharge into regional seas and/or enclosed coastal zones as do the Huang He, Chang Jiang, Zhu Jiang (Pearl), Mekong, Saint Lawrence, and Mississippi Rivers. Regional seas such as the Mediterranean and the Black Sea, the West Pacific region (from the Sea of Japan to the Sulu Banda Seas), the North West Atlantic Region (the Gulf of Mexico and the Caribbean) and many others (e.g. the Baltic, Red, Bering, Adaman, and Arafura Seas) can actually be considered as “mega filters” of land to ocean inputs, connected to about  $44.2 \times 10^6 \text{ km}^2$  of continental basins, which represents a runoff of  $15,100 \text{ km}^3$  [Meybeck and Dürr, in preparation]. If one includes the rivers which discharge to open oceans over extended continental shelves such as the Siberian rivers, the Parana and Patagonian Rivers, the proportion of rivers directly contributing to the open ocean is actually less than 50%, among which are found the Amazon, Congo and Orinoco.

The fate of riverine carbon in the coastal ocean is yet not well known [Chen, 2004]. The Congo organic load is either dispersed through a large superficial plume or penetrates through the deeply incised canyon, one of the world’s largest [Cadée, 1978 and 1982].

A significant proportion of particulate organic fraction is degraded in estuary and plume areas as has been observed in the Cameroonian rivers [50% POC loss: Giresse and Cahet, 1997; Giresse and Maley, 1998]. So, predominantly refractory aged POC contents reach the open ocean, as in the case of the Amazon region [Druffel et al., 2005].

A large part of the dissolved organic matter, mainly coming from the “Cuvette Congolaise” is likely degradable. The DOC contribution, issued from the forested area in the Cameroonian rivers (Sanaga Basin) revealed a substantial biodegradation potential (25 to 30%) and a release in the mixing fresh water/seawater area [Giresse and Cahet, 1997]. So, the main refractory DOC fraction enters the open ocean, as does the refractory dissolved soil-derived material from Arctic Rivers [Lobbés et al., 2000].

In any event, to achieve accurate conclusions, future studies of the organic matter from the Congo River and its fate must focus on the nature and age of POC and DOC using newly developed approaches such as stable isotopes and  $^{14}\text{C}$  dating [Hedges et al., 1986; Raymond and Bauer, 2001; Lobbés et al., 2000; Benner et al., 2004; Callanhan et al., 2004; Wang et al., 2004].

## 7- Conclusion

In the Congo River, the 2<sup>nd</sup> world river in terms of water discharges and drainage area, very few biogeochemical studies have been carried out, unlike the much-studied Amazon Basin. The monthly database presented here on the TSS and organic carbon species in the Congo Basin, obtained over one to six years in four savannah or forested river observation stations, has determined their seasonal flux regimes and their interannual variations.

The highest concentrations of POC and DOC were observed in the Congo Basin during high water periods, 2 to 4 months before peak flows, whereas the lowest ones occurred during the low water levels. High DOC values registered at the outlet of the Congo River were related to the leaching of the lowlying part of the basin the “Cuvette Congolaise” made up of swamps and marshes. The autochthonous production seems to have a very minor influence on the carbon flux. A direct correlation was observed between the percentage of forest and TOC yields in the different rivers studied in the Northern Congo Basin: the Oubangui River, which mainly drains a savannah area, showed TOC yields three times lower than for the Ngoko/Sangha River which essentially drains a forested area. In all the basins studied, the dissolved organic load was over 75% of the total organic load.

The computation of exports to the Atlantic Ocean shows the Congo is responsible for  $14.4 \times 10^6$  t/yr of TOC, of which  $12.4 \times 10^6$  t/yr is DOC and  $2 \times 10^6$  t/yr is POC with limited interannual variability (**Tableau IV - 10**). On the basis of this study and on the most recent estimate of the annual amount of organic carbon transported into oceans by rivers [ $370\text{--}430 \times 10^6$  t/yr, Ludwig *et al.*, 1996; Meybeck and Vörösmarty, 1999; Schlüntz and Schneider, 2000; Vörösmarty and Meybeck, 2004], the Congo River is responsible for a mean organic carbon export of about 7% of the total world river exportations. The three main tropical rivers (the Amazon, Congo and Orinoco rivers) are responsible for a minimum TSS flux of about ~ 4% and an export of organic carbon flux of about 15-18% (5-6% of POC and 26-28% of DOC). This corresponds to ~ 28% of water delivery to oceans and an exoreic drained area of about 11.5%. These results clearly confirm the overall importance of the wet tropical regions on the global organic carbon budget delivered to oceans by rivers.

**Acknowledgments:** This research project was funded by the PEGI (Program Study of the Intertropical Geosphere) program. The authors acknowledge both anonymous reviewers for their careful reading and the useful comments on previous versions of this manuscript. This is DGO-EPOC contribution n° 1575.

## Reference list

Abril, G., M. Nogueira, H. Etcheber, G. Cabeçadas, E. Lemaire, and M.J. Brogueira (2002), Behaviour of organic carbon in nine contrasting European estuaries, *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, *54*, 241-262.

Aitkenhead, J.A., and W.H. McDowell (2000) Soil C:N ratio as a predictor of annual riverine DOC flux at local and global scales, *Global Biogeochem. Cycles*, *14*:127-138.

Amiotte-Suchet, P., J.L. Probst, and W. Ludwig (2003), Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans, *Global Biogeochem. Cycles*, *17*(2), 1038, doi:10.1029/2002GB001891.

Benner, R., B. Benitez-Nelson, K. Kaiser, and R.M.W. Amon (2004) Export of young terrigenous dissolved organic carbon from rivers to the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Letters*, *31*, L05305, doi: 10 1029/2003 GLO19251.

Benner, R., S. Opsahl, G. Chin-Leo, J.E. Richey, and B.R. Forsberg (1995), Bacterial Carbon metabolism in the Amazon River system, *Limnol. Oceanogr.*, *40*, 1262-1270.

Berner, R.A. (1990), Global CO<sub>2</sub> degassing and the carbon cycle: Comment on Cretaceous ocean crust at DSDP sites 417 and 418: Carbon uptake from weathering vs loss by magmatic outgassing, *Geochim Cosmochim Acta*, *54*, 2889-2890.

Berner, R.A., A.C. Lasaga, and R.M. Garrels (1983), The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years, *Am. J. Sci.*, *301*, 182-204.

Boulvert, Y. (1992), Carte phytogéographique au 1/1 000 000, République Centrafricaine. *Notice explicative, N° 104, ORSTOM*, Paris.

Bricquet, J.P. (1995), Les écoulements du Congo à Brazzaville et la spatialisation des apports, in *Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques*, edited by J.C. Olivry, and J. Boulègue, ORSTOM, Paris, 27-38.

Bricquet, JP, F. Bamba, G. Mahé, M. Touré, and J.C. Olivry (1997), Water resource variations of the Atlantic river basins of Africa: the long-term effects of rain shortage, *Rev. Sci. Eau*, *10*, 321-337.

Cadée, G.C. (1978), Primary production and chlorophyll a in the Zaire River, estuary and plume, *Neth. J. Sea Res.*, *12*, 368-381.

Cadée, G.C. (1982), Organic carbon and phytoplankton in Zaire River, estuary and plume, in *Transport of carbon and minerals in major world rivers*, edited by E.T. Degens, Mitt. Geol.-Palaönt. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, *Sonderband 52*, 429-432.

Cadée, G.C. (1984), Particulate and dissolved organic matter and chlorophyll-a in the Zaire River, estuary and plume, *Neth. Journ. Sea Res.*, *17*, 426-440.

Cai, W.J. (2003), Riverine inorganic carbon flux and rate of biological uptake in the Mississippi River plume, *Geophys. Res. Letters*, *30*, 10 1029/2002GL016312.

Callahan, J., M. Dai, R.F. Chen, X. Li, Z. Lu, and W. Huang (2004), Distribution of dissolved organic matter in the Pearl River Estuary, China, *Marine Chem.*, *89*, 211-224.

Carson, M.A., J.N. Jasper, and F.M. Conly (1998), Magnitude and sources of sediment input to the Mackenzie Delta, Northwest Territories, 1974-94, *Arctic*, *51*, 116-124.

Cauwet, G., and I. Sidorov (1996), The biogeochemistry of Lena River : organic carbon and nutrients distribution, *Marine Chem.*, 53, 211-227.

Chen, C.T.A. (2004) Exchanges of Carbon in the Coastal Seas, in *the Global Carbon Cycle*, edited by C.B. Field and M.R. Raupach, Island Press, 341-351.

Coynel, A., J. Schäfer, J-E. Hurtrez, J. Dumas, H. Etcheber and G. Blanc (2004), Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins, *Science of The Total Environment*, 330, 233-247.

Coynel, A., H. Etcheber, G. Abril, E. Maneux, J. Dumas and J-E. Hurtrez (2005), Contribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay, *Biogeochemistry*, 74, 151-171.

Degens, E.T. (1982), Riverine carbon: an overview, in *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, Mitt. Geol.-Palaönt. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, Sonderband 52, 1-12.

Degens, E.T., S. Kempe, and A. Spitzky (1984), Carbon dioxide: A biogeochemical portrait, in *The Handbook of Environmental Chemistry*, edited by C.O. Hutzinger, 1, 127-215, Springer-Verlag, Berlin.

De Namur, C. (1990), Aperçu sur la végétation de l'Afrique Centrale Atlantique, in *Paysages quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique*, edited by Lanfranchi and Schwartz, ORSTOM, Paris.

Devroey, E.J. (1951), Observations hydrographiques au Congo Belge et au Rwanda-Urundi, 1948-1950, *Mém. Ins. Roy. Colon. Belge, sect. Sc. Techn.*, Coll. 8, fasc. 3, 175 pp.

Druffel, E.R.M., J.E. Bauer, and S. Griffin (2005), Input of particulate organic and Dissolved inorganic carbon from the Amazon to the Atlantic Ocean, *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 6(3), Q03009, doi:10.1029/2004GC000842.

Eisma, D., J. Kalf, and A.J. Van der Gaast (1978), Suspended matter in the Zaire estuary and the adjacent Atlantic Ocean, *Neth. Journ. Sea Res.*, 12, 382-406.

Eisma, D., and A.J. Van Bennekom (1978), The Zaire River and estuary and the Zaire outflow in the Atlantic Ocean, *Neth. Journ. Sea Res.*, 12, 255-272.

Etcheber, H., J.C. Relexans, M. Beliard, O. Weber, R. Buscail, and S. Heussner (1999), Distribution and quality of sedimentary organic matter on the Aquitanian margin (Bay of Biscay), *Deep-Sea Res. II*, 46, 2249-2288.

Filizola, N. (2003), Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens, *PhD thesis*, University Paul Sabatier Toulouse III, 292p.

Filizola, N., and J.L. Guyot (in press), Suspended sediment yield in the Amazon basin. An assessment using the Brazilian national data set, *Hydrological Processes*.

France-Lanord C., and L.A. Derry (1997), Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion, *Nature*, 390, 65-67.

Gac, J.Y., and A. Kane (1986), Le fleuve Sénégal. I- Bilan hydrologique et flux continentaux de matières particulaires à l'embouchure, *Sci. Geol. Bull.*, 39, 99-130.

Giresse, P., and G. Cahet (1997) Organic fluxes of Cameroonian Rivers into the Gulf of Guinea: dissolution and degradation in the fresh water-salt water interface, *Oceanologica Acta*, 20, 837-849.

Giresse, P., and J. Maley (1998), Organic carbon fluxes to the Cameroon lakes and to the Guinea Gulf ; sedimentary budgets and responses to environmental changes in South Cameroon, *Global and Planetary Change*, 16-17, 53-74.

Gordeev, V.V., J.M. Martin, I.S. Sidorov, and M.V. Sidorova (1996), A reassessment of the Eurasian river input of water, sediments, major elements and nutrients to the Arctic Ocean, *Am. J. Sci.*, 296, 664-691

Hamilton, S.K., and W.M. Lewis Jr (1987), Causes of seasonality in the chemistry of a lake on the Orinoco River floodplain, Venezuela, *Limnol. Oceanogr.*, 32, 1277-1290.

Hedges J.I., W.A. Clark, P.D. Quay, J.E. Richey, A.H. Devol, and U.M. Santos (1986), Composition and fluxes of particulate organic material in the Amazon River, *Limnol. Oceanogr.*, 31, 717-738.

Holeman, J.N (1968), The sediment yield of major rivers of the world, *Wat. Resour., Res.* 4, 737-747.

Holmes, R.M., J.W. McClelland, B.J. Peterson, I.A. Shiklomanov, A.I. Shiklomanov, A.V. Zhulidov, V.V. Gordeev, and N.N. Bobrovitskaya (2002), A circumpolar perspective on fluvial sediment flux to the Arctic Ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 16, 1-14.

Ittekkot, V. (1988), Global trends in the nature of organic matter in river suspensions, *Nature*, 332, 436-438.

Ittekkot, V., and R.W.P.M. Laane (1991), Fate of riverine particulate organic matter, in *Biogeochemistry of major world rivers*, edited by E.T. Degens, S. Kempe, and J.E. Richey, SCOPE 42, 233-242.

Kempe, S. (1979), Carbon in the freshwater cycle, in *the Global Carbon Cycle*, edited by B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe and P. Ketner, SCOPE 13, 317-342.

Kempe, S., D. Eisma, and E.T. Degens (1993), *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, Mitt. Geol.-Palaönt. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, Sonderband 74, 327p.

Kinga-Mouzeo, M. (1986), Transport particulaire actuel du fleuve Congo et de quelques affluents; enregistrement quaternaire dans l'éventail détritique profond (sédimentologie, minéralogie et géochimie), *Ph.D thesis*, 261p, Univ. Perpignan.

Köhler H., B. Meon, V.V. Gordeev, A. Spitzzy and R.M.W.Amon (2003) Dissolved organic matter (DOM) in the estuaries of Ob and Yenissei and the adjacent Kara Sea, Russia, *Proc. Marine Sciences* 6, 281-309.

Laporte, N., C. Justice, M. Heinicke, and B. Lawrence (1997), The Use of Time-Series Satellite Data for Characterization and Monitoring of the Seasonal Forests and Savannas of Central Africa, *Executive Summary, Biodiversity Support Program*, Washington, DC, September, 1997.

Laraque, A., and J.C. Olivry (1996), Evolution de l'hydrologie du Congo-Zaïre et de ses affluents rive droite et dynamique de ses transports solides et dissous, in *Actes de la Conférence internationale à la mémoire de Jean Rodier : L'hydrologie tropicale, géoscience et outil pour le développement*, Publication IAHS, Wallingford Publi., 238, 271-288, Paris.

Laraque, A., M. Mietton, J.C. Olivry, and A. Pandi (1998), Impact of lithological and vegetation covers on flow discharge and water quality of Congolese tributaries of the Congo River, *Rev. Sci. Eau*, 11, 209-224.



Lesack, L.F.W., R.E. Hecky, and J. Melack (1984), Transport of carbon, nitrogen, phosphorus and major solutes in Gambia River, West Africa, *Limnol. Oceanogr.*, *29*, 816-830.

Lewis, W.M., and J.F. Saunders III (1989), Concentration and Transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River, *Biogeochemistry*, *7*, 203-240.

Lobbés J.M., H.P. Fitzner, and G. Kattner (2000), Biogeochemical characteristics of dissolved and particulate organic matter in Russian rivers entering the Arctic Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *64*, 2973-2983.

Ludwig, W., J.L. Probst, and S. Kempe (1996), Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion, *Global Biogeochem. Cycles*, *10*, 23-41.

Lyons, B.W., C.A. Nezat, A.E. Carey, and D.M. Hicks (2002), Organic carbon fluxes to the ocean from high-standing islands, *Geology*, *30*, 443-446.

Mahé, G. (1993) Modulation annuelle et fluctuations interannuelles des précipitations sur le bassin versant du Congo, in *Grands Bassins Fluviaux Périatlantiques*, edited by J.C. Olivry and J. Boulègue, ORSTOM Editions, Paris.

Martins, O. (1983), Transport of carbon in the Niger River, in *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, edited by E.T. Degens, S. Kempe and H. Soliman, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, *Sonderband 55*, 435-449.

Martins, O., and J.L. Probst (1991), Biogeochemistry of major African rivers: carbon and minerals transport, in *Biogeochemistry of major world rivers*, edited by E.T. Degens, S. Kempe and J.E. Richey, SCOPE *42*, 127-156.

Meade, R.H., C.F. Nordin, D. Perez Hernandez, A.B. Mejia, and J.M. Perez Godoy (1983), Sediment and water discharge in Rio Orinoco, Venezuela and Colombia, in *proceedings of the second International Symposium on river Sedimentation*, Water Resources and electric Power Press, Beijing, China, 1134-1144.

Meade, R.H., T. Dunne, J.E. Richey, U. de M. Santos, and E. Salati (1985) Storage and remobilization of sediment in the lower Amazon River of Brazil, *Science*, *228*, 488-90.

Meybeck, M. (1982), Carbon, nitrogen and phosphorus transport by World Rivers, *Am. J. Sci.*, *282*, 401-450.

Meybeck, M., H.M. Lô, G. Cauwet, and J.Y. Gac (1987), Geochemistry of the Sahelian Gambia River during the 1983 high-water stage, in *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, edited by E.T. Degens, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, *Sonderband 64*, 461-473.

Meybeck, M. (1988), How to establish and use world budgets of river material, in: *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*, edited by A. Lerman A. and M. Meybeck, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 247-272.

Meybeck, M. (1993), Riverine transport of atmospheric carbon: sources, global typology and budget, *Water, Air, and Soil Pollution*, *70*, 443-463.

Meybeck, M., and A. Ragu (1996), River Discharges to the Oceans. An assessment of suspended solids, major ions, and nutrients. *Environment Information and Assessment Rpt.* UNEP, Nairobi, 250 p.

Meybeck, M., and C.J. Vörösmarty (1999), Global transfer of carbon by rivers, *Global change News letters*, *37*, 12-14.

Meybeck, M., P. Green, and C. Vörösmarty (2001), A New Typology for Mountains and Other Relief Classes: An Application to Global Continental Water Resources and Population Distribution, *Mountain Research Development*, 21, 34-45.

Meybeck, M. (2003), Global analysis of river systems: from earth system controls to Anthropocene syndromes, *Phil. Trans. Royal Acad. Society London B*, 358, 1440, 1935-1955.

Meybeck, M., L. Laroche, H.H. Dürr, and J.P.M. Syvitski (2003), Global variability of daily Total Suspended Solids and their fluxes in rivers, *Global and Planetary Change*, 39, 65-93.

Milliman, J.D., and R.H. Meade (1983), World-wide delivery of river sediment to the oceans, *Journal of Geology*, 91, 1-21.

Milliman, J.M., and J.P.M. Syvitski, (1992), Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers, *J. Geol.*, 100, 525-544.

Molinier, M. (1979), Note sur les débits et la qualité des eaux du Congo à Brazzaville. *Cah. ORSTOM, série Hydrol.*, 16, 55-66.

Molinier, M., J.L. Guyot, J. Callède, V. Guimarães, E. Oliveira, and N. Filizola (1997), Hydrologie du bassin amazonien, in *Environnement et développement en Amazonie brésilienne*, edited by H. Thery, Belin, Paris, 24-41.

Moreira-Turcq, P., P. Seyler, J.L. Guyot, and H. Etcheber (2003), Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries, *Hydrological Processes*, 17, 1329-1344.

Negrel, P., C.J. Allegre, B. Dupre, and E. Lewin, (1993) Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river water: the Congo basin case, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 120, 59-76.

Nkounkou, R.R., and J.L. Probst (1987), Hydrology and geochemistry of the Congo River system, in *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, edited by E.T. Degens, S. Kempe and W.B. Gan, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, Sonderband 64, 483-508.

Olivry, J.C. (1986), Fleuves et rivières du Cameroun, *Collection Monographies Hydrologiques*, N°9, ORSTOM, Paris.

Olivry J.C., Bricquet J.P., and Thiebaut JP. (1988) Transport de matière sur les grands fleuves des régions intertropicales : Les premiers résultats des mesures de flux particulières sur le bassin du fleuve Congo. In Sediment budgets, *IAHS symposium*, Porto Alegre, Dec. 1988, N° 174, p 509-521.

Olivry, J.C., J.P. Bricquet, A. Laraque, J.L. Guyot, J. Bourges, and M.A. Roche (1995), Flux liquides, dissous et particulaires de deux grands bassins intertropicaux : Le Congo à Brazzaville et le Rio Madeira à Villabella, in *Grands bassins fluviaux péri-atlantiques: Congo, Niger, Amazone*, edited by J.C Olivry et J. Boulègue, Actes du Colloque PEGI / INSU / CNRS, 22-24 novembre 1993, pp 344-355, ORSTOM, Paris, France.

Opsahl, S., R. Benner, and R.M.W. Amon (1999), Major flux of terrigenous dissolved organic matter through the Arctic Ocean, *Limnol. Oceanogr.*, 44, 2017-2023.

Orange, D., A. Laraque, and J.C. Olivry (1999), Evolution des flux de matières le long de l'Oubangui et du fleuve Congo, *Symposium International MANAUS'99*, Manaus, Brazil, November, 16-19, 1999.

Paolini, J., R. Hevia, and R. Herrera (1987), Transport of carbon and minerals in the Orinoco and Caroni Rivers during the years 1983-1984, in *Transport of Carbon and Minerals*

in *Major World Rivers*, edited by E.T. Degens, S. Kempe and W.B. Gan, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, *Sonderband 64*, 325-338.

Pernetta, J.C., and J.D. Milliman (1995), Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone (LOICZ): Implementation Plan, *IGBP Report*, 33, Stockholm: The International Geosphere-Biosphere Programme.

Picouet, C. (1999), Géodynamique d'un hydrosystème tropical peu anthropisé : Le bassin supérieur du Niger et son delta intérieur, *PhD thesis*, University Montpellier II, 469p.

Picouet, C., B. Hingray, and J.C. Olivry (2000), Lumped conceptual modelling of suspended sediment transport in African tropical rivers: the Upper Niger and Bani River basins. *Rev. Sci. Eau*, 13, 463-481.

Probst, J.L., and Y. Tardy (1987), Long-range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century, *Journal Hydrol.*, 94, 289-311.

Probst, J.L., S. Mortatti, and Y. Tardy (1994), Carbon river fluxes and weathering CO<sub>2</sub> consumption in the Congo and Amazon River basins, *Applied Geochemistry*, 7, 1-13.

Raymond, P.A. and J.E. Bauer. (2001), Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean, *Nature*, 407, 497-500.

Richey, J.E., R.H. Meade, E. Salati, A.H. Devol, C.F. Nordin, and U. dos Santos (1986), Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River: 1982-1984, *Water Resources Res.*, 22, 756-64.

Richey, J.E., J.I. Hedges, A.H. Devol, and P.D. Quay (1990), Biogeochemistry of carbon in the Amazon River, *Limnol. Oceanogr.*, 35, 352-371.

Richey, J.E., J.M. Melack, A.K. Aufdenkampe, V.M. Ballester and L. Hess (2002), Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>, *Nature*, 416, 617-620.

Richey, J.E. (2004), Pathways of Atmospheric CO<sub>2</sub> through Fluvial Systems, in *Toward CO<sub>2</sub> Stabilization Issues, Strategies, and Consequences*, edited by C. Fields, A SCOPE GCP Rapid Assessment Project, Island Press, 526p, 329-340.

Rodier, J. (1964), Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo, *Mem. ORSTOM No.6*, 137 pp.

Sarmiento, J.L., and E.T. Sundquist (1992), Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide, *Nature*, 356, 589-593.

Schlünz B., and R.R. Schneider (2000), Transport of terrestrial organic carbon to the oceans by rivers: re-estimating flux- and burial rates, *Int Journal Earth Sciences*, 88, 599-606.

Seyler, P., L. Sigha-Nkamdjou, and J.C. Olivry (1993), Hydrogeochemistry of the Ngoko river, Cameroon: chemical balances in a rain-forest equatorial basin, *IAHS Publ.*, 216, 87-105.

Seyler, P., H. Etcheber, D. Orange, A. Laraque, L. Sigha-Nkamdjou, and J.C. Olivry (1995), Concentrations, fluctuations saisonnières et flux de carbone dans le bassin du Congo, in *Grands Bassins Fluviaux Periatlantiques*, edited by J.C. Olivry and J. Boulègue, ORSTOM Editions, Paris, 217-228.

Seyler, P., A. Coynel, P. Moreira-Turcq, H. Etcheber, C. Colas, D. Orange, J.P. Bricquet, A. Laraque, J.L. Guyot, and M. Meybeck (in press), Organic carbon transported by the equatorial rivers: example of Zaire-Congo and Amazon Rivers, *Soil Erosion and Carbon Dynamics*, edited by R. Lal and B.A. Stewart, Advances in Soil Science Editions, Ohio, USA.

Seyler, P., and F. Elbaz-Poulichet (1996), Biogeochemical control on the temporal variability of trace element concentrations in the Oubangui River (Central African Republic), *J. Hydrol.* 180, 319-332.

Sigha-Nkamdjou L., P. Carre, and P. Seyler (1995), Bilans hydrologiques et géochimiques d'un écosystème forestier équatorial de l'Afrique centrale : La Ngoko à Moloundou, in *Grands Bassins Fluviaux Périatlantiques*, edited by J.C. Olivry and J. Boulègue, ORSTOM Editions, Paris, 199-216.

Spitzky, A., and V. Ittekkot (1991), Dissolved and particulate organic matter in rivers. in *Ocean Margin processes in global change*, edited by R.F.C Mantoura, J.M. Martin JM and R. Wollast R., Wiley, Chichester, 5-17.

Spronck, R. (1941), Mesures hydrographiques effectuées dans la région divagante du bief maritime du fleuve Congo, *Inst. Roy. Col. Belge, sect. Sci. Techn. Mém. Coll., 8 III*, 3-56.

Telang, S.A. (1985), Transport of carbon and minerals in the Mackenzie River, *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, edited by E.T. Degens, S. Kempe and H. Soliman, Mitt. Geol. Paläont. Inst., Universität Hamburg, SCOPE/UNEP, Sonderband, 58, 337-344.

Vörösmarty, C.J., R. Wasson, and J. Richey (1997), Modelling the transport and transformation of terrestrial materials to freshwater and coastal ecosystems, *Workshop Report, IGBP Report 39*, International Geosphere-Biosphere Programme, Stockholm, Sweden, 84p.

Vörösmarty, C.J., and M. Meybeck (2004), Responses of continental aquatic systems at the global scale: new paradigms, new methods, in *Vegetation, Water, Humans and the Climate*, edited by P. Kabat., M. Claussen, P.A. Dirmeyer, J.H.C. Gash, L. Bravo de Guenni, M. Meybeck, R.A. Pielke, C.J. Vörösmarty, R.W.A. Hutjes, S. Lutkemeier, Springer, Berlin 375-413.

Wang, X.C., R.F. Chen, and G.B. Gardner (2004), Sources and transport of dissolved and particulate organic carbon in the Mississippi River estuary and adjacent coastal waters of the northern Gulf of Mexico, *Marine Chem.*, 89, 241-256.

Weibezahn, F.H., H. Alvarez and W. Lewis (1990), El Rio Orinoco como ecosistema, *The Oricono River as an Ecosystem*, Univ. Simon Bolivar Press, Caracas, 380p.

Wesselink, A.J., D. Orange, C.T. Feizouré, Randriamiarisoa (1996), Les régimes hydroclimatiques et hydrologiques d'un bassin versant de type tropical humide: l'Oubangui (République Centrafricaine), *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement. Mélanges à la Mémoire de Jean Rodier (1914-1994)*, Paris 3-4 mai 1995, *IAHS Publ.* 238, 179-194.

## IV. BILAN ET ETUDE COMPARATIVE DE CES DEUX SYSTEMES

### IV.1. CARBONE ORGANIQUE PARTICULAIRE

L'étude basée sur deux bassins à échelles spatio-temporelles diamétralement opposées (Nivelle et Congo) a mis en évidence, dans les deux cas, l'impact de la situation saisonnière sur les transferts de CO. Quelle que soit l'échelle du bassin, les concentrations en COP, exprimées en  $\text{mg.l}^{-1}$ , suivent l'évolution des débits (que ce soit lors de crues éclairs pour la Nivelle ou des hautes eaux, durant quelques mois, pour le Congo), non pas de manière linéaire mais sous la forme d'hystérésis.

L'étude des crues successives sur la Nivelle nous a apporté un renseignement supplémentaire avec l'observation d'un changement dans le sens de la courbe d'hystérésis, d'horaire (pour les premières crues) à antihoraire (pour les dernières), que nous avons traduit comme étant lié à un épuisement de source de COP, proche, facilement disponible. Suite à la reconstitution régulière des stocks de litière, le cycle de ces courbes peut se renouveler.

Au niveau du Congo, le maximum de COP est observé deux à trois mois avant le maximum de débit. Deux hypothèses existent :

- un épuisement du stock de COP érodable et disponible, après quelques semaines de pluies ;
- au maximum de débits, une partie du COP stockée dans la plaine d'inondation ou dans les zones ripariennes

Cependant, les concentrations en MES ne montrent pas un tel décalage (et donc une rétention) pour la station de Bangui (**Figure IV - 20**), ce qui laisse penser que la première hypothèse est davantage envisageable.

De même, il est apparu nettement que le contenu organique des MES (COP%) diminuait lors des crues dans les deux bassins et d'une crue à la suivante lors d'un même cycle hydrologique pour la Nivelle. **Les seuils de COP obtenus sont de 3% pour la Nivelle (après des crues successives), 5% lors des hautes eaux sur l'Oubangui, la Ngoko et sur le Congo à son exutoire.**

Cette observation faite sur la Nivelle nous a conduit à émettre une hypothèse de différenciation de l'origine de COP. Le seuil, qui n'évolue pas à partir d'un certain nombre de crues et sans recharge de MO, correspondrait à la teneur de COP contenue dans les sols sachant que celle-ci est comprise entre les différentes valeurs de COP% des couches

superficielles (20-30 cm) des lithologies présentes de manière prépondérante sur le bassin de la Nivelle (schistes : 2,5% ; flyschs : 4% ; déterminées par la Chambre d'agriculture Midi-Pyrénées, 1995). Les teneurs des sols superficiels dépendent du type de substratum et les valeurs les plus importantes dans le bassin Adour-Garonne correspondent à des roches acides particulièrement présentes dans le Massif montagneux pyrénéen (Veyssy, 1998).

Toutefois, au niveau de l'étude du bassin du Congo, il serait hâtif d'en arriver à la même conclusion quant à la valeur de CO des sols, mesurée alors à 5% (valeur seuil). En effet, la quantité de MO stockée dans les sols et la végétation varie régionalement suivant le type de couverture de sols (Thurman, 1985 ; Eswaran et al., 1993 ; **Tableau IV - 11**). Or, aucune différence n'est observée entre le seuil du COP% pour des bassins à dominance savane et des bassins à dominance forêt. De plus, les transferts spécifiques de COP sont équivalents dans ces deux ensembles.

Néanmoins, si, du fait des eaux peu chargées en MES (même en période de hautes eaux), une certaine production phytoplanctonique persiste toute l'année, celle-ci est très modérée : les teneurs en Chla ne dépassent pas l'ordre de quelques unités de  $\mu\text{g.l}^{-1}$  (Seyler, communication personnelle). Aussi, doit-on s'attendre à ce que la teneur en CO seuil, qui ne prendrait en compte que le CO dû aux composantes « sol-litière », soit compris entre 4 et 4,5%.

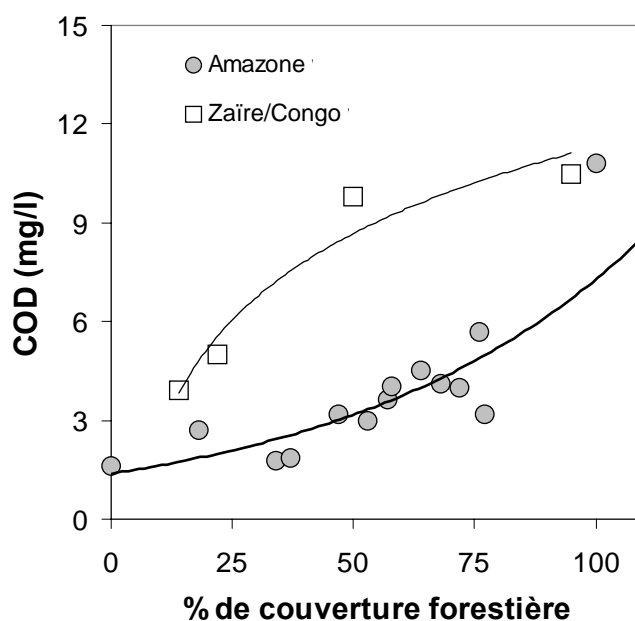
**Tableau IV - 11 : Stocks de matière organique en  $\text{tC.km}^{-2}$  dans différents types d'environnements (adapté d'après Thurman, 1985).**

	<b>Sols</b>	<b>Plantes</b>	<b>Litières</b>
<b>Zone aride</b>	2500 - 5000	75	0,1 – 12,5
<b>Prairie</b>	17500 - 25000	250 - 1000	125 - 250
<b>Forêt tempérée</b>	7500 - 10000	5000	125 - 250
<b>Forêt tropicale</b>	7500 - 10000	5000	125 - 250

## IV.2. CARBONE ORGANIQUE DISSOUS

Concernant les données en COD, seul le bassin du Congo a fait l'objet de mesures de ce paramètre car la phase organique dissoute était supposée importante. Il en ressort que les concentrations et les taux d'export du COD étaient fortement liés à la couverture végétale avec des valeurs trois fois plus importantes pour les sites à dominance forêt en comparaison de ceux à dominance savane (**Tableau IV - 8**).

De même, les concentrations moyennes du bassin du Congo ont été comparées avec celles du Bassin du Madeira (affluent de l'Amazone) quant à l'influence du couvert végétal (pourcentage de forêt ; **Figure IV - 30**). Dans les deux bassins (Amazone, Congo) les concentrations en COD montrent une croissance en fonction du pourcentage de forêts (déterminé à partir de Global Land Cover 2000 project EEC, 2003). La comparaison des deux bassins montre deux allures distinctes avec des valeurs plus élevées pour le bassin du Congo. Cette distinction s'expliquerait par l'effet de pente plus important sur le bassin du Madeira (déjà illustré avec la **Figure IV - 8**) qui a des différences d'altitude bien supérieures à celles du Congo (**Figure IV - 30**).



**Figure IV - 30 : Concentration en COD en fonction du pourcentage de forêts sur différents bassins (Seyler et al., sous presse).**

Sur la Nivelle, pour des raisons techniques (préleveur non adapté à ce type d'échantillonnage : conteneur en plastique), nous ne disposons pas de mesures de COD. Cependant, lors du projet Classes Ecofleuves (e.g. Veyssy, 1998) et pour un contrat avec l'Agence de l'Eau Adour-Garonne, des mesures en COD ont été effectuées sur des sous-bassins de l'Adour (nombre d'échantillons de 60 à 80 sur un an), ceux de la Nive et des Gaves présentant des débits spécifiques interannuels équivalents ( $\sim 37 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ ).

Même si ces deux bassins présentent une gamme de concentration relativement large en COD, il est vraisemblable que les valeurs de la Nivelle soient davantage proches de celles de la Nive. En effet, comme la Nivelle, la Nive est un bassin de faible superficie (plus grand cependant que celle de la Nivelle), peu équipé en retenue (induisant un temps de résidence des eaux faibles et donc limitant la dégradation de la MO) et d'une couverture forestière

relativement importante. De plus, les résultats obtenus par Veyssey (1998) montrent une dynamique de transport des MES et du COP comparable : taux d'exportation de COP comparables (entre 4 et 5 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>) pour la Nive et la Nivelles alors qu'il est de 3 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> pour les Gaves ; teneurs en COP de 6% dans les MES de la Nive et de la Nivelles lors de crues contre des valeurs inférieures à 3% pour les Gaves. Ces similarités laissent suggérer que les concentrations moyennes en COD sur la Nivelles doivent être proches de celles trouvées sur la Nive.

Seul problème, les événements de crues, de durée très brève, ont été globalement sous-échantillonnés. Pour une valeur moyenne annuelle pondérée en COD de 2,00 mg.l<sup>-1</sup> dans les Gaves réunis et de 2,90 mg.l<sup>-1</sup> dans la Nive, des valeurs beaucoup plus fortes sont enregistrées lors des crues. Pour les mêmes rivières, Gaves et Nive, les valeurs en COD montent respectivement à plus de 3 mg.l<sup>-1</sup> et 8 mg.l<sup>-1</sup>, en valeurs instantanées, et à 2,45 mg.l<sup>-1</sup> (mois de décembre) et 6,00 mg.l<sup>-1</sup> (mois de novembre) en valeurs mensuelles moyennes pondérées. Comme a pu montrer l'analyse sur le Congo mais également d'autres études menées sur des bassins différents (e.g. Meybeck, 1993 ; Ludwig et al., 1996 ; Ludwig, 1997 ; Butturini et Sabater, 2000), les plus fortes concentrations en COD sont observées lors des forts débits.

En prenant comme hypothèse une concentration moyenne de 2,9 mg.l<sup>-1</sup>, pour un débit moyen interannuel de 5,2 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, le flux annuel de COD s'élève alors à 470 t.an<sup>-1</sup>, soit un flux spécifique de ~2,9 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>, valeur inférieure à celle trouvée sur le Congo à l'exutoire. Ceci peut être expliqué par l'effet de pente et/ou altitudes, inversement corrélée aux teneurs en COD (cf. II.2.2).

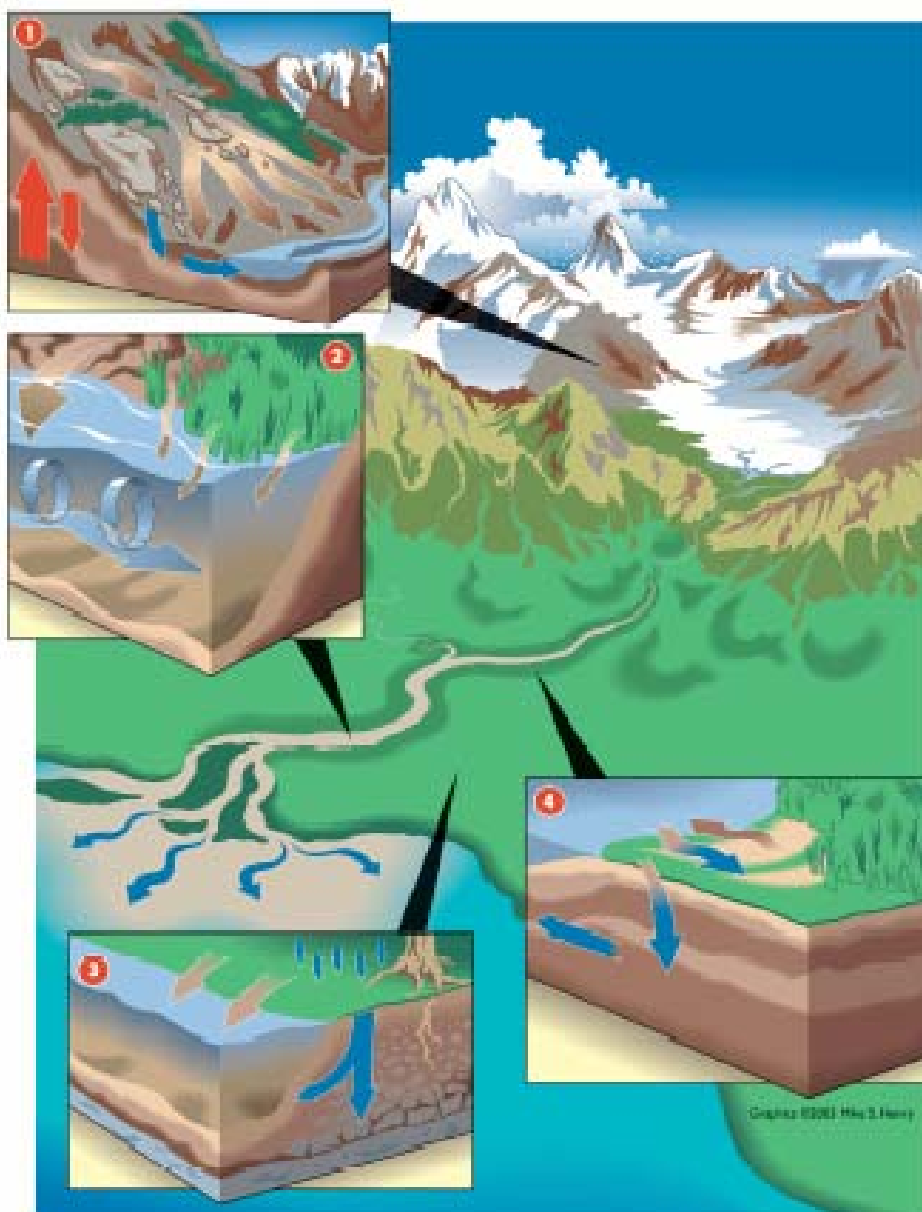






## - CHAPITRE V -

### EROSION ET TRANSFERTS FLUVIAUX EN ELEMENTS TRACES METALLIQUES



Les processus clés des flux particulaires à l'intérieur d'un bassin de drainage. (1) Sur le bassin versant : dénudation physique et apport des produits au système fluvial ; (2) Dans le lit de la rivière : production in situ, dépôt, remobilisation ; (3) En aval, au niveau des sols : formation de sols, apports de surface et souterrains des produits de lessivage des sols ; (4) Au niveau des plaines d'inondation : surface d'échange de constituants particulaires et dissous de surface et souterrains (Graphic ©2003 Mike S. Henry).



## **I. INTRODUCTION**

Les matières en suspension sont des vecteurs potentiels de polluants (e.g. Gibbs, 1973 ; Förstner et Wittman, 1981 ; Bradley et Lewin, 1982 ; Hart, 1982 ; Horowitz, 1995 ; Foster et Charlesworth, 1996 ; Dawson et Macklin, 1998) et participent à la pollution des sédiments dans les zones de dépôts fluviaux, estuariens et marins.

La composition naturelle des MES en éléments traces métalliques (ETM) dépend fortement de la répartition des sols drainés dont la nature résulte du type de formations géologiques et de l'intensité de leur altération physique et chimique. La similitude des bruits de fond géochimiques des bassins de la Durance, de la Seine ou du Rhin serait attribuée à la dominance d'argiles sur ces bassins (Meybeck, 2001) alors que des rivières drainant des bassins représentés par des formations métamorphiques, magmatiques où peuvent s'associer des filons, vont présenter des bruits de fond supérieurs en certains ETM (e.g. As, Pb ou Zn ; BRGM, 1978 ; Jarvie et al., 2000 ; Schäfer et Blanc, 2002 ; Bodéan et al., 2004). La composition des MES peut être influencée au contact de la phase dissoute par des mécanismes géochimiques se produisant au sein même de la rivière (e.g. Stumm, 1992 ; Korfali et Davies, 2004). Des réactions d'adsorption et désorption à la surface des particules jouent un rôle déterminant dans la répartition métallique entre les phases particulaire et dissoute.

De plus, les bassins versants, où sont concentrés les apports d'origine industrielle [exploitations minières, industries métallurgiques et chimiques], mais aussi agricole et urbaine [e.g. pesticides, engrais, trafic routier], apportent de grandes quantités de métaux rejetées par l'homme dans l'environnement (e.g. Jouanneau et al., 1993 ; Markich et Brown, 1998 ; Grousset et al., 1999 ; Horowitz et al., 1999 ; Horowitz et al., 2001b ; Owens et al., 2001 ; Ramessur et Ramjeawon, 2002 ; Audry, 2003). Au cours des deux derniers siècles, l'industrialisation rapide de nos sociétés, associée à l'exploitation accrue de minerais, a induit une forte augmentation des émissions anthropiques en ETM, ainsi que leur accumulation dans les formations superficielles (e.g. Kleinmann, 1989 ; Horowitz et al., 1993 ; Sullivan et Drever, 2001 ; Dauvalter, 2003 ; Audry et al., 2005). Si ces rejets souvent incontrôlés ont été massifs lors de l'exploitation industrielle, la tendance générale, observée sur des bassins bénéficiant de données historiques (e.g. 1965-2000 ; Walsh et al., 2000) ou à partir d'enregistrements sédimentaires (Grosbois et al., 2001 ; Audry et al., 2004c), est à une forte diminution depuis la fin des années 60-70, en conséquence du déclin de l'industrie lourde et des effluents associés. Toutefois, malgré une cessation d'activité, l'érosion et le lessivage météorique des résidus d'exploitation peuvent continuer à induire des rejets excédant des

seuils de toxicité pour les éléments potentiellement nocifs (e.g. Zn, Mn, Pb, Cd, As, Ni... ; Vivian et Massie, 1977 ; Hudson-Edwards et al., 1999 ; Guéguen et Dominik, 2003 ; Audry et al., 2004b ; Wilson et al., 2004, Brunel, 2005). Dans la mesure où ces résidus d'exploitation sont entreposés près d'une rivière, l'eau va jouer un rôle clé dans le transport de ces éléments, de sites contaminés vers d'autres systèmes (Bradley, 1995).

L'entrée des ETM dans le système fluvial se fait : (i) par rejets directs ou lessivage de zones contaminées ; (ii) à partir d'une contamination secondaire imputée à des remobilisations, naturelles (e.g. crues) ou anthropiques (e.g. dragages) de sédiments et sols pollués par le passé (Krantzberg, 1985 ; Bradley et Cox, 1990 ; Macklin, 1996 ; Audry et al., 2004b). La compréhension des effets de sédiments pollués sur les transferts continents-océan et les effets sur le biota nécessite des informations sur les processus géochimiques mis en jeu et sur la biodisponibilité de ces éléments (Adriano, 1986 ; Förstner et Kersten, 1987 ; Kaag et al., 1998).

Le travail mené dans ce chapitre comprend deux parties. La première partie vise à mettre en évidence l'impact des crues sur les bilans annuels en ETM en insistant sur le contexte météorologique local. Une crue majeure sur le Lot a été analysée à très haute résolution temporelle afin d'identifier les mécanismes de transport des ETM dissous et particulaires. Les ETM utilisés en tant que traceurs géochimiques permettent d'identifier les sources, de proposer un scénario événementiel de la crue et de quantifier les flux en MES provenant de grands ensembles composant le bassin versant du Lot, dont la remobilisation des sédiments de barrage. Cette partie est présentée sous la forme d'un article en préparation pour publication dans la revue internationale avec comité de lecture *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

La seconde partie de ce chapitre a pour objectif d'étudier, à plus petite échelle, des transferts en ETM dissous et particulaires sur quatre sites du bassin de Decazeville, source de la pollution en Cd de la Gironde (e.g. Latouche, 1988 ; Boutier et al., 1989 ; Blanc et al., 1999). Elle a été entreprise durant une année pour tenir compte de la variabilité saisonnière des concentrations et des flux émis. Treize ETM (Zn, Cd, Pb, Cu, As, Sb, Ni, V, Cr, Mo, Co, U, Th) ont été considérés dans cette étude.

L'étude spatio-temporelle fine permet de mieux cerner le fonctionnement hydrologique et géochimique du bassin de Decazeville, de quantifier les impacts naturels et anthropiques sur les concentrations et les flux en MES et ETM et mettre en évidence les

relations existantes entre processus de surface (e.g. érosion, lessivage) et souterrain (impact des nappes sur le transfert de surface). Ce travail apporte des informations précises au questionnement posé par la pollution polymétallique du continuum fluvio-estuarien Lot-Garonne-Gironde.

Afin de fournir des éléments de comparaisons aux valeurs obtenues dans les systèmes étudiés, nous nous référerons à l'abondance des éléments traces dans les rivières, à la fois sous forme dissoute et particulaire correspondant à des moyennes mondiales (**Tableau V - 1**).

**Tableau V - 1 : Valeurs moyennes des ETM dissous et particulaires (<sup>1</sup> : CC, composition de la croûte continentale, Wedepohl, 1995 ; <sup>2</sup> : Chester, 1990 ; <sup>3</sup> : Martin et Meybeck, 1979 ; <sup>4</sup> : Martin et Whitfield, 1983 ; <sup>5</sup> : Gaillardet et al., 2003).**

	Continent			Rivières (moyenne mondiale)	
	CC <sup>1</sup> mg.kg <sup>-1</sup>	Roche <sup>2</sup> mg.kg <sup>-1</sup>	Sol <sup>2</sup> mg.kg <sup>-1</sup>	MES <sup>3,4</sup> mg.kg <sup>-1</sup>	dissous <sup>3,4,5</sup> (µg.l <sup>-1</sup> )
<b>V</b>	53	97	90	170	0,71
<b>Cr</b>	35	71	70	100	0,70
<b>Co</b>	12	13	8	20	0,15
<b>Ni</b>	19	49	50	90	0,80
<b>Cu</b>	14	32	30	100	1,48
<b>Zn</b>	52	127	90	250	0,60
<b>As</b>	2,0	7,9	6,0	5,0	1,7
<b>Cd</b>	0,10	0,20	0,35	1,0	0,05
<b>Sb</b>	0,30	0,90	1,0	2,5	1,0
<b>Pb</b>	17	16	35	100	0,08
<b>Mo</b>	1,4	1,7	1,2	3,0	0,42
<b>Th</b>	10	9,3	9,0	14	0,04
<b>U</b>	2,5	3,0	2,0	3,0	0,37

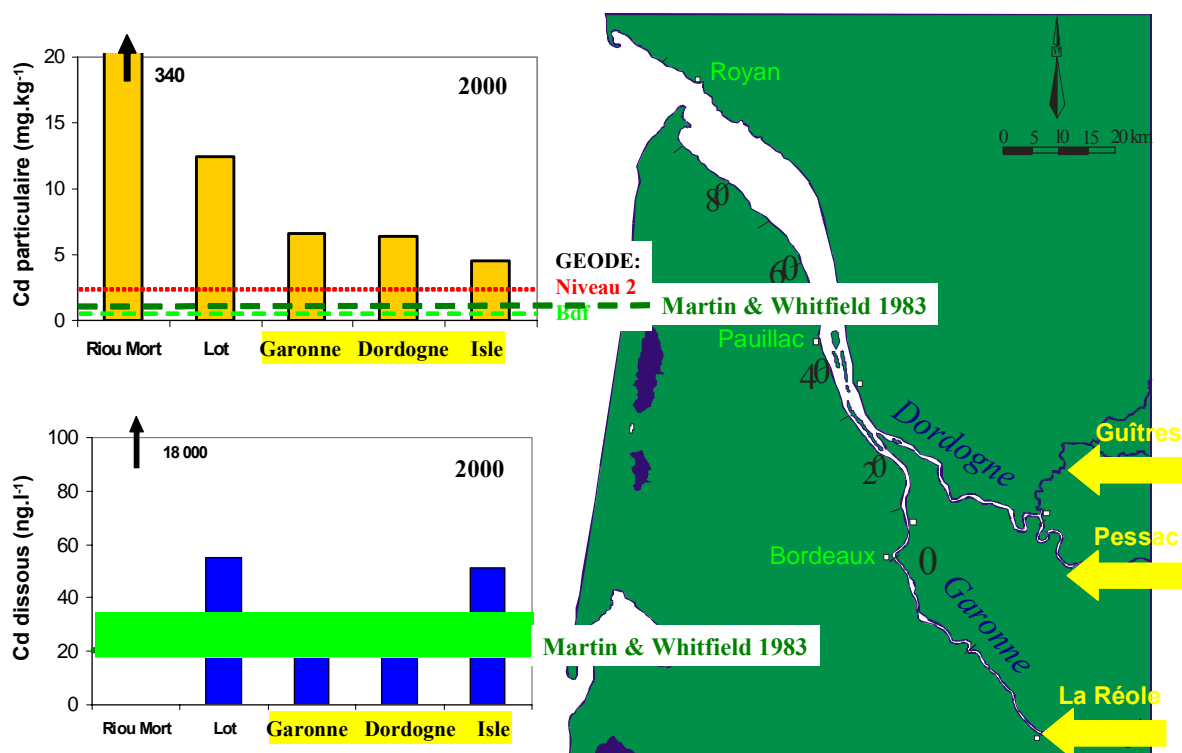


Figure V - 1 : Concentrations en Cd dissous et particulaire sur les principaux affluents de l'Estuaire de la Gironde et sur le Riou Mort.



## II. CONTEXTE REGIONAL DE LA POLLUTION POLY-METALLIQUE DU LOT

L'estuaire de la Gironde est un des estuaires les moins industrialisés d'Europe (Abril et al., 2002). Pourtant, en 1979, le Réseau National d'Observation (RNO) de la qualité du milieu marin littoral a mis en évidence des concentrations en cadmium atteignant  $100 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$  de matière sèche dans les huîtres sauvages de la Gironde (Boutier, 1981 ; Boutier et al., 1989), par rapport à des valeurs de  $1\text{-}2 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$  dans les huîtres d'Arcachon. Cette pollution pose actuellement d'importants problèmes socio-économiques dans la zone estuarienne et au niveau de Marennes Oléron vis-à-vis de la norme européenne (CE No. 466/2001) de consommation des bivalves (huîtres, moules, coques, palourdes, ...) qui a été divisée par deux en février 2002, passant de 10 à 5 mg Cd/kg de corps mou (poids sec). Depuis 1995, la zone aval de l'estuaire de la Gironde a été classée en zone « D » au regard des normes conchylicoles conduisant à une interdiction de récoltes des bivalves, à des fins de consommation humaine, de reparcage ou de purification.

Cette contamination n'est pas à rechercher sur les rives de l'estuaire mais provient, pour une grande part, des apports de la Garonne via le Lot (**Figure V - 1** ; Latouche, 1988; Boutier et al., 1989; Jouanneau et al., 1990; Lapaquellerie et al., 1995; Kraepiel et al., 1997; Blanc et al., 1999; Grousset et al., 1999 ; Schäfer et al., 2002, Audry et al., 2004b) qui subit en fait une pollution historique polymétallique d'origine industrielle depuis la fin du 19<sup>ème</sup> siècle. L'enregistrement de cette pollution historique est essentiellement mise en évidence par l'étude des profils de concentrations dans des colonnes sédimentaires des retenues de barrages hydroélectriques (**Figure V - 2** ; **Figure V - 3** ; Audry et al., 2004c).

Plus précisément, l'origine des apports métalliques de la pollution de l'Estuaire de la Gironde est à rechercher 400 kilomètres en amont, au niveau d'un petit affluent du Lot, le Riou Mort ( $155 \text{ km}^2$ ), drainant le bassin de Decazeville au nord-ouest du département de l'Aveyron. Avec seulement 0,4% des apports en eau et 2% des flux de MES en 1999 et 2000, cet affluent a contribué à 23% des apports en Zn et 47% des apports en Cd dans l'estuaire de la Gironde (Blanc et al., 1999 ; Audry et al., 2004b), et ce, plus de 10 ans après la cessation des activités d'extraction de zinc, qui a considérablement fait diminuer les émissions en Cd comme l'atteste l'enregistrement sédimentaire d'une des retenues du Lot (**Figure V - 3**).

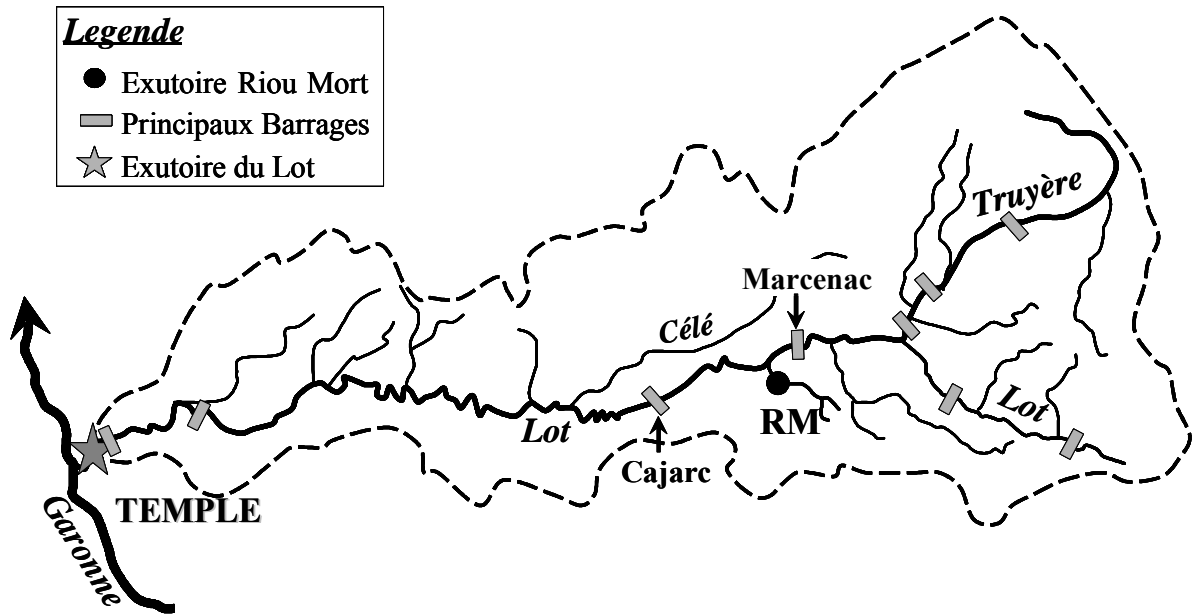


Figure V - 2 : Localisation du bassin du Riou Mort (Decazeville) et des principaux barrages sur le Lot.

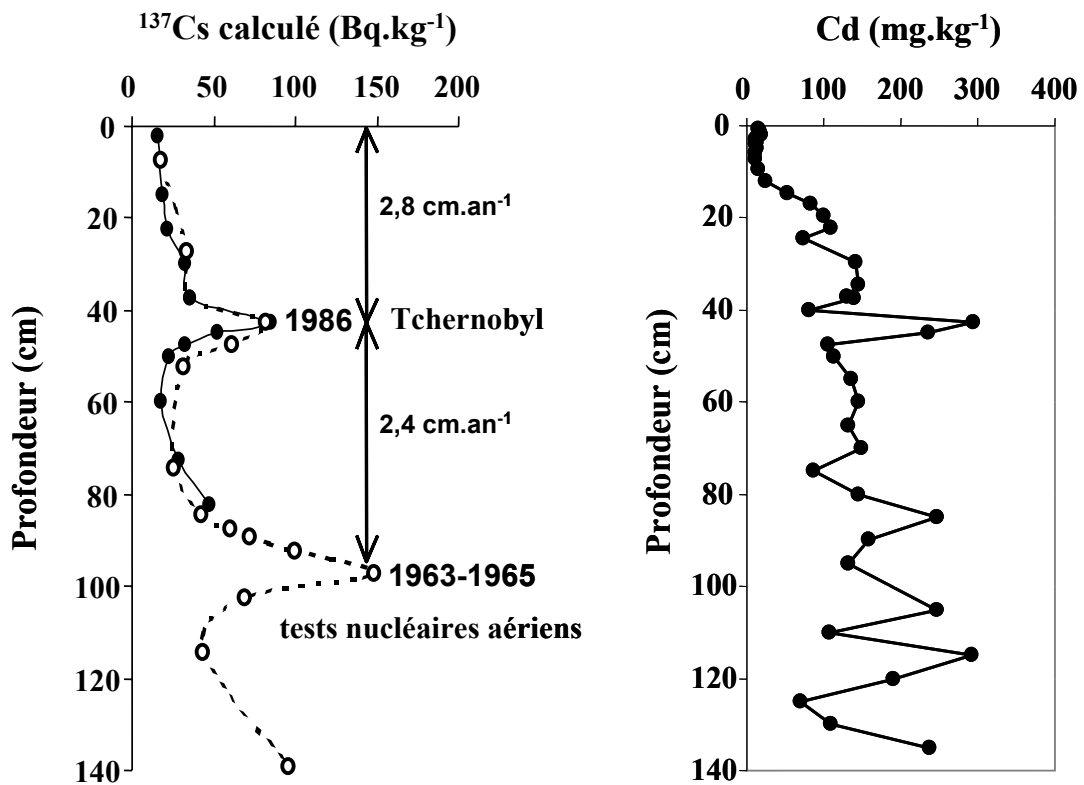


Figure V - 3 : Profil vertical des activités de  $^{137}\text{Cs}$  calculées, taux de sédimentation et géochronologie associés (à gauche) et concentration en Cd dans la retenue de Cajarc (d'après Audry et al., 2004c).

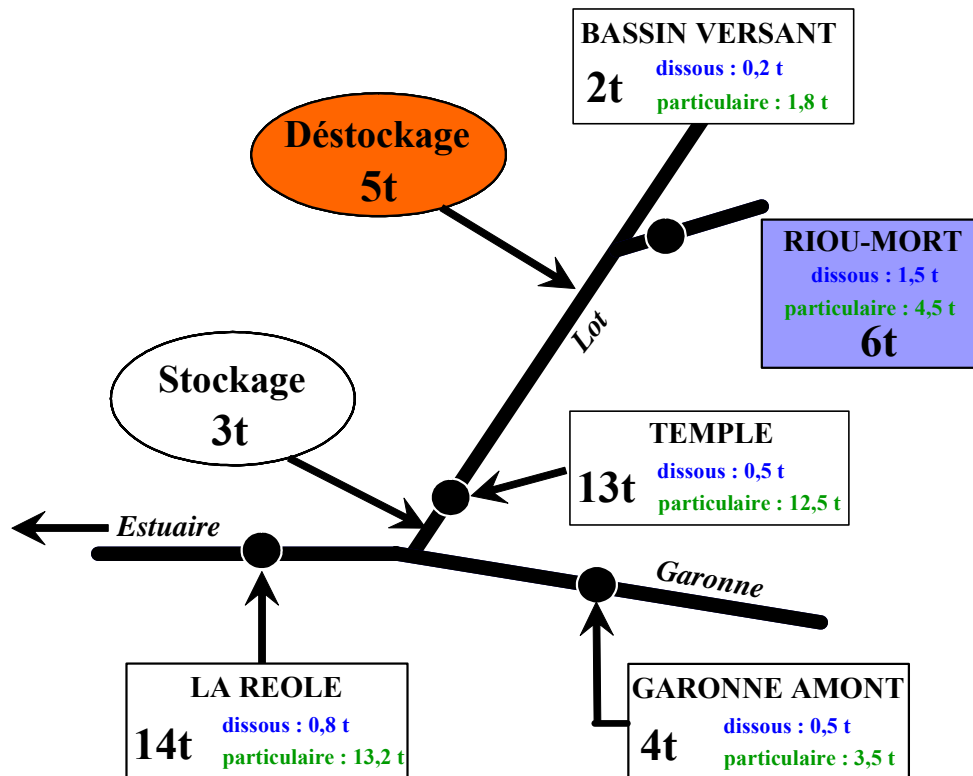


Figure V - 4 : Estimation des flux de cadmium le long du continuum « Riou Mort/Lot/Garonne pour l'année 2000 (d'après Blanc et al., sous presse).

Depuis 1998, les flux de ce petit bassin sont suivis à son exutoire et ont montré une diminution des flux métalliques en relation directe avec les aménagements liés aux efforts importants de remédiation réalisés au niveau du site industriel de Viviez du groupe Umicore. Néanmoins, les flux annuels via le Riou Mort restent très élevés, atteignant 6 tonnes par an en 2000 dont 80% sous forme particulaire (Blanc et al., sous presse). De plus, en étudiant les transferts de Cd sur le continuum Riou Mort/Lot/Garonne pour lesquels le flux de Cd total à l'exutoire du Riou Mort est responsable de près de 50% des flux du Lot, se pose également le problème du rôle joué par le déstockage des réservoirs sédimentaires du Lot dont les teneurs en Cd sont très élevées (Figure V - 4 ; Blanc et al., 1999, sous presse ; Audry et al., 2004b).

Le Lot ayant subi de nombreux aménagements à des fins de navigation et de production d'électricité, plus de 50 retenues et barrages ont été construits entre la zone amont et la confluence avec la Garonne ; ils représentent des sites importants de dépôt de MES (volume de sédiment  $\sim 9,5 \text{ Mm}^3$  pour une surface de  $\sim 23 \text{ km}^2$ ; Lapaquellerie et al., 1995), et donc de stockage des métaux associés à la phase particulaire. A titre d'exemple, le compartiment sédimentaire de la retenue de Temple contribuerait à lui seul pour  $\sim 30\%$  du stock en polluants métalliques dont le stock total estimé dans les sédiments du Lot serait de  $\sim 10\,000 \text{ t}$  de Zn,  $\sim 1\,000 \text{ t}$  de Pb,  $\sim 200 \text{ t}$  de Cd (Lapaquellerie et al., 1995 ; Audry et al.,

2004c). L'étendue de la pollution des sédiments du Lot a été quantifiée par le calcul d'un facteur d'enrichissement qui montre des valeurs maximales de 315 pour Cd et 69 pour Zn (Audry, 2003). De plus, un indice de géoaccumulation (Igeo ; Müller, 1979) a permis de classer les sédiments du Lot comme « sévèrement pollués » selon l'ordre décroissant eu égard leur importance dans cette pollution : Cd>Zn>Pb>Cu>Co>Cr≈Ni (Audry et al., 2004c).

La « problématique cadmium » concerne une zone géographique sensible couvrant trois régions et cinq départements, impliquant de ce fait, de nombreux partenaires : industriels, Services de l'Etat en charge de la gestion de la qualité de l'Environnement, et de la Santé publique, Entente du Lot, mais également de l'Aménagement du Territoire (Agence de l'Eau Adour-Garonne, DRIRE, DIREN, DASS, collectivités territoriales ...), de même que les pêcheurs aquaculteurs. A Decazeville en juillet 2003, le groupe UMICORE en partenariat avec l'Agence de l'Eau Adour-Garonne a engagé une évaluation détaillée des risques afin de déterminer les options de réhabilitation permettant à terme la remédiation des terrains et des crassiers autour du site de Viviez.

Parmi les questions prioritaires, conjointement à la limitation, voire à la suppression de la source de contamination au niveau du site industriel de Viviez, celle relative aux sédiments déposés le long du Lot revêt une grande importance. En effet, le cadmium et le zinc sont très rapidement complexés avec les matières en suspension présentes dans la colonne d'eau, ces dernières assurant plus de 90% du transport métallique jusqu'à l'entrée de la Garonne dans l'estuaire de la Gironde. En aval de la confluence Dordogne/Garonne, le cadmium présent dans les MES, change de spéciation suite aux processus biogéochimiques s'opérant dans l'estuaire, notamment sous l'effet de la salinité et de la dégradation de la matière organique du Bouchon Vaseux (Robert, 2003). Des calculs de bilan montrent que 95% du Cd se retrouve sous forme dissoute au-delà d'une salinité de 5 à 7 ‰ (Kraepiel et al., 1997 ; Robert et al., 2004) le rendant alors biodisponible pour les espèces bivalves de la zone estuarienne et côtière (Baudrimont et al., 2005). C'est pourquoi, l'Agence de l'Eau Adour-Garonne a lancé un programme « défi cadmium », visant à améliorer l'état des connaissances sur cette pollution sur l'ensemble du continuum fluvio-estuarien.

## **III. IMPACT D'UNE CRUE SUR LES TRANSFERTS EN ELEMENTS TRACES METALLIQUES**

### **III.1. IMPLICATION DE CETTE ETUDE**

De nombreuses études ont démontré les effets de la variabilité de l'hydrologie sur les concentrations et les transports en ETM (e.g. Grimshaw et al., 1976 ; Shiller et Boyle, 1987 ; Leenaers, 1989 ; Neal et al., 1997b ; Sandén et al., 1997 ; Sherrell et Ross, 1999 ; Blake et al., 2003 ; Tarras-Wahlberg et Lane, 2003).

Les réponses des concentrations aux variations de débits sont en général connues mais restent variables suivant les éléments chimiques, les sites, les années, les situations hydrologiques antérieures. Selon les cas, les variations sont interprétées, en terme de phénomènes de dilution, d'effets de chasse « flushing » ou de remobilisation, ou encore en terme d'existence de pôles de mélange « endmembers » de chimie des eaux, différents suivant les conditions hydrologiques (Jarvie et al., 2000). A l'inverse, Shiller (1997) minimise la contribution de l'hydrologie sur les variations saisonnières des concentrations du Mississippi au profit des processus d'oxydo-réduction sans pouvoir en préciser les causes et en soulignant que cette hypothèse restait à vérifier.

Un des principaux objectifs de ce travail est d'étudier les variations temporelles des concentrations et des flux en ETM pour identifier les facteurs de contrôle de ces transferts, puisque ceux-ci ne paraissent pas univoques et semblent souffrir, la plupart du temps, du manque de résolution spatio-temporelle (Shiller 1997 ; Jarvie et al., 2000 ; Blake et al., 2003).

Dans un premier temps, nous avons mis en évidence de fortes disparités de concentrations et de flux en ETM, véhiculés à l'exutoire de la Garonne, lors de deux crues apparemment comparables en intensité, durée, flux de MES et saison. Ces événements hydrologiques se distinguent par la localisation des précipitations conditionnant l'initiation des crues. Ces contextes météorologiques locaux sont responsables de contributions relatives ayant des signatures géochimiques caractéristiques des sources émettrices. Ce résultat observé sur un bassin de taille moyenne nous a amené à suggérer l'introduction d'un nouveau paramètre (contexte météorologique) dans les futurs modèles d'analyses des variations saisonnières des ETM.

Dans un second temps, l'étude de deux bassins, représentant deux échelles spatiales (moyenne et petite échelles) et différents niveaux d'anthropisation ont permis de mieux cerner les processus et mécanismes gouvernant les transferts dans des bassins versants, à la fois saisonnièrement et durant des épisodes événementiels.

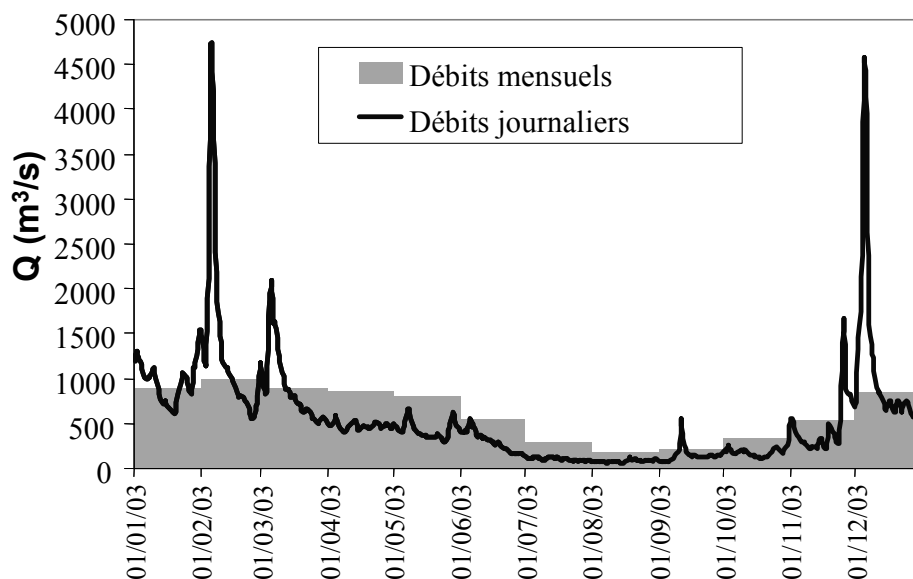


Figure V - 5 : Hydrogramme de la Garonne à la Réole en 2003 ; les débits mensuels sont des moyennes pluriannuelles établies entre 1913-2002.

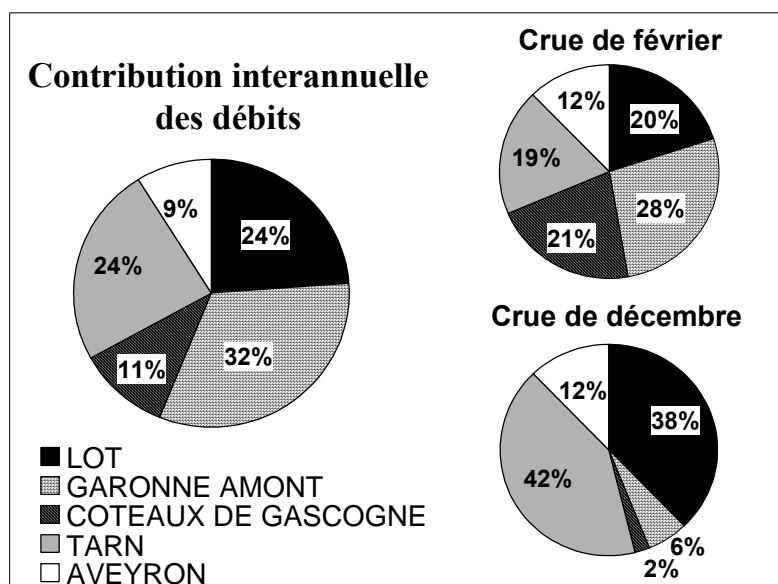


Figure V - 6 : Répartition interannuelle et lors des deux crues (février et décembre 2003) des débits des principaux tributaires de la Garonne à l'exutoire.

### III.2. IMPORTANCE DU CONTEXTE METEOROLOGIQUE LOCAL

L'année 2003 est une année hydrologique particulière sur la Garonne (cf. Chap. 2) avec un étiage très prononcé en été et deux épisodes de crue majeurs en février et décembre 2003 (**Figure V - 5**). Ces deux événements apparaissent similaires à l'exutoire (La Réole) avec une même amplitude des débits ( $> 4500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), une même durée de la crue ( $< 7$  jours) et un flux en MES avoisinant les 900 000 t. Il est à rappeler qu'une seule de ces crues a amené plus de MES que durant toute une année sèche (e.g. 1997). Toutefois, ces événements se distinguent par l'origine des précipitations (fortes précipitations sur le Languedoc Roussillon en février ; fortes précipitations tombées sur les Cévennes en décembre), comme en témoigne la répartition des contributions des différents affluents de la Garonne (**Figure V - 6**).

Si les transferts en MES ont été équivalents à la Réole, leur répartition par tributaire est inégale et varie entre les deux crues (cf. Chap. 3 ; IV.2.3). La signature géochimique des MES transportées et mesurées journalièrement à La Réole est nettement différente pour certains ETM en relation avec la nature des terrains drainés à l'échelle du bassin versant (**Figure V - 7**). Ainsi, des éléments comme Zn, As, Cd, Sb, Th et Pb présentent des concentrations plus importantes dans les MES durant l'événement de décembre (**Figure V - 7**). Ces éléments seraient des indicateurs de crues dont l'origine est localisée dans le Massif Central. A l'inverse, Ni et dans un moindre mesure Sn semblent être les seuls éléments à être plus nettement concentrés dans les MES durant la crue de février par rapport à celle de décembre.

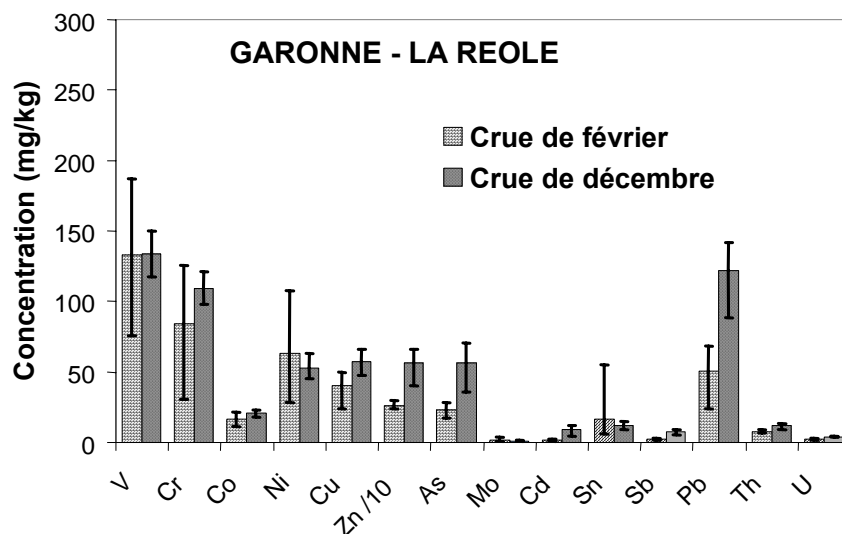


Figure V - 7 : Concentrations moyennes en ETM à La Réole lors des deux événements de crue de 2003 (les barres indiquent les concentrations minimales et maximales).

L'étude des transferts en ETM sur le Lot, l'Aveyron et le Tarn permet d'accéder à un niveau supplémentaire d'information (**Figure V - 8**). Dans un premier temps, en décembre, la somme des flux pour chaque ETM mesuré en chacun des trois exutoires des bassins versants montrent des valeurs similaires aux flux mesurés à La Réole, sachant que la Garonne et les rivières des Côteaux de Gascogne n'étaient pas en crue. Ce premier résultat permet de valider, par triangulation, nos calculs de flux. Elle permet, dans un second temps, d'attribuer à chaque sous-bassin sa part respective en transferts d'ETM. Les flux similaires en V, Co, Cu, U particulières durant les deux événements de crue sur la Garonne à la Réole ne montrent pas une distribution comparable d'une crue à l'autre (**Figure V - 8**). En décembre, les flux résultent majoritairement des apports du Tarn et du Lot qui amènent chacun la moitié des flux en MES et en V, Co, Cu et U. En février, les flux en MES proviennent essentiellement des Côteaux de Gascogne et de la Garonne Amont, dont la contribution au flux mesuré sur la Garonne à la Réole représente 70%.

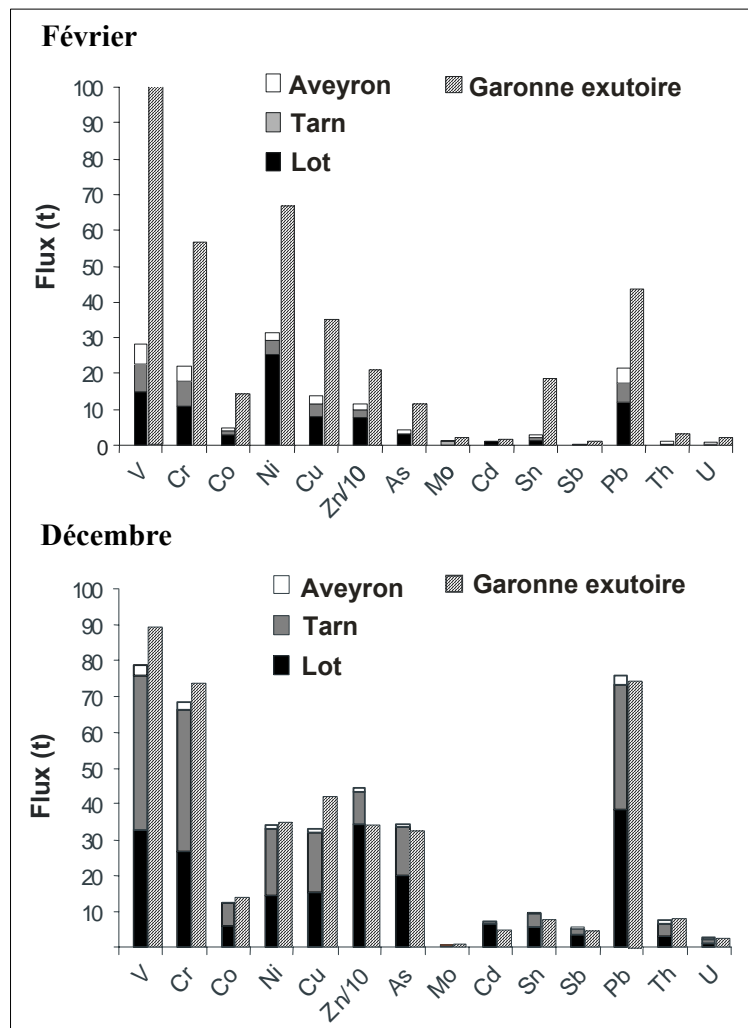
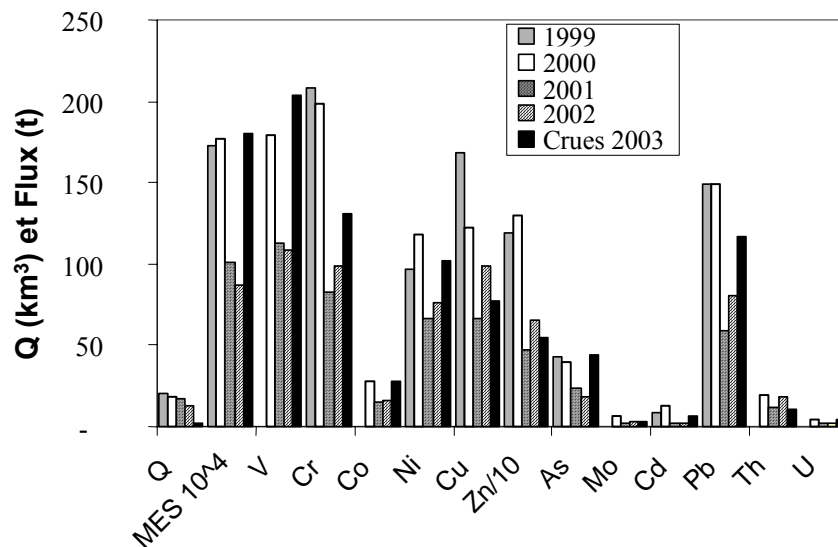


Figure V - 8 : Comparaisons entre les flux en ETM mesurés sur la Garonne à la Réole avec ceux sur l'Aveyron, le Tarn et le Lot.



Ces éléments (V, Co, Cu et U) seraient donc homogènes, en terme de concentration, sur l'ensemble du bassin versant de la Garonne. Leur flux serait alors déterminé en fonction des transferts en MES et donc des taux d'érosion en relation avec la variabilité de l'hydrologie. Durant l'événement de décembre, les flux plus élevés qu'en février en Zn, As, Cd, Sb, Th et Pb sont à attribuer soit aux apports conjoints du Lot et du Tarn (e.g. As, Sb, Th, Pb) dans un rapport quasi de moitié reflétant leur contribution en MES, soit aux apports quasi exclusifs du Lot comme pour Cd et dans une moindre mesure Zn. Puisque les deux crues observées sont comparables en terme de débits et de concentrations en MES, la variabilité des flux de certains métaux est attribuable à la zone d'origine de la crue.

Cette observation est importante car les crues véhiculent la quasi-totalité des flux particuliers (e.g. Webb et Walling, 1982 ; Bradley, 1984 ; Sandén, 1991 ; Webster et al., 2000 ; Horowitz, 2001b ; Brunel et al., 2003 ; Chap. 3). A titre d'exemple, les apports en ETM associés des deux crues de 2003 à la Réole sont comparés aux flux annuels de 1999 à 2002 reflétant différentes situations hydrologiques (**Figure V - 9**).



**Figure V - 9 : Comparaison des flux liquides, en MES et en ETM particulières lors des deux crues en 2003 avec les flux annuels de 1999 à 2002.**

Au niveau des MES, l'apport de ces deux crues ( $\sim 1\,800 \times 10^3$  t) est similaire aux bilans annuels de 1999 et 2000 (années moyennes) et deux fois plus élevé que durant les années 2001 et 2002 (années sèches), pour une contribution du flux d'eau représentant 16 % du débit annuel. De même, les flux en ETM des deux crues de 2003 sont pratiquement toujours supérieurs aux flux exportés durant des années sèches et sont comparables à ceux d'années moyennes pour tous les éléments sauf Zn, Cd, Pb, Cr et Cu. Cependant, Audry et al. (2004b) ont mis en évidence l'impact des dragages sur le Lot (construction d'une écluse) sur

les budgets en Cd du système fluvial avec une remobilisation anthropique estimée à 43% des apports bruts de Cd à l'estuaire de la Gironde pour la seule année 2000. Ainsi, l'excédent des flux en Zn, Cd, Pb, Cr et Cu des années 1999 et 2000 par rapport aux deux crues de 2003 peut être expliqué, en partie, par une forte action anthropique (début des travaux en septembre 1999), comme cela a été précédemment évoqué pour commenter les forts écarts dans la modélisation des flux en MES (chap. III ; III.3.3.2).

### **En résumé -**

Dans un bassin versant hétérogène comme celui de la Garonne, il est nécessaire de prendre en compte le contexte météorologique local des crues pour toute tentative de modélisation des transferts en ETM. Ainsi, la signature métallique du matériel transporté lors d'épisodes hydrologiques événementiels pourrait constituer un outil pour tracer l'origine des crues dans un bassin versant et les apports anthropiques.

## **III.3. ANALYSE HAUTE RESOLUTION DES ETM LORS D'UNE CRUE SUR UN BASSIN D'ECHELLE MOYENNE**

### **III.3.1. Objectifs scientifiques**

Dans ce qui précède, l'analyse de l'impact des événements de crue dans le transport des MES (chap. 3) et des éléments associés comme le COP (chap. 4) ou les ETM (paragraphe précédent), justifie des fréquences d'échantillonnage très serrées. La comparaison des concentrations et des transferts lors des deux crues, en février et décembre 2003, a souligné l'importance du contexte météorologique local.

Dans ce qui suit, l'analyse des variations temporelles des concentrations, des flux et de la répartition entre phase dissoute et particulaire lors de la crue cinquantennale de décembre 2003 sur le Lot sera confrontée à des données pluriannuelles correspondantes à des situations hydrologiques contrastées. Peu d'études intègrent à la fois des données en MES, ETM dissous et particulaire à haute résolution lors d'événements majeurs. De plus, nous disposons d'informations complémentaires sur les concentrations en certains ETM dans les sédiments et les eaux interstitielles des dépôts derrière deux barrages (Audry et al, 2004c ; Caule, 2004) permettant de documenter les relations liant les MES et les cycles de déposition/érosion des sédiments de rivières.

Cette partie fait l'objet d'un article en préparation pour publication dans *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Il est précédé d'un résumé des principaux résultats obtenus et suivi d'une synthèse du déroulement de cette crue et d'une comparaison des variations en ETM dissous lors de la crue vis-à-vis de la variabilité saisonnière de ces mêmes éléments.

### **III.3.2. Résumé des principaux résultats**

En décembre 2003, la crue cinquantennale du Lot a été échantillonnée à haute résolution (toutes les 3 heures) à son exutoire (Temple) et journalièrement en deux sites du bassin versant (exutoires du Riou Mort à Viviez et du Lot amont à Boisse-Penchat).

**(i) Dans un premier temps, à partir de prélèvements effectués toutes les trois heures sur le Lot à Temple, les variations temporelles des concentrations en MES, ETM dissous et particuliers ont été analysées en fonction des débits horaires.**

Les concentrations en **MES** varient avec les débits et présentent un maximum coïncidant avec le pic des débits (**Figure V - 10C**). Toutefois, la relation entre les MES et les débits n'est pas linéaire, mais s'apparente à une **hystérésis antihoraire** avec, pour un même débit, des concentrations supérieures lors de la décrue.

Les concentrations en ETM dissous et particuliers de la crue cinquantennale ont été comparés avec celles de **quatre années de mesures mensuelles (1999-2002) issues du réseau permanent (« suivi mensuel »)**. Ces comparaisons ont permis de constater que tous les ETM présentent, au début de la crue, des concentrations similaires à celles observées pour des débits moyens ( $<430 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ; **Tableau V - 2**).

Concernant **la phase dissoute**, trois groupes d'éléments ont pu être distingués en fonction de leurs variations avec l'hydrologie : les concentrations en As, Mo, Sb, U, Co et V dissous augmentent par lessivage et effet de chasse des eaux superficielles avec les débits croissants puis diminuent avec la décrue (**Figure V - 11**). Le chrome dissous montre un comportement inverse, avec les plus faibles concentrations lors de la crue, attribué à un phénomène de dilution. Le troisième groupe représenté par Zn et Cd (plus modérément Ni) diffère du premier par l'existence de trois pics de concentration (**Figure V - 11**), correspondant à une succession de trois masses d'eau riches en Zn et Cd.

Concernant **la phase particulaire**, les concentrations en As, U, Ni, Pb, Cr, V et plus modérément Co, montrent une forte augmentation avec les débits croissants. Après le maximum de débit, l'évolution des concentrations de ces éléments se distinguent : soit elles

diminuent lentement (e.g. V, Cr, Ni), soit elles progressent plus modérément (e.g. As, Pb, U) et ce, malgré la décrue (**Figure V - 12**).

Les corrélations observées pour V, U, Co, Ni, Pb, Cr particulières avec As suggèrent l'existence de sources communes et/ou un même processus de mobilisation probablement lié à l'intensité de drainage (**Figure V - 13**). Les données mensuelles de U, V et Co issues du réseau permanent de 1999-2002 sont venues conforter les courbes de tendance observées durant la crue de décembre. Cet alignement de données, quelle que soit l'année, indique l'unicité de la source et/ou du processus gouvernant les variations pour ces éléments. A l'inverse, certaines des données additionnelles pour Ni, Cr et Pb peuvent s'écarter significativement des courbes de tendance, suggérant l'existence de plusieurs sources et/ou de mécanismes de transport différents opérant sur l'année.

L'évolution de Zn, Cd et Sb particulières peut se décomposer en cinq phases avec trois niveaux de concentrations différents se succédant, par exemple pour Cd :  $\sim 10 \text{ mg.kg}^{-1}$ ,  $\sim 23 \text{ mg.kg}^{-1}$ ,  $\sim 33 \text{ mg.kg}^{-1}$ ,  $\sim 23 \text{ mg.kg}^{-1}$  et  $\sim 10 \text{ mg.kg}^{-1}$  (**Figure V - 12**). Des corrélations ont été établies entre Zn et Cd particulières et entre Sb et Cd particulières lors de la crue cinquantennale (**Figure V - 13**). L'ajout des données mensuelles de la période 1999-2002 met en évidence des périodes du « suivi mensuel » pour lesquelles les concentrations s'écarteraient significativement des corrélations établies lors de la crue cinquantennale (e.g. des concentrations en Zn particulière pouvant être plus élevées ; **Figure V - 13**). La corrélation entre Sb et Cd observée durant la crue met en évidence des concentrations jamais observées en Sb depuis 1999 pouvant atteindre  $18 \text{ mg.kg}^{-1}$  alors que le suivi (1999-2002) met en évidence des valeurs avoisinant  $3\text{-}4 \text{ mg.kg}^{-1}$  quelle que soit la concentration en Cd. Ces fortes concentrations ont été attribuées à la remobilisation d'anciens sédiments pollués originaires du Riou Mort et déposés dans les retenues de barrages.

Seules les concentrations en Th et Mo restent relativement constantes durant la crue, excepté lors de l'atténuation de crue où elles augmentent significativement, probablement en raison d'une granulométrie plus fine.

Ainsi, contrairement à ce qui est observé dans bien d'autres systèmes (e.g. Grimshaw et al., 1976 ; Bird, 1987 ; Bradley et Lewin, 1982 ; Leenaers, 1989 ; Dawson et Macklin, 1998), **la quasi-totalité des concentrations en ETM dissous et particulières a augmenté significativement lors de cette crue majeure**. De plus, l'analyse des concentrations en ETM en fonction des débits met en évidence des courbes d'hystérésis plus ou moins complexes pour le dissous (**Figure V - 18**) et des hystérésis antihoraires pour le particulaire (**Figure V - 19**).

(ii) **Dans un second temps, la répartition entre la phase particulaire et la phase dissoute pour un élément donné a été étudiée au travers du coefficient de partition ( $K_d$  ;  $C_{part}/C_{diss}$  ;  $l.kg^{-1}$ ).** Les valeurs du  $\log K_d$  de V, As, Mo, U et Zn, montrant une corrélation négative avec les concentrations en MES (**Figure V - 15**), mettent en évidence un **pce** (particle concentration effect) ; ce pce est généralement expliqué soit par une augmentation du dissous attribuée à la présence de colloïdes, soit une diminution du particulaire (e.g. Honeyman et Santschi, 1988 ; Benoit et al., 1994 ; Benoit et Rozan, 1999 ; Tang et al., 2002).

Des **filtrations additionnelles à 0,02  $\mu m$**  sur des échantillons d'eau, prélevés au cours de la crue et lors des prélèvements mensuels en 2003, ont été dosées et comparées aux concentrations en ETM filtrées à 0,2  $\mu m$  (**Tableau V - 2**). Plus le rapport 0,02/0,2 est faible plus la contribution de particules comprises entre 0,02 et 0,2  $\mu m$  est grande, correspondant à une part de colloïdes. Seul le  $K_d$  de Zn, avec une contribution moyenne 0,02/0,2  $\mu m$  de 36% suggère l'existence d'une part significative de métaux liés aux colloïdes, inclus dans la fraction dissoute par la filtration à 0,2  $\mu m$ . Les autres éléments montrent des rapports 0,02/0,2  $\mu m$  moyens de 98% (V), 85% (As), 100% (Mo), 91% (U) et 86% (Ni).

De plus, il est à rappeler que lors de la crue cinquantennale de décembre 2003, les concentrations en ETM particulaires du Lot à Temple ont été supérieures à celles correspondantes à un débit moyen ( $< 430 m^3.s^{-1}$ ).

Ainsi, ni la présence de colloïdes dans la fraction dissoute, ni la diminution des concentrations particulaires de ces ETM par ajout de matériel plus grossier et peu chargé ne peut être la cause principale du pce, comme suggéré par Santschi et al. (1997) ou Benoit et Rozan (1999). Dans notre étude, la diminution du  **$K_d$**  résulte essentiellement de la forte augmentation des concentrations dissoutes liée à des changements de sources. Ainsi, l'effet source doit être également considérée pour interpréter les valeurs de  $K_d$ .

(iii) **Dans un troisième temps, nous avons cherché à caractériser et quantifier les zones sources des apports en MES et ETM à Temple lors de la crue cinquantennale.** Nous avons pu identifier, à partir des **rapports élémentaires Cd/Th, As/Th et Zn/Cd**, des sources ayant des **signatures spécifiques (Figure V - 20)**.

L'utilisation conjointe des rapports Cd/Th et As/Th des matières en suspension (MES), échantillonnées à Temple lors de la crue, a permis de dissocier les échantillons en quatre domaines. La détermination des rapports Cd/Th et As/Th des MES prélevées journalièrement lors de la crue sur le Riou Mort (Viviez, RM) et le Lot Amont (Boisse Penchot, BP) met en évidence l'influence successive de ces deux sous-bassins sur la signature des MES du Lot à

Temple (**Figure V - 20**). Si le domaine I correspond aux échantillons du début et de la fin de la crue décrivant alors un cycle complet, les domaines II et III sont influencés par le Riou Mort (rapports élevés en Cd/Th et As/Th), le domaine IV (faible rapport en Cd/Th, rapport élevé en As/Th) correspondrait à une zone riche en As situé dans le Lot Amont (Massif Central).

De plus, l'utilisation des rapports Cd/Zn et des concentrations particulières en Cd a permis d'identifier plus précisément les domaines cités précédemment (**Figure V - 20**). Les domaines I et IV caractériseraient le bruit de fond du bassin du Lot (Audry et al., 2004c) avec une distinction toutefois pour une zone riche en As (domaine IV). **Le domaine III correspondrait à un mélange des sédiments « non anthropisés » du bassin et des sédiments pollués des retenues de barrages.** En effet, lors de cette crue, la plupart des barrages sur le Lot ont été ouverts avant le pic de crue afin de limiter les risques d'inondation. En conséquence, une part importante de sédiments contaminés a pu être remobilisée du fait d'une baisse du niveau d'eau et donc d'une exposition à des vitesses de courant exceptionnelles. Ainsi, à partir du premier palier correspondant au niveau de base des concentrations en Cd pour des débits inférieurs à  $430 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , le deuxième palier observé dans l'évolution des concentrations particulières en Cd ( $\sim 23 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ; **Figure V - 12**) correspondrait à ce mélange de particules « naturelles » de l'amont du bassin avec des sédiments anciens de barrages. Au niveau du domaine IV correspondant au troisième palier en Cd particulaire ( $\sim 33 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ; **Figure V - 12**) se rajouterait l'influence des MES provenant directement du Riou Mort dont les concentrations en Cd étaient élevées durant la crue ( $>70 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ).

**Ainsi, à l'exutoire du Lot, la succession de quatre groupes identifiés par leur signature géochimique distincte a été interprétée comme le résultat de la dominance successive de sources de l'aval vers l'amont.**

A partir de la connaissance des pôles sources, des concentrations en Cd et du flux de MES de chaque domaine, il a été possible de quantifier **la part respective en MES de chaque zone source dont le Lot amont (235 000 t), les barrages (185 000 t) et le Riou Mort (8 000 t)**. Les flux en MES estimés à partir des différents pôles sont cohérents avec ceux mesurés sur le Lot amont et sur le Riou Mort à partir de prélèvements journaliers. **La forte contribution des barrages au flux en MES et ETM (90% Cd, 83% Zn, 61% Pb) met en exergue l'importance de tenir compte de la gestion des crues dans des modèles d'érosion, de transferts de MES et d'ETM.**

### III.3.3. Article # 4: Geochemical characterization of dissolved and particulate trace element transport in a medium scale watershed during a major flood event

Alexandra COYNEL\*, Jörg SCHÄFER\*, Gérard BLANC and Cécile BOSSY

Equipe Traceurs Géochimiques et Minéralogiques (TGM), UMR CNRS 5805 EPOC, Université Bordeaux 1, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France

---

#### Abstract

High-resolution sampling (every 3 h) of river water and SPM was performed during a major flood event in a heterogeneous medium scale watershed of the Garonne-Gironde fluvio-estuarine system (the Lot River;  $A=10,700 \text{ km}^2$ ;  $Q=151 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Dissolved and particulate metal (Cd, Zn, Pb, Co, Cr, Ni, Mo, V, U, As, Sb) concentrations were analyzed and compared with monthly data of the same site (Temple site) obtained in 1999-2002. Suspended particulate matter (SPM) concentrations closely followed river discharge during the flood event with a maximum value ( $1,530 \text{ mg/l}$ ) coinciding with the discharge peak ( $2970 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Trace metal concentrations showed significant temporal variations and responses of the considered elements were contrasted. Dissolved and particulate concentrations (except for dissolved Cr and Pb, particulate Th) were in the range of baseline values at the beginning of the flood and increased during the event, yielding anticlockwise and complex shape hysteresis. The contribution of particulate metal transport to total transport strongly increased with discharge. Metal partitioning strongly depended on the element and discharge with partition coefficients  $K_d$  = ratio of particulate over dissolved metal concentrations) following the sequence  $U < Mo < As < Sb < Ni < Zn < Cd < V < Co < Cr < Pb$ . The partition coefficients of As, V, Mo, U, Ni and Zn showed a common and consistent decrease with increasing SPM concentrations. Although decreasing  $K_d$  values with increasing discharge (“particle concentration effect”; pce) are commonly attributed to filtration artefacts (due to the presence of colloids) and/or to dilution by coarser particles. As none of these explanations corresponds to our observations (e.g. most dissolved and particulate concentrations even increased during the flood), we propose a third possible explanation for the pce phenomenon, showing that  $K_d$  variations were mainly due to source-related, element specific variations of dissolved and, to a lesser extent, particulate metal concentrations. Comparison of the SPM ( $440,000 \text{ t}$ ) and trace metal fluxes (~80% transported in the particulate phase) during the flood with annual fluxes (1999-2002)

highlights the importance of major flood events in fluvial transport. Moreover, the necessity and potential of adequate sampling during floods for reliable annual flux estimates and the use of geochemical signatures in understanding fluvial transport processes are shown. Transport processes during the flood were characterized combining the variations of Zn, Cd and Sb concentrations, concentration ratios (e.g. Zn/Cd, As/Th, Cd/Th) and hysteresis loops. By this, SPM and metal transport were attributed to successive dominance of different water masses transporting material from different sources (e.g. industrial point source, bed sediment from reservoirs, plain erosion). The remobilization of historic polluted sediment from reservoir lakes, mainly due to flood management (dam opening), accounted for ~185,000 t of SPM (i.e. 42% of the total SPM fluxes during the flood) and strongly contributed to particulate metal transport for Cd (90%), Zn (83%) and Pb (61%). Therefore, flood management needs to be taken into consideration in future models for erosion and pollutant transport.

**Keywords:** trace metal, erosion, partitioning, flood event, temporal variation.

---

## 1. INTRODUCTION

Dissolved and particulate trace metals in rivers are derived from natural and anthropogenic sources. Although much progress has been made in the last decades in “clean” trace metal techniques (e.g. Ahlers et al., 1990; Horowitz et al., 2001a), accurate information on processes and temporal variability of trace metal transport in rivers is still very limited (e.g. Shiller and Boyle, 1987; Sandén et al., 1997; Shafer et al., 1997; Sherrell and Ross, 1999; Shiller, 1997; Dawson and Macklin, 1998; Sullivan and Drever, 2001; Blake et al., 2003). A better knowledge of the processes and interactions controlling chemical cycling is critical to assessing and anticipating anthropogenic impacts on aquatic systems (Stumm and Morgan, 1996), to understand concentration variability in watersheds and to refine element transport to ocean (e.g. Shiller, 1997; Gaillardet et al., 2003). Possible variables controlling temporal variability are discharge, suspended particulate matter (SPM) concentration, pH or organic matter (Sherrell and Ross, 1999). Suspended particulate matter (SPM) transport in rivers occurs mainly during flood and controls fluxes of particulate organic matter (e.g. Coynel et al., 2005), nutrients and pollutants (e.g. metals and organic micro-pollutants; Leenheer, 1991; Neal et al., 1997; Mayer et al., 1998; Horowitz et al., 2001b; Lawson et al., 2001). In many rivers, a great part of annual SPM load is carried in only 5-10 days (Meade and Parker, 1985; Meybeck, 2001, Coynel et al., 2004) and, thus, adequate sampling frequency is essential for reliable annual trace metal flux estimates and model development



(Walling, 1977; Syvitski and Morehead, 1999; Coynel et al., 2004). Consequently, understanding dissolved and particulate trace metal concentrations and transport processes requires flood sampling with high temporal sampling resolution, especially in heterogeneous, small or medium scale watersheds, where hydrological and geochemical parameters are highly variable. For example, increasing discharge and SPM concentrations often go along with decreasing  $K_d$  values (ratio between particulate and dissolved metal concentration;  $l \cdot kg^{-1}$ ). This phenomenon is commonly called “particle concentration effect” (pce) and attributed to either a decrease in particulate element concentrations due to dilution by coarse particles with low trace metal content or an increase in dissolved concentrations due to a filtration artefact caused by an important colloidal fraction (Benoit and Rozan, 1999).

However, major floods are exceptional and highly dynamic events, probably inducing high variability of geochemical composition and properties of the transported material. As time-resolved geochemical characterizations of water and SPM transported during floods are still very poorly documented, the influence of source-related characteristics and/or transformations due to mixing processes on changes in composition and properties (e.g. partitioning and speciation) of the transported material is widely unknown. Trace element partitioning between the dissolved and particulate phases and speciation reflect environmental biogeochemical conditions and control bioavailability and eco-toxicological potential (Förstner and Kersten, 1987; Kaag et al., 1998). Therefore, time-resolved information on partitioning, speciation and source-related fluxes during floods is essential for understanding and modelling fluvial transport processes for erosion and pollution assessment.

The Lot-Garonne-Gironde fluvio-estuarine system, southwest France, drains one of Europe's least industrialized regions (Abril et al., 2002). Nevertheless, a major part of this river system has been strongly polluted due to former mining and ore-treatment activities in the Decazeville watershed drained by the Riou Mort River (Jouanneau et al., 1990; Lapaquellerie et al., 1995; Blanc et al., 1999; Schäfer et al., 2002, Audry et al., 2004a; **Fig. 1a**). A long-term observation of concentrations and fluxes of Cd, and other trace metals (Zn, Pb, Cu, Hg...) showed the dependence of metal transport on hydrological parameters and anthropogenic interventions (Audry et al., 2004a,b).

The present study is based on high temporal resolution data on discharge, SPM concentrations and dissolved and particulate trace metal concentrations (V, Cr, Co, Ni, Sb, Zn, Mo, Cd, Pb, Th and U) during a major flood event. Coupling temporal and spatial variation of hydrological and geochemical parameters aims to better understand SPM and trace elements transport in the Lot River (medium scale watershed) as a function of discharge

and/or source characteristics. The variations in element partitioning ( $K_d$ ) are investigated and factors controlling  $K_d$  during floods are discussed. Additionally, flux during the flood are attributed to different source zones and compared to recent (1999–2002) annual SPM and metal fluxes in the Lot-Garonne River system.

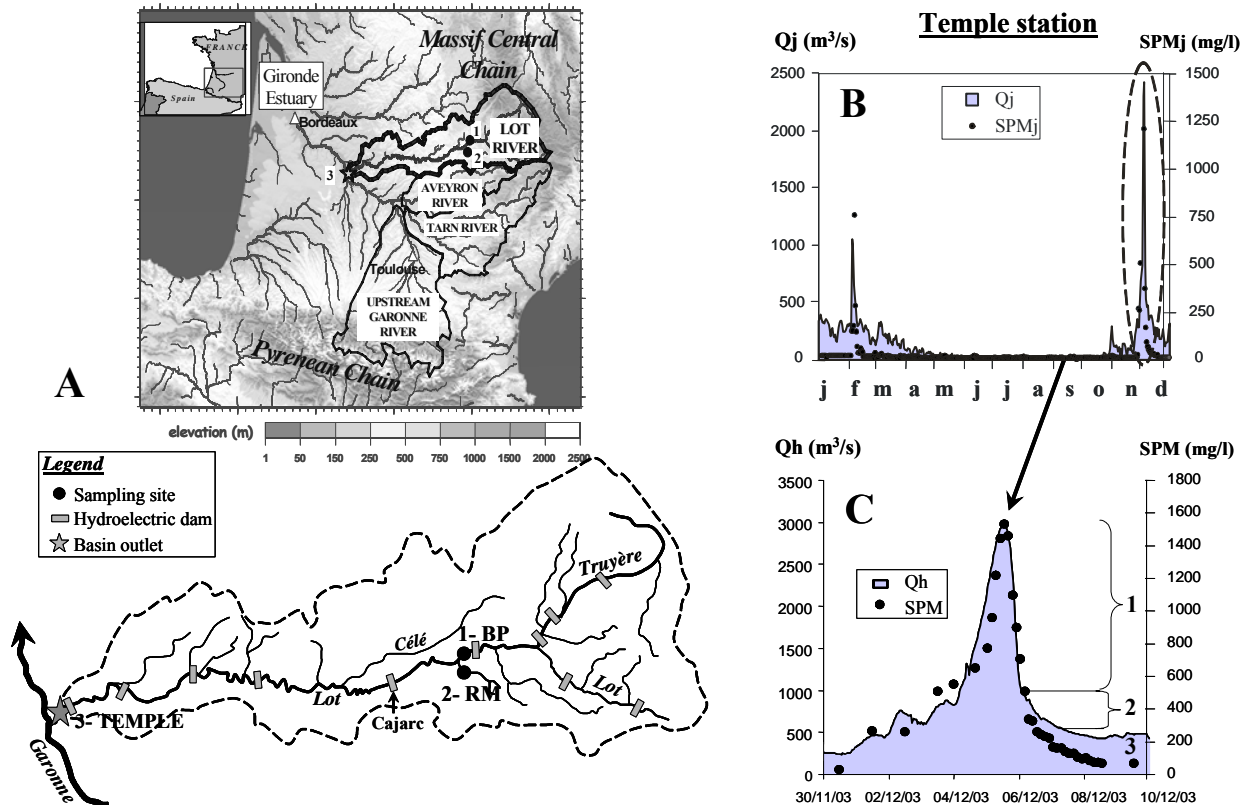


Figure V - 10 : Map of the study area and the three sampling sites of the Lot watershed shown by a grey star (the outlet at Temple) and by black circles (BP, Boisse Penchot and RM, Riou Mort); B – daily discharges in  $m^3.s^{-1}$  (grey area) and SPM concentrations in  $mg.l^{-1}$  (black circles) during 2003 at the Temple station; C – Hourly water discharges in  $m^3.s^{-1}$  (grey area) and SPM concentrations in  $mg.l^{-1}$  every 3 hours (black circles) during the December flood at the Temple station.

## 2. MATERIALS AND METHODS

### 2.1. Study area

The Lot River is the major tributary of the downstream Garonne River, the main affluent of the Gironde Estuary, South West France (**Figure V - 10a**). The Lot River is 480 km long and drains a watershed area of 10,700  $km^2$  with a mean annual discharge of 151  $m^3/s$  (1937-2000 period; hydrological office, DIREN Midi-Pyrénées, Toulouse). The Lot River drains the western part of the Massif Central, mainly composed of Hercynian rocks, Jurassic carbonate-rich marine sediments and Tertiary and Quaternary volcanic rocks (BRGM, 1978, 1984, 1985). Former mining and ore treatment activities in the central and

upper reaches of the Lot River resulted in a historic polymetallic pollution of the Lot-Garonne-Gironde fluvio-estuarine system (Lapaquellerie et al., 1995; Audry et al., 2004c). Due to the presence of hydroelectric dams and numerous smaller storage structures in the Lot River (**Figure V - 10a**), important sediment stocks ( $9.47 \pm 0.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ) and approximately 200 t of Cd have been accumulated between the Riou Mort and the Lot River outlet (Lapaquellerie et al., 1995). The principal sampling site of this study (Temple) is identical with our permanent observation site at the outlet of the Lot River watershed (**Figure V - 10a**). The site Boisse Penchot represents river borne material derived from the upper Lot River reaches in the Massif Central including the Truyere Area (**Figure V - 10a**) and usually served as a reference site upstream of the major point source of metallic pollution (Audry et al., 2004b). The site Riou Mort integrates material derived from a small watershed featuring the major point source of the polymetallic pollution in the whole fluvio-estuarine system (**Figure V - 10a**). The Riou Mort River (watershed area:  $155 \text{ km}^2$ ; mean annual discharge:  $1.95 \text{ m}^3/\text{s}$ ) drains highly erosive industrial (e.g. a former open-cast coal mine) and geological zones (e.g. Permian lithology). Additional inputs of dissolved and particulate trace elements (e.g. Cd, Zn, Hg, Cu, Pb,) in the area of a former zinc ore manufacturing facility next to the Riou Mort River are due to sulphide oxidation and leaching of the waste material (Latouche, 1992; Audry et al., 2005). Although some metal bioaccumulation was observed in the Lot River (Baudrimont et al., 1999), the major eco-toxicological and socioeconomic impact of this pollution occurs in the coastal zone, mainly due to Cd remobilisation in the Gironde estuary (e.g. Boutier et al., 2000, Robert et al., 2004; Baudrimont et al., 2005).

## 2.2. Meteorological and hydrological context

In 2003, water discharge in the Lot-Garonne river system was typical for a very dry year, i.e. much lower than average historical values, most of the time. However, two major flood events (regional-type; Plate, 2002) occurred in February and in December, compensating the hydrological deficit and elevating annual discharge to  $116 \text{ m}^3/\text{s}$ , corresponding to a moderate dry year (**Figure V - 10b**). The December flood was caused by heavy rainfalls, mainly in the upper Lot River watershed, between the 30<sup>th</sup> November and the 2<sup>nd</sup> December 2003. During this short period, cumulative precipitation was superior to 100 mm, compared to an average annual precipitation of 1050 mm/yr (data from Meteo France). As a consequence, the Upper Lot River showed instantaneous and daily water discharges of  $2,080 \text{ m}^3/\text{s}$  and  $1,620 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectively (data from DIREN). Based on probabilistic assessments for the upper and central reaches of the Lot River, this flood event

had a “return period” of once every 100 years. At the outlet of the Lot River, this event was characterised as “once-in-fifty-years” (50-years) flood with instantaneous and daily water discharges of 2,970 m<sup>3</sup>/s and 2,500 m<sup>3</sup>/s, respectively, for a mean annual discharge of 151 m<sup>3</sup>/s ((data from electric office of France – EDF and DIREN; **Fig. 1c**). In the Riou Mort River, with a mean interannual discharge of 1.95 m<sup>3</sup>/s, the “once-in-a-hundred-years” flood represented respective instantaneous and daily discharges of 195 m<sup>3</sup>/s and ~100 m<sup>3</sup>/s (data from DIREN).

### 2.3. Sampling frequency and treatment

Sampling was done at Temple site, a permanent observation site at the outlet of the Lot River watershed, upstream of the Lot-Garonne River confluence (e.g. Audry et al., 2004b; **Figure V - 10a**). One litre of river water was sampled every 3 h, at 7 m from the riverbank and at 1 m depth, by an automatic sampling system (Sigma 900P) and stored in thoroughly decontaminated, acid pre-cleaned polypropylene bottles. Although external temperature was low (2-6°C), these samples were retrieved daily and filtered immediately after arrival at the laboratory (within 2 h) to avoid potential sample alteration. Additionally, manual samples were taken daily or twice a day and filtered immediately on-site in a clean bench (laboratory van). The parallel samples retrieved manually and filtered on-site provided similar results as the samples taken by the automated sampling system and filtered in the laboratory. At the sites Boisse Penchot and Riou Mort (**Figure V - 10a**), daily samples were collected by hand in one-litre pre-cleaned polypropylene bottles previously rinsed with river water and immediately filtered on-site. Aliquots of three representative samples (4/12/03 16:30; 5/12/03 16:00; 9/12/03 12:00) were filtered through 0.02 µm filters (Whatman® ANOTOP).

The sampling and storage material was of decontaminated polypropylene (24 h in 7 N HNO<sub>3</sub> p.a. grade, then 24 h in 1.5 N HNO<sub>3</sub> at 50°C). Homogenized sample aliquots were filtered on-site or in the laboratory using 0.2 µm Sartorius® polycarbonate filters. Filtrates were collected in 60 cc polypropylene bottles, previously decontaminated and thoroughly rinsed with the filtrate, acidified (HNO<sub>3</sub> suprapur grade; 1:1000) and stored at 4°C until analysis (Schäfer et al., 2002). Methodological blanks, using ultrapure water (Milli-Q) including field processing and sample storage in the automatic sampler were systematically below detection limits. The particulate phase was retrieved by centrifugation of ~800 ml of river water in a refrigerated centrifuge (Jouan CR412) and dried at 45 C°.

## **2.4. Analysis**

### *2.4.1. SPM concentrations*

River water samples were homogenized in the laboratory and precise volumes (up to 150 ml) were filtered through pre-weighed filters (0.70 µm, Whatman GF/F). Then the filters were dried to constant weight (45°C; 48 h) and re-weighed. The spatial homogeneity of SPM concentrations (left and right banks, middle of the river) was very satisfactory (less than 15% r.s.d), indicating that during the examined flood, our sampling was representative of the whole horizontal cross section.

### *2.4.2. Particulate phase digestion*

Representative subsamples (~30 mg of dry, powdered and homogenized material) were digested in closed Teflon reactors (Savillex®) on a heating plate (2 h at 110°C) using 750 µl HCl (12 M, suprapur), 2 ml HF (26 M, suprapur) and 250 µl HNO<sub>3</sub> (14 M, suprapur). After evaporation to dryness, the residues were completely re-dissolved in 150 µl HNO<sub>3</sub> (14 M suprapur) on a heating plate and, after cooling, brought to 10 ml using Milli-Q water (Schäfer and Blanc, 2002).

### *2.4.3. Determination of dissolved and particulate concentrations*

Trace element analysis was done by ICP-MS (Perkin Elmer, ELAN 5000) under standard conditions. The applied analytical methods were checked for quality by parallel analysis of international certified reference materials (Thames water, SLRS4, CRM 320, NCS). Accuracy was within 10% of the certified values (**Tableau V - 2**) and reproducibility better than 5 % (r.s.d.) for concentrations ten times higher than detection limits.

## **2.5. Flood-event and annual flux calculations**

### *2.5.1. Flood flux calculation*

Based on the respective temporal resolution of available data on water discharge and concentrations of SPM and metals at the different sites, fluxes during this flood were established as follows:

$$\text{Dissolved fluxes: } F_{\text{TMD}} = \sum(C_{\text{TMD}} \times Q) \quad \text{Equation 1}$$

In this equation,  $F_{\text{TMD}}$  is the dissolved trace metal flux during the flood.

**Tableau V - 2 : Overview on trace element concentration in certified reference materials, dissolved (<0.2 µm; <0.02 µm) and particulate flood samples. Means of concentrations in interstitial water (IW) of reservoir lake sediments, concentrations in rain water (rain) of the Lot watershed are shown. Trace element flux data of the flood are presented and compared to annual fluxes.  $X_d$  and  $X_p$ : dissolved concentration and particulate concentration;  $\bar{X}_d$  and  $\bar{X}_p$  Q<430: mean values of dissolved and particulate concentrations observed in mean discharge situations at Temple site (Q<430m<sup>3</sup>/s).**

	V	Cr	Co	Ni	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
<b>Dissolved concentration</b>												
SLRS-4 certified concentration (µg.l <sup>-1</sup> )	0.32±0.03	0.33±0.02	0.033±0.006	0.67±0.08	0.93±0.10	0.68±0.06	0.21±0.02	0.012±0.002	0.23±0.04	0.086±0.007	-	0.05±0.003
SLRS-4 in this study (µg.l <sup>-1</sup> ), n=73	0.34±0.03	0.36±0.10	0.033±0.003	0.72±0.06	1.04±0.27	0.74±0.06	0.22±0.02	0.015±0.008	0.25±0.03	0.083±0.007	-	0.049±0.005
detection limit 3σ	0.027	0.071	0.031	0.212	0.173	0.102	0.015	0.007	0.005	0.013	0.008	0.001
Minimum Xd during the flood	0.589	0.071	0.103	0.945	2.71	2.56	0.141	0.033	0.179	0.025	<dl	0.556
Maximum Xd during the flood	1.05	0.294	0.199	1.65	44.6	4.30	0.329	0.463	0.639	0.299	<dl	1.04
Annual Xd Q<430 (1999-2002)	0.59±0.15	0.36±0.09	0.11±0.02	0.57±0.17	6.45±1.37	2.12±0.61	0.13±0.02	0.06±0.03	-	0.11±0.05	0.016±0.004	0.41±0.10
<b>Particulate concentration</b>												
NCS certified concentration (mg.kg <sup>-1</sup> )	-	90±8	16.5±1.5	-	251	56±10	-	2.45±0.3	-	-	-	-
NCS in this study (mg.kg <sup>-1</sup> ), n=50	-	85±6	15.6±1.0	-	255±14	57.8±3.6	-	2.56±0.54	-	-	-	-
CRM320 certified concentration	-	138±7	-	75.2±1.4	142±3	76.7±3.4	-	0.533±0.026	-	42.3±1.6	-	-
CRM320 in this study (mg.kg <sup>-1</sup> ), n=57	-	122±13	-	83±10	140±17	77.0±5.0	-	0.550±0.070	-	42.0±4.0	-	-
detection limit 3σ	0.05	0.12	0.15	0.17	0.91	0.15	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04	0.02
Minimum Xp during the flood	95.7	75.1	16.6	42.1	523	50.9	0.756	6.13	2.67	79.2	8.08	2.58
Maximum Xp during the flood	138	118	25.3	67.7	1460	95.3	3.4	35.1	17.9	183	18.9	4.7
Annual Xp Q<430 (1999-2002)	86±28	90±32	18±5	79±28	840±194	42±21	5±4	11±3	-	124±55	13±5	3.0±0.7
<b>Partitioning</b>												
Range log Kd	5.0-5.4	5.4-6.2	4.9-5.4	4.5-4.8	4.4-5.4	4.2-4.5	3.4-4.3	4.8-5.4	4.1-4.8	5.7-6.7	-	3.6-3.8
Slope (r)	-0.21 (-0.89)	+0.19 (0.81)	0 (0.16)	-0.14 (-0.75)	-0.49 (-0.79)	-0.16 (-0.90)	-0.38 (-0.78)	-0.02 (-0.05)	+0.006 (+0.02)	+0.15 (0.23)	-	-0.17 (-0.91)
<b>Colloids: 0.02µm / total diss.</b>												
detection limit 3σ Xi	0.041	0.034	0.092	0.182	0.136	0.114	0.001	0.001	0.002	0.009	-	-
blank 0.2 µm (n=3)	<dl	0.016	<dl	0.300	0.504	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
blank 0.02µm (n=3)	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	0.002	0.004	<dl	<dl	<dl
0.02/0.2 04/12/2003 16:30	0.93	1.08	0.89	0.95	0.40	0.85	1.01	0.85	1.05	0.42	0.19	0.90
0.02/0.2 05/12/2003 16:00	0.98	1.03	1.04	1.03	0.33	0.83	1.04	0.24	0.95	0.18	0.18	0.88
0.02/0.2 09/12/2003 12:00	0.92	0.69	0.93	0.59	0.20	0.79	0.99	0.54	1.03	0.92	0.89	0.89
0.02/0.2 2003-year (cv), n=10	0.98 (8%)	0.93 (11%)	0.87 (12%)	=0.86 (19%)	0.36 (48%)	0.85 (3%)	1.00 (13%)	0.45 (52%)	1.00 (8%)	0.26 (92%)	-	0.91 (5%)
<b>Interfacial water of dams and rain concentrations</b>												
X̄d IW (µg.l <sup>-1</sup> ) Temple	0.83±0.45	0.67±0.31	5.2±3.7	3.86±2.56	6.47±8.80	-	1.20±0.66	0.13±0.24	-	1.18±0.80	0.027±0.014	0.39±0.24
X̄d IW (µg.l <sup>-1</sup> ) Cajarc	0.55±0.49	1.61±0.90	10.5±15.7	4.36±3.45	10.0±3.59	-	1.09±0.59	0.35±0.37	-	2.14±2.07	0.058±0.047	0.53±0.12
X̄d rain (µg.l <sup>-1</sup> ) n=18	0.46±0.26	0.14±0.08	0.03±0.02	0.21±0.18	19.31±6.91	-	0.05±0.02	0.05±0.03	-	1.15±0.75	0.010±0.003	0.003±0.001
<b>Flood impact on fluxes</b>												
Flood dissolved flux (t)	0.37	0.05	0.05	0.54	8.95	1.69	0.10	0.10	0.16	0.04	-	0.39
1999-annual dissolved flux (t)	3.27	1.93	-	3.55	47	10.8	0.73	0.41	-	0.84	-	-
2000-annual dissolved flux (t)	3.66	2.12	0.72	2.49	50	13.4	0.68	0.44	-	1.75	-	2.3
2001-annual dissolved flux (t)	2.97	1.96	0.57	2.45	30	12.2	0.65	0.31	-	0.56	-	2.15
2002-annual dissolved flux (t)	1.96	0.99	0.49	1.71	12	6.8	0.51	0.12	-	0.4	-	1.15
flood flux / 1999 dissolved flux	11%	3%	-	15%	19%	16%	14%	24%	-	5%	-	-
flood flux / 2000 dissolved flux	10%	2%	7%	22%	18%	13%	15%	22%	-	3%	-	17%
flood flux / 2001 dissolved flux	12%	3%	9%	22%	30%	14%	16%	31%	-	8%	-	18%
flood flux / 2002 dissolved flux	19%	5%	10%	32%	75%	25%	20%	81%	-	11%	-	34%
Flood particulate flux (t)	47.5	38.5	8.6	20.7	437	27.6	0.4	8.3	4.4	51.5	4.45	1.47
1999-annual particulate flux (t)	47	62	12	49	573	20	2	5.9	-	11.5	-	-
2000-annual particulate flux (t)	70	79	14	60	788	34	3.3	14.1	-	98	8.4	2.2
2001-annual particulate flux (t)	90	79	17	81	751	52	5.4	10.6	-	106	13.3	3.2
2002-annual particulate flux (t)	101%	11	2	10	160	5	0.4	1.03	-	13.4	-	0.26
flood flux / 1999 particulate flux	62%	62%	72%	42%	76%	138%	20%	141%	-	45%	-	-
flood flux / 2000 particulate flux	68%	49%	61%	35%	55%	81%	12%	59%	-	53%	53%	67%
flood flux / 2001 particulate flux	53%	49%	51%	26%	58%	53%	7%	78%	-	49%	33%	46%
flood flux / 2002 particulate flux	475%	350%	430%	207%	273%	552%	100%	806%	-	384%	-	565%

For Temple site,  $C_{TMD}$  is the hourly dissolved trace metal concentration, interpolated between measured values (every 3-hours) and  $Q$  is the hourly measured discharge at the outlet of the Lot River. For the two other sites, Boisse Penchot and Riou Mort,  $C_{TMD}$  is the measured daily dissolved trace metal concentration and  $Q$  is the respective daily water discharge.

$$\text{Particulate fluxes: } F_{SPM} = \sum(C_{SPM} \times Q) \quad \text{Equation 2}$$

$$F_{TMP} = \sum(C_{SPM} \times Q \times C_{TMP}) \quad \text{Equation 3}$$

In Equation 2,  $F_{SPM}$  is the SPM flux during the flood. For Temple site,  $C_{SPM}$  and  $C_{TMP}$  are the hourly SPM and particulate trace metal concentrations, respectively, interpolated between SPM and trace metal concentrations measured every 3-hours and  $Q$  is the hourly water discharge at the outlet of the Lot River. For the two other sites, Boisse Penchot and Riou Mort,  $C_{SPM}$  and  $C_{TMP}$  are the measured daily SPM and particulate trace metal concentrations, respectively, and  $Q$  is the daily water discharge at each of the both sites.

### 2.5.2. Annual flux calculation

Annual fluxes of river water, SPM and dissolved and particulate metals were estimated using commonly applied algorithms (e.g. Walling and Webb, 1985; Meybeck and Ragu, 1996; Horowitz et al., 2001b; Schäfer et al., 2002). The SPM fluxes were estimated as the sum over 365 days of the product of daily water discharges and daily SPM concentrations. Annual fluxes of dissolved and particulate trace metal were calculated from daily discharges and SPM data and monthly measured heavy metal concentrations. The annual particulate trace metal fluxes were established assuming that the trace metal concentration is representative of the period between each sampling. The annual dissolved trace metal fluxes were calculated from the discharge-weighted concentrations and daily discharges (Audry et al, 2004b).

## 3. RESULTS AND DISCUSSION

### 3.1. Discharge and SPM concentrations

In 2003, daily discharge and SPM concentrations at the outlet of the Lot River were relatively low, except for two important floods in February and December (**Figure V - 10b**). During the studied flood, hourly discharges at Temple station increased from 270 m<sup>3</sup>/s (30/11/03 at 12:00) to 2,970 m<sup>3</sup>/s (5/12/03 at 13:00; **Figure V - 10c**). The falling limb can be decomposed in three parts: (1) steep discharge decrease after the peak, (2) a second sequence of flood subsidence with less pronounced decrease and water discharges of 500-1000 m<sup>3</sup>/s; (3) stabilization of discharge at ~500 m<sup>3</sup>/s (**Figure V - 10c**).



Water discharges and SPM concentrations varied synchronously, hourly SPM concentration reaching 1,530 mg/l at maximum discharge (**Figure V - 10c**). However, for a same discharge value, SPM concentrations were higher during the recession limb of the hydrograph (**Figure V - 10c**), showing a so-called anti- or counter-clockwise hysteresis effect (Heidel, 1956). In contrast to commonly observed clockwise hysteresis loops (e.g. Bogen, 1980; Walling and Webb, 1981; Asselman, 1999; Sammori et al., 2004) that are attributed to either a depletion of available sediment before maximum water discharge is reached or the effect of “armoured layer formation” before the discharge peak (Williams, 1989), anticlockwise hysteresis occurs less frequently. Anti-clockwise loops are attributed to sediments originating from a distant source (Heidel, 1956; Williams, 1989) or from a high rate of bank collapse just after passage of the flood peak (Sarma, 1986; Ashbridge, 1995).

In 2003, the daily SPM concentrations at Temple ranged from 5 mg/l during low discharge to 1,210 mg/l during the December flood and reached 755 mg/l during the February flood (**Figure V - 10b**). During both flood events in 2003, daily SPM concentrations were much higher than the maximum value observed in 1990-1998 (550 mg/l; Audry et al., 2004b). During the reference period (1999-2002) used for this study, maximum daily SPM concentrations were similar to those observed in 1990-1998, except for two days (29<sup>th</sup> and 30<sup>th</sup> December 1999), when extremely high SPM concentrations of up to 900 mg/l, were attributed to the first flood event after two dry years (**Annexe**).

During the December 2003 flood, maximum daily SPM concentrations at the sites Boisse-Penhot and Riou Mort were 950 mg/l and 1,750 mg/l, respectively, corresponding to maximum daily water discharges of  $\sim 2,500 \text{ m}^3/\text{s}$  (data from DIREN) and  $\sim 100 \text{ m}^3/\text{s}$  (data from EDF).

### 3.2. Dissolved trace metal concentrations

Temporal variability of dissolved trace metal concentrations strongly differed from element to another. Variability was evaluated for each element by the ratio between standard deviation and mean element concentration during the flood. Variability ranged from 4% to 75%, resulting in the following relative order of dissolved trace element concentration variability:  $\text{Co} < \text{As} < \text{U} < \text{Ni} = \text{V} < \text{Mo} < \text{Cr} < \text{Sb} < \text{Pb} < \text{Cd} < \text{Zn}$ . Dissolved Th concentrations were below detection limits ( $3\sigma$ ; 0.008 ng/l) throughout the flood, whereas baseline dissolved Th concentrations in the Lot River are slightly higher ( $0.016 \pm 0.004 \text{ ng/l}$ ; **Tableau V - 2**). The temporal variations of discharge and dissolved metal concentrations for Temple site suggest

the existence of different trace element groups showing similar behaviour during the flood (Figure V - 11).

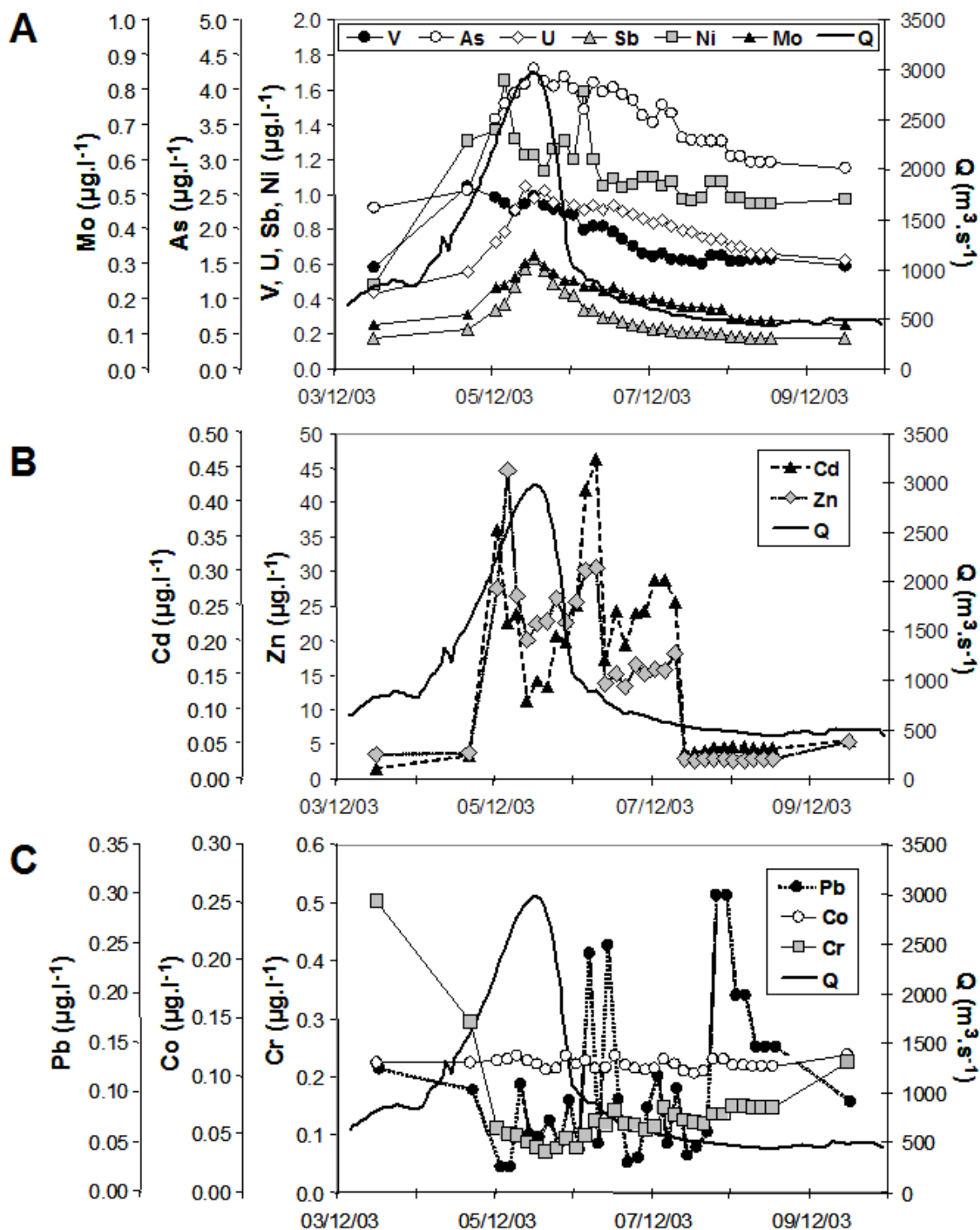


Figure V - 11 : Temporal variations of dissolved trace metal concentrations (measured every 3h) and hourly water discharges during the flood event at the outlet of the Lot watershed (Temple site).

For example, there were good reciprocal correlations ( $r$  coefficient greater than 0.78;  $n=32$ ) between dissolved Cd and Zn on the one hand, and As, Mo, Sb and U on the other hand (**Tableau V - 3**). Indeed, dissolved As, Mo, Sb and U concentrations varied in a very similar way (**Figure V - 11a**). At the beginning of the flood (4/12/03; 16:00), these elements showed minimum concentrations, similar to recent (1999-2002) mean values observed in mean discharge situations at Temple site ( $Q < 430 \text{ m}^3/\text{s}$ ; Audry et al., 2004b; **Table 1**). Maximum dissolved As, Mo, Sb and U concentrations occurred during maximum discharge (**Figure V - 11a**). Although discharge decreased exponentially, dissolved As, Mo, U and, to a lesser extent, Sb concentrations showed a progressive, almost linear decrease. The temporal evolution of dissolved V and Ni concentrations presented a rather similar pattern as that of As, Mo, Sb and U with minimum concentrations at the beginning and at the end of the flood (**Figure V - 11a; Tableau V - 3**). These minimum concentrations were similar to mean values generally observed during mean discharge for V ( $\sim 0.7 \mu\text{g/l}$ ), whereas for Ni they were  $\sim 2$ -fold higher than those usually observed at this site ( $0.57 \mu\text{g/l}$ ). However, compared to As, Mo, Sb and U, the increase of dissolved V and Ni concentrations with discharge was more rapid, reaching respective maximum values of  $\sim 1 \mu\text{g/l}$  and  $\sim 2 \mu\text{g/l}$  several hours before maximum discharge occurred. Dissolved Ni concentrations showed a second peak coinciding with that of dissolved Zn and Cd (**Figure V - 11a et b**). Dissolved Cd and Zn concentrations showed a very different, more complex behaviour than the first element group, and seemed to be less related to discharge (**Figure V - 11b**). In 1990-2003, mean dissolved Cd baseline concentrations at Temple site were  $\sim 70 \text{ ng/l}$  during normal and constant discharge conditions ( $Q < 430 \text{ m}^3/\text{s}$ ; Audry et al., 2004b; **Tableau V - 2**). These values are similar to those observed at the beginning and the end of the December 2003 flood and represent minimum values for this event. Note that these baseline concentrations of dissolved Cd are roughly 8 times higher than worldwide mean value in non-polluted rivers (Meybeck, 1992) and  $\sim 2$ -3 times higher than the mean concentration in river waters (Gaillardet et al., 2003). Dissolved Zn and Cd concentrations showed a first strong increase and maximum values for Zn (16-fold the baseline concentration), before the discharge reached its maximum. At maximum discharge, Zn and Cd concentrations strongly decreased and then showed a second peak during the second part of flood attenuation (**Figure V - 11b**). For dissolved Cd, this second concentration peak represented the maximum concentration and was about 8-fold higher than baseline concentrations measured before and after the flood. After a third slight increase and drop down, stabilization of dissolved Cd and Zn concentrations at initial values went along with discharge stabilization at  $\sim 500 \text{ m}^3/\text{s}$  (**Figure V - 11b**).

Dissolved Cr concentrations showed a particular behaviour as maximum values were similar to baseline concentrations and occurred at the beginning and at the end of the flood (Figure V - 11c). Indeed, dissolved Cr concentration was inversely correlated with discharge and SPM concentrations (Figure V - 11c), suggesting a dilution effect (e.g. Grimshaw et al., 1976). Dissolved Pb concentrations varied by a factor 12, were highly variable and reached maximum values during the third phase of flood attenuation (Figure V - 11c).

In contrast to these different element groups, dissolved Co concentrations did not show important variations and remained very similar to baseline values throughout the whole flood event (Tableau V - 2; Figure V - 11c), suggesting that the variations in dissolved concentrations of the different elements are related to hydrologic response and watershed properties.

### 3.3. Particulate metal concentrations

The relative variability of particulate metal concentrations, expressed as the ratios of standard deviations to mean flood concentrations, ranged from 9% to 56% and was clearly different from that of most dissolved elements: Co<Cr<V=Ni<U<As<Pb=Th<Zn<Mo<Cd<Sb. Principal Component Analysis (PCA) suggested good correlations ( $r>0.84$ ;  $n=32$ ) between particulate V, U, Co, Ni, Pb, Cr and As concentrations on the one hand, and between particulate Sb, Cd and Zn concentrations on the other hand (Tableau V - 3).

Tableau V - 3 : Matrix of correlations

		dissolved										particulate													
		MES	V d.	Cr d.	Co d.	Ni d.	Zn d.	As d.	Mo d.	Cd d.	Sb d.	Pb d.	U d.	V p.	Cr p.	Co p.	Ni p.	Zn p.	As p.	Mo p.	Cd p.	Sb p.	Pb p.	Th p.	U p.
dissolved	MES	1,00																							
	V d.	0,87	1,00																						
	Cr d.	-0,47	-0,22	1,00																					
	Co d.	0,21	0,29	0,19	1,00																				
	Ni d.	0,62	0,75	-0,26	0,42	1,00																			
	Zn d.	0,65	0,69	-0,56	0,26	0,83	1,00																		
	As d.	0,63	0,54	-0,77	0,11	0,43	0,76	1,00																	
	Mo d.	0,87	0,77	-0,70	0,13	0,59	0,77	0,90	1,00																
	Cd d.	0,22	0,36	-0,39	0,17	0,57	0,79	0,64	0,51	1,00															
	Sb d.	0,96	0,80	-0,61	0,17	0,55	0,68	0,78	0,95	0,32	1,00														
	Pb d.	-0,35	-0,33	0,19	0,19	-0,15	-0,40	-0,37	-0,38	-0,28	-0,35	1,00													
U d.	0,61	0,45	-0,78	-0,01	0,32	0,63	0,95	0,88	0,53	0,78	-0,30	1,00													
particulate	V p.	-0,57	-0,68	-0,16	-0,36	-0,59	-0,37	-0,07	-0,36	-0,09	-0,43	0,21	0,03	1,00											
	Cr p.	-0,32	-0,43	-0,20	-0,12	-0,38	-0,12	0,16	-0,10	0,05	-0,16	0,03	0,23	0,83	1,00										
	Co p.	-0,04	-0,21	-0,52	-0,21	-0,18	0,14	0,41	0,18	0,21	0,09	-0,18	0,44	0,72	0,82	1,00									
	Ni p.	-0,40	-0,47	0,01	0,00	-0,34	-0,11	0,01	-0,23	0,10	-0,28	-0,07	0,05	0,66	0,91	0,68	1,00								
	Zn p.	0,59	0,57	-0,60	0,19	0,59	0,87	0,88	0,80	0,80	0,70	-0,40	0,81	-0,12	0,19	0,41	0,16	1,00							
	As p.	-0,56	-0,75	-0,18	-0,41	-0,63	-0,38	-0,03	-0,32	-0,09	-0,41	0,03	0,09	0,87	0,73	0,70	0,64	-0,08	1,00						
	Mo p.	-0,40	-0,47	0,39	0,30	-0,33	-0,43	-0,40	-0,46	-0,36	-0,40	0,45	-0,37	0,01	0,14	-0,20	0,29	-0,37	0,09	1,00					
	Cd p.	0,49	0,57	-0,53	0,16	0,59	0,84	0,85	0,75	0,87	0,62	-0,36	0,78	-0,09	0,15	0,35	0,11	0,96	-0,08	-0,44	1,00				
	Sb p.	0,58	0,61	-0,67	0,10	0,64	0,80	0,76	0,76	0,70	0,65	-0,25	0,70	-0,09	0,19	0,41	0,10	0,83	-0,19	-0,38	0,83	1,00			
	Pb p.	-0,66	-0,88	-0,02	-0,25	-0,73	-0,57	-0,36	-0,59	-0,39	-0,57	0,23	-0,29	0,77	0,60	0,46	0,57	-0,42	0,80	0,38	-0,46	-0,41	1,00		
	Th p.	-0,56	-0,60	0,39	0,14	-0,51	-0,63	-0,63	-0,68	-0,56	-0,58	0,63	-0,61	0,21	0,06	-0,26	0,07	-0,67	0,10	0,61	-0,69	-0,62	0,52	1,00	
U p.	-0,53	-0,78	-0,11	-0,28	-0,77	-0,55	-0,20	-0,42	-0,39	-0,39	0,32	-0,07	0,81	0,62	0,47	0,49	-0,33	0,79	0,31	-0,36	-0,37	0,91	0,44	1,00	

The chemographs of particulate metal concentrations show very distinct evolution patterns throughout the flood (**Figure V - 12**). All element concentrations were in the range of baseline values at the beginning of the flood and then significantly increased during the event (**Tableau V - 2**). Generally, particulate metal concentrations in SPM tend to decrease with increasing water discharges (e.g. Schleichert, 1975; Bradley and Lewin, 1982; Dawson and Macklin, 1998; Cobelo-Garcia et al., 2004) due to erosion of less contaminated sediments (alluvial floor of the channel and bank deposits; e.g. Bradley and Lewin, 1982; Turner et al., 2002), dilution by soil erosion in the more downstream parts of the watershed (Schäfer and Blanc, 2002) and/or a higher percentage of relatively coarse material. In contrast, increasing particulate concentrations during wet seasons compared to dry season or baseline values have rarely been reported for medium scale watersheds, being more typical for small watersheds with important point sources such as mining tailings (e.g. He et al., 1997; Blake et al., 2003).

During the flood, particulate concentrations of V, U, Ni, As, Pb and Cr and to a lesser extent Co, showed similar evolutions and were closely correlated (**Fig. 3**). These elements did not reach baseline concentrations within 72 h after maximum discharge, although at this point of time, discharge had been stable and similar to pre-flood values ( $\sim 500 \text{ m}^3/\text{s}$ ) for at least 24 h. Like dissolved Co concentrations particulate Co concentrations remained more or less similar to baseline values (**Figure V - 12**).

The good correlation between particulate As concentrations and those of V, U, Cr, Ni, Pb and Co suggests common sources and transport mechanisms during the December 2003 flood (**Figure V - 13a** and **Figure V - 13b**). Additionally, V, U, and Co concentrations were generally well correlated with particulate As in 1999-2002 whatever the hydrological situation (**Figure V - 13a**), suggesting generally common sources, transport mechanisms and behaviour in the Lot River watershed. Variability of particulate U, V and Co concentrations during the flood was similar or even higher than seasonal variations (**Figure V - 13a**). Particulate metal concentrations in SPM of the largest rivers in southwest France show important geochemical anomalies due to exploited or unexploited ore deposits of the Massif Central and Pyrenees, i.e. in the upper watershed reaches (e.g. Schäfer et al., 2002; Bodéan et al., 2004). For example, the most probable source zone of U and As are their common ore deposits in the granite districts of the upper Lot River basin and abandoned arsenopyrite waste (100-300 mg/kg As) in this area (BRGM, 1978; Derré, 1983; Courtin-Nomade et al., 2003).

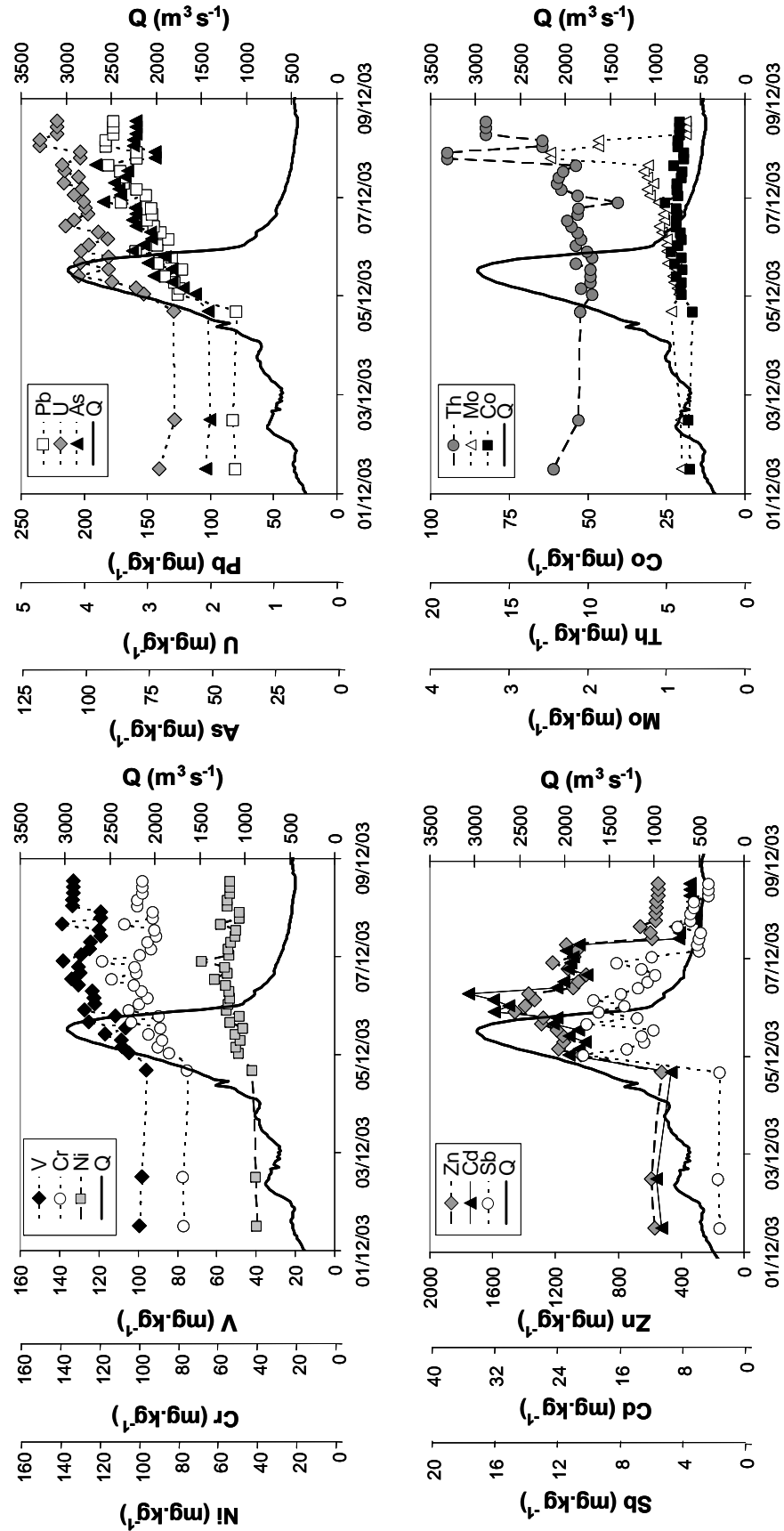


Figure V - 12 : Temporal variations of particulate trace metal concentrations (measured every 3 h) and hourly water discharges during the flood event at the outlet of the Lot watershed (Temple site).

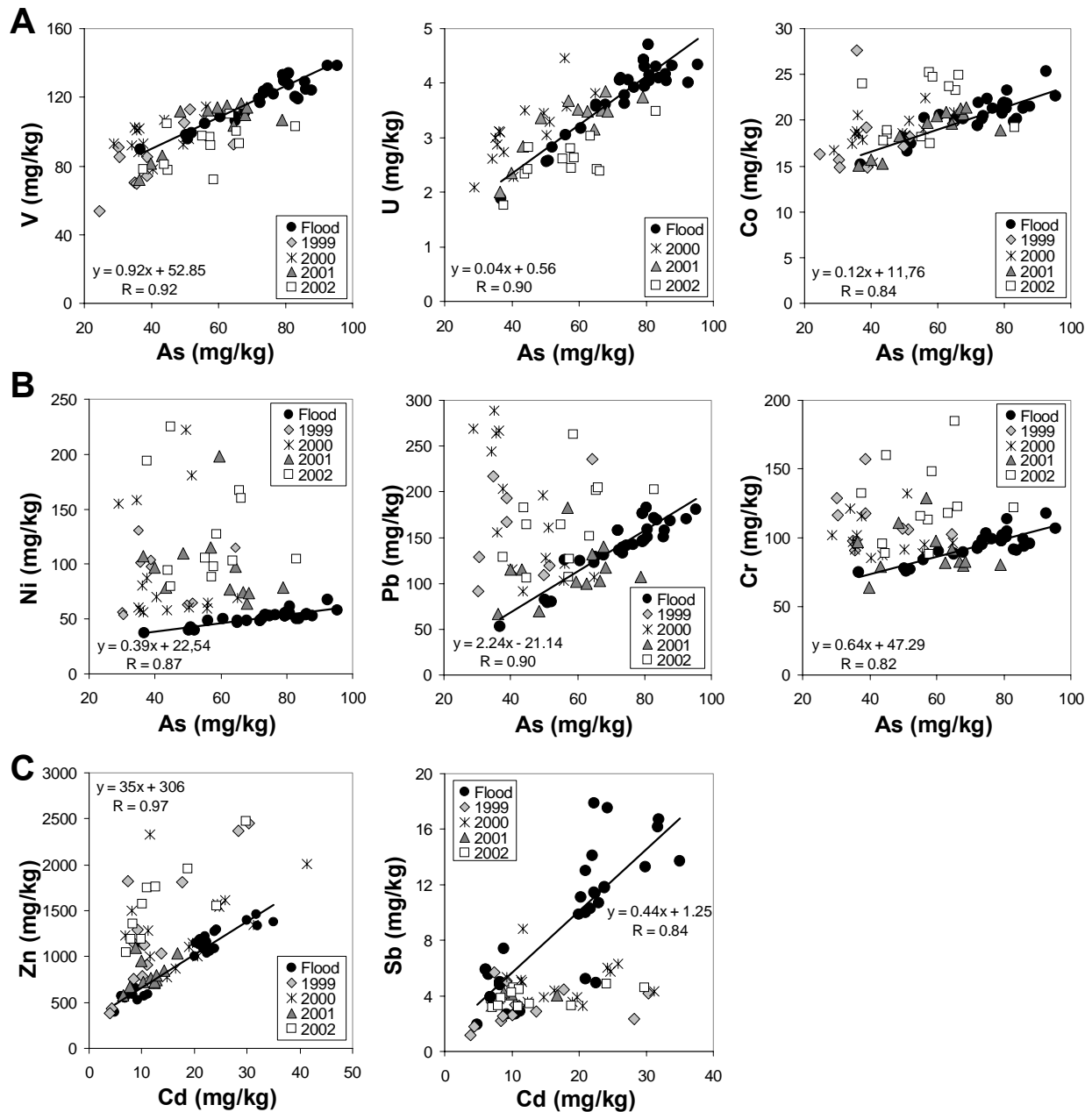


Figure V - 13 : Correlations between the particulate concentrations of V, U and Co with As (group A), between the particulate concentrations of Ni, Pb and Cr with As (group B), and between the particulate concentrations of Zn and Sb with Cd (group C) during the December flood at Temple site. Monthly trace metal concentrations during the 1999-2002 period at Temple are also shown.

In contrast, particulate Ni, Pb and Cr concentrations were correlated with particulate As concentrations only during floods and tended to be much higher during normal and low discharge, essentially in 2002, a very dry year (Figure V - 13b), suggesting dominance of common sources and transport during floods and dominance of other sources and/or transport mechanisms during non-flood situations. In these situations Ni, Pb and Cr concentrations were highly variable and showed maximum values, suggesting important contribution of downstream sources. Indeed, the downstream Lot River watershed is more urbanized and

industrialized than the upstream part and these Ni, Pb and Cr inputs may be related to sewage from urban or industrial sources such as tanneries, metallurgies and motor vehicle traffic (e.g. Korfali and Davies, 2000; Owens et al., 2001; Ramessur and Ramjeawon, 2002; Tariq et al., 2005). In the Seine River (France), lead isotopic studies have shown almost half of the lead transported is of anthropogenic origin (Roy, 1996). Additionally, there are several Pb bearing ore deposits in the lower to central Lot River reaches that might contribute Pb in either particulate or dissolved form (BRGM, 1978, 1984). Variable inputs of dissolved Pb from different point sources could explain the highly variable dissolved Pb concentrations during the flood (**Figure V - 11c**). Particulate concentrations of Zn and Cd and, to a lesser extent, Sb also showed very similar behaviour throughout the flood (**Figure V - 12** and **Figure V - 13c**). In contrast to the first element group, Zn, Cd and Sb concentrations reached baseline values within 48 h after maximum discharge (**Figure V - 12**). However, baseline values of particulate Zn and Cd were high compared with world-wide averages in SPM (240 mg/kg for Zn and 0.3 mg/kg for Cd; Thomas and Meybeck, 1992), whereas baseline values for Sb were similar global average concentrations (2.5 mg/kg; Martin and Whitfield, 1983). The chemograph suggests that the flood event can be divided into five phases, showing three distinct concentration levels (**Figure V - 12**). In contrast, particulate Th concentrations were relatively constant during the major part of the flood event and increased during the third phase of flood attenuation (**Figure V - 12**).

Particulate metal concentrations in SPM during base flow and flood were normalized concentrations in the Upper Continental Crust (UCC; Wedepohl, 1995), revealing important element enrichment factors relative to mean UCC composition for Pb (5-11), Sb (9-60), Zn (10-28), As (25-48) and Cd (61-350). The other studied elements showed enrichment factors lower than three.

### **3.4. Particle distribution and metal partitioning**

Element speciation controls partitioning, mobility, bioavailability and toxicity (Buffle, 1988) of trace metals. The dominant form of trace metal transport is related to both the mobility of the element in the weathering/transport process and the amount of annual solid loads (Pohl et al., 2002; Gaillardet et al., 2003). For each sample, the amounts of particulate metals per volume unit were calculated from SPM and particulate metal concentrations and compared to dissolved metal concentrations. The relative contribution of particulate metals to total load strongly depended on discharge for both increasing and decreasing discharges from



500-800 m<sup>3</sup>/s and did not vary much for discharges greater than 1000 m<sup>3</sup>/s (Figure V - 14). There was no clear difference between rising and falling discharge. Relative contributions of particulate metals systematically were lowest for U, ranging from 30-80% of total metal loads. In contrast, Pb, Zn and Cd showed very high relative contributions (>90% to ~100%) of the particulate phase (Figure V - 14).

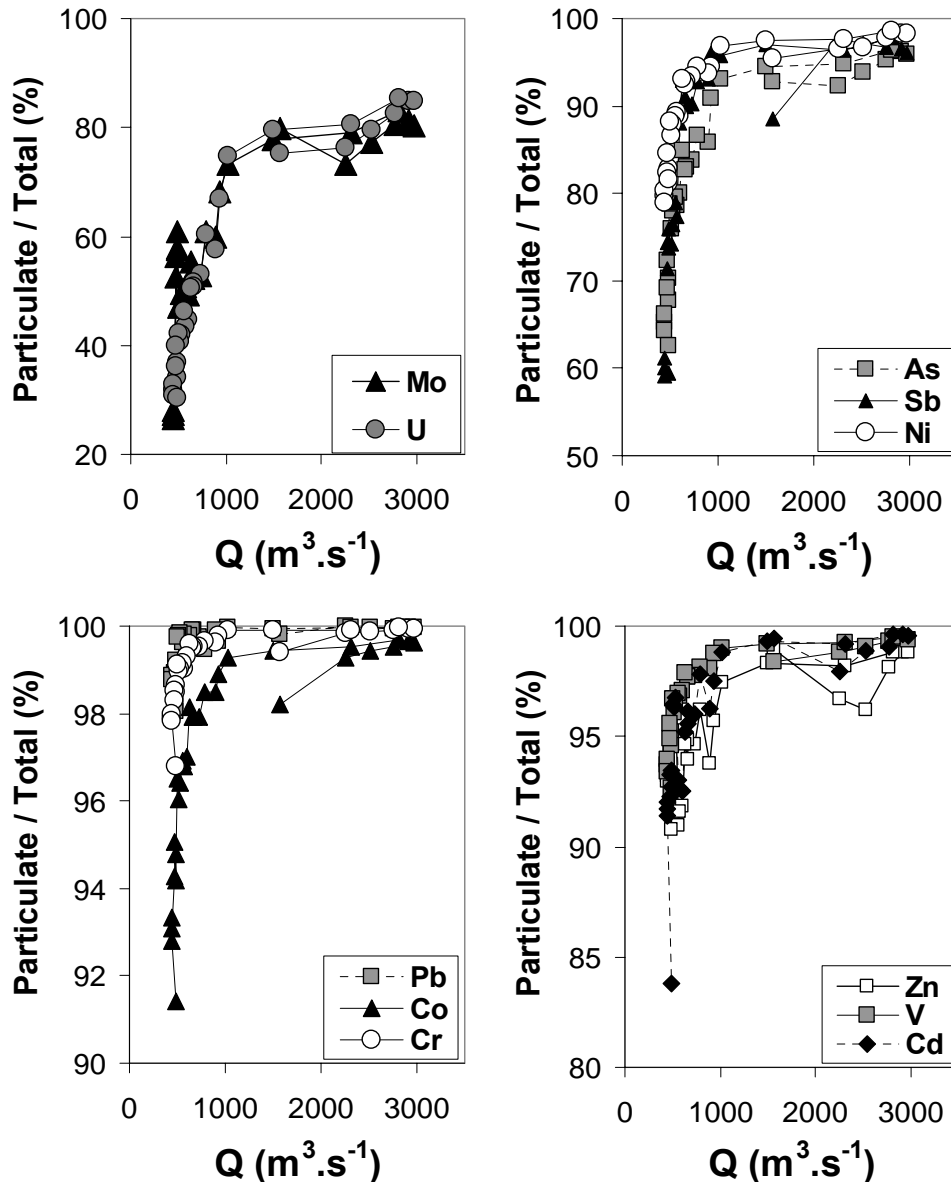


Figure V - 14 : Evolution of relative contribution of particulate metal concentration (ratio between particulate concentration and total [dissolved + particulate] concentration) as a function of water discharge during the December flood at Temple site.

The partition coefficient ( $K_d$ ) of an element is defined as the ratio of particulate to dissolved (filter-passing) metal concentrations. The partitioning of the studied metals classed by increasing  $K_d$  values showed the following sequence:  $U < Mo < As < Sb < Ni < Zn < Cd < V < Co < Cr < Pb$  (Tableau V - 2).

The log  $K_d$  values showed a consistent decrease with increasing SPM concentrations for V, As, Mo, U and Ni with slopes between -0.14 and -0.43 (**Figure V - 15a; Tableau V - 2**). A similar but less consistent trend was observed for Zn (**Figure V - 15b**). Although temporal variability of dissolved and particulate Cd and Sb concentrations was rather parallel to that of Zn, there was no evident relationship between log  $K_d$  and SPM concentration for Cd and Sb (**Figure V - 15**). As dissolved and particulate Co concentrations did not vary throughout the flood,  $K_d$  did not either (**Figure V - 11c**). Chromium, and to a lesser extent Pb, showed increasing log  $K_d$  values with increasing SPM concentrations (**Tableau V - 2; Figure V - 15c**), mainly due to low or even decreasing dissolved metal concentrations when particulate Cr concentrations clearly increased (**Figure V - 11c; Figure V - 12**).

The decrease of  $K_d$  with increasing SPM concentrations is a commonly observed phenomenon in fluvial and marine environments (e.g. Benoit et al., 1994; Honeyman and Santschi, 1988; Tang et al., 2002), called “particle concentration effect” (pce; O’Connor and Connolly, 1980). This effect has been attributed to different mechanisms. Laboratory experiments showed that physical interactions between particles may result in a particle induced desorption (DiToro et al., 1986). Observation of natural systems led to two possible, non-exclusive explanations (Benoit and Rozan, 1999). Firstly, the presence of an important filter passing colloidal fraction (1 nm-1  $\mu\text{m}$ ; e.g. Martin et al., 1995; Gustafsson and Gschwend, 1997) may result in a significant filtration artefact (Horowitz et al., 1992; Santschi et al., 1997), increasing metal concentrations in the so-called dissolved phase. Consequently, this may result in low  $K_d$  values although truly dissolved metal concentrations may be very low (Benoit, 1995). Secondly, an increase of particles with low specific areas and surface complexation site densities (e.g. due to increasing grain sizes or changed mineralogy; e.g. Horowitz, 1991; Buffle and van Leeuwen, 1992; Hart and Hines, 1995; Benoit and Rozan, 1999; Lead et al., 1999) during high discharge may dilute particulate metal concentrations, also resulting in low  $K_d$  values. Different operational and calculative approaches have been proposed to correct for the filtration artefact and/or grain size influence, resulting in more or less constant  $K_d$  values independent from SPM concentration (Honeyman and Santschi, 1989; Santschi et al., 1997; Benoit and Rozan, 1999; Tang et al., 2002).

During the flood, filtration of three manual samples collected through 0.02  $\mu\text{m}$  filters separated an important coarse part of the colloidal fraction from the dissolved phase (e.g. Lead et al., 1999; **Tableau V - 2**). Although the 0.02  $\mu\text{m}$  filtration does not separate smaller colloids, the 0.02-0.2  $\mu\text{m}$  fraction should play an important role in case of a potential filtration artefact due to abundant filter-passing particles. During the flood, the importance of the 0.02-

0.2  $\mu\text{m}$  fraction for the so-called dissolved metal concentrations depended on the element (Tableau V - 2).

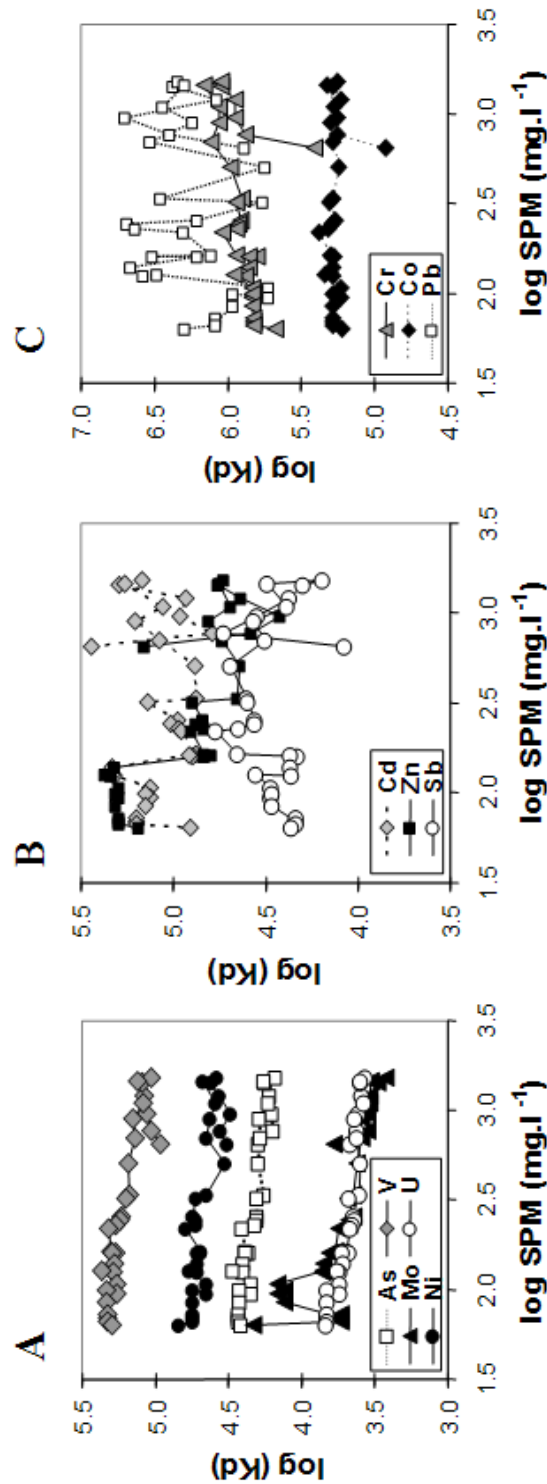


Figure V - 15 : Evolution of log partition coefficient ( $K_d$ ) versus log SPM concentration at Temple site during the December flood event.

For V, Co, Cr, As, Ni, Mo, Sb and U the eliminated colloidal fraction (0.02-0.2  $\mu\text{m}$ ) represented less than 15% of total dissolved metal concentrations. These results obtained for the flood samples are consistent with a larger dataset obtained from our permanent

observation throughout the year 2003 (**Tableau V - 2**). Consequently, the observed pce can probably not be explained by filtration artefacts for V, Co, As, Ni, Mo, Sb and U. In contrast, the dissolved Pb, Zn and Cd concentrations were dominated by this coarse colloidal fraction (0.02-0.2  $\mu\text{m}$ ; **Tableau V - 2**). These results are consistent with those found in New Jersey Pinelands streams based on a 10kDa-cutoff to separate total dissolved (<0.45 $\mu\text{m}$ ) riverine metals into colloidal and truly dissolved fraction : 88% for Pb, 46% for Cd and 31% for Zn (Ross and Sherrell, 1999). The amounts of metals associated with colloids depend on their relative affinity for humic substances and their reactivity with particle surfaces (Sañudo-Wilhelmy et al., 1996). In the Lot River, the affinity of trace elements for metal-organic (C18-extracted) complexes strongly depends on the metal, whatever the hydrologic situation showing a general order of binding strength Cu, U > Co, Ni > V, Mo > Cd (Lemaire et al., in press). Accordingly, in the studied system the role of the C18 extracted organic phase (e.g. humic acids, Chester et al., 1990; proteins, Pasternak et al., 2001; phosphonates, Nowack, 2003) in dissolved Cd transport appeared to be negligible (Lemaire et al., in press). Although Zn, Cd and Pb showed important colloidal fractions, only Zn presented a pce, whereas Kd values of Cd did not show a clear trend and those of Pb even increased with increasing SPM concentrations (**Figure V - 15**). Consequently, our data do not support the hypothesis of pce as a filtration artefact. These results are consistent with the observation of a pce in the polluted section of the Vistula River, although dissolved metals were almost exclusively present in the so-called truly dissolved phase (<1 kDa; Guéguen and Dominik, 2003).

The second explanation for pce reported by Benoit and Rozan (1999) was dilution of metal-rich particles by coarser particles with less complexation/sorption sites, typically going along with decreasing particulate metal concentrations and decreasing Kd values. However, for most of the studied metals, particulate concentrations during the flood were clearly higher than baseline values (**Figure V - 12**). The strongest increase of particulate metal concentrations often coincided with rising and maximum discharge and SPM concentrations, when current velocities were sufficiently high to erode and transport coarse particles (**Figure V - 12**). The general increase of particulate metal concentrations (compared to baseline values) and the element specific relation between SPM and particulate metal concentrations (**Figure V - 16**) are not consistent with the hypothesis of dilution by coarse particles with low metal concentrations. Consequently, none of the two generally exposed hypotheses can explain the pce observed in the Lot River during the December 2003 flood.

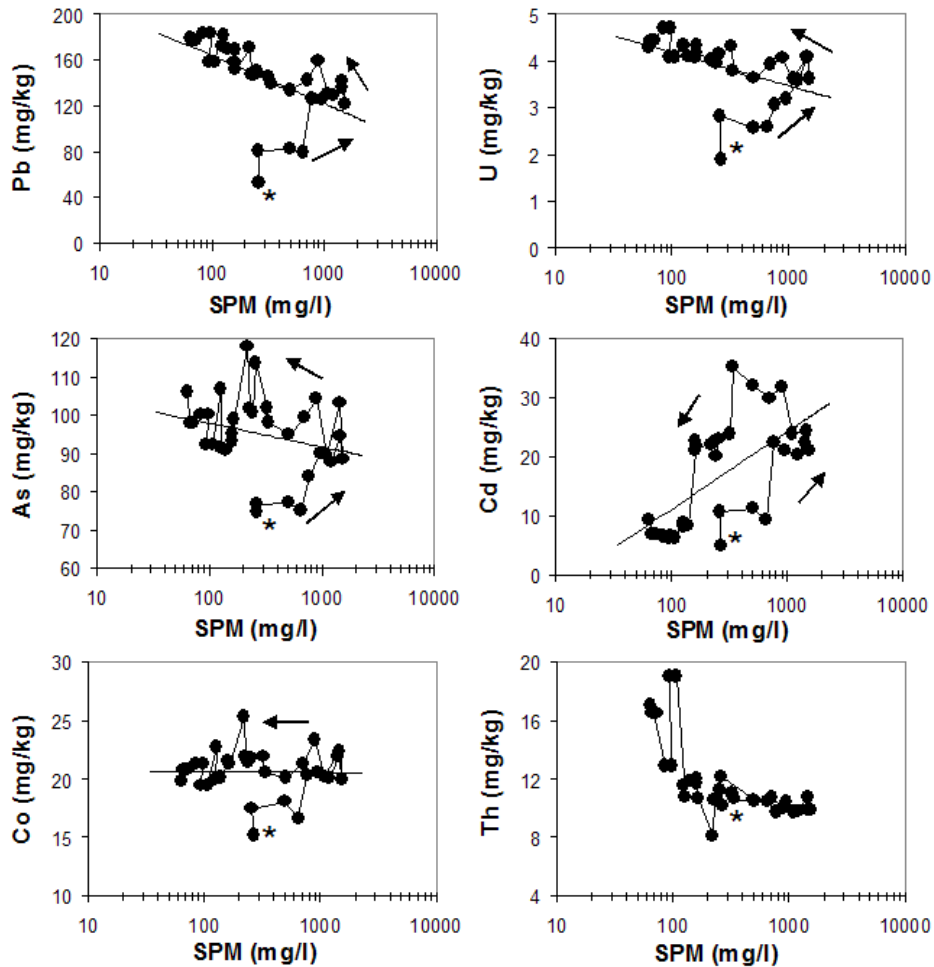


Figure V - 16 : Evolution of particulate trace metal concentrations as a function of SPM concentrations during the flood event at Temple site (hysteresis loops); star symbol represents the starting point/first sample (04/12/03 16:00).

The relationships between  $K_d$  values and dissolved (Figure V - 17a) and particulate metal (Figure V - 17b) concentrations show whether  $K_d$  variations are rather controlled by the dissolved or by the particulate phase. For example, the observed  $K_d$  decrease with increasing SPM concentration observed for As, U and V (Mo and Ni; not represented) was due to both, increasing dissolved concentrations and decreasing particulate concentrations ((Figure V - 17a, b). For Zn,  $K_d$  decrease during the flood was mainly due to increasing dissolved concentrations by a factor  $> 10$  whereas particulate Zn concentrations decreased only by a factor of  $\sim 3$  (Figure V - 17a, b). The evolution of Cr  $K_d$  values is positively correlated with dissolved Cr concentration. During maximum discharge, minimum dissolved Cr concentrations coincided with increasing particulate concentrations resulting in an “inverse pce”, i.e. increase of  $K_d$  values with increasing SPM concentrations (Figure V - 15). Although, the  $K_d$  values of Pb and Cd were negatively correlated with dissolved concentrations (Figure V - 17), there was no pce as dissolved Pb and Cd concentrations were not related with water discharge and SPM concentrations. Antimony did not show pce, as

there was no clear relationship between  $K_d$  and dissolved and/or particulate Sb concentrations (Figure V - 17a,b).

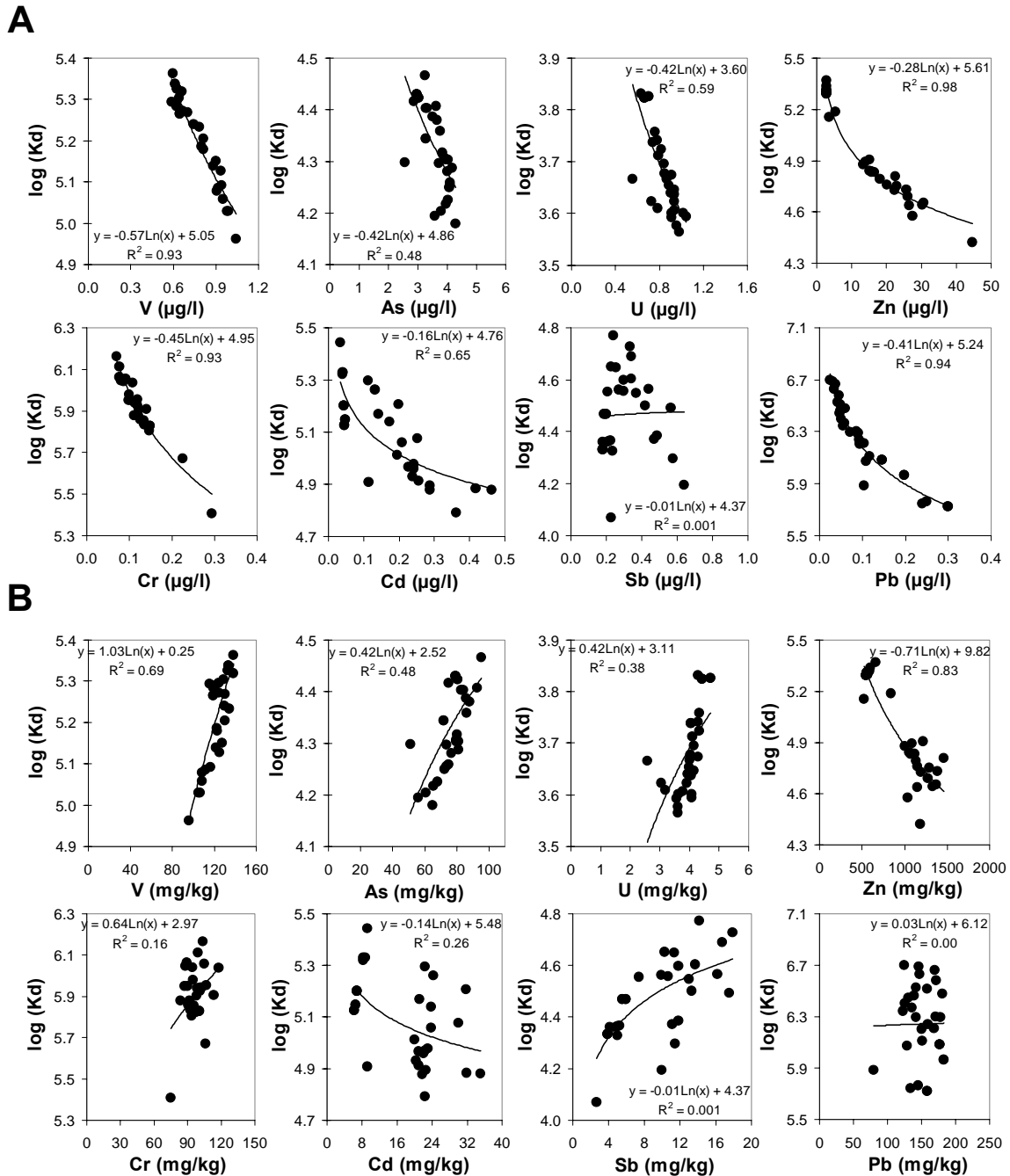


Figure V - 17 : Log partition coefficients of trace elements as a function of dissolved concentration (A) and as a function of particulate concentration (B).

Variations of  $K_d$  values and their relationships with variations of either dissolved and/or particulate concentrations during the flood strongly differed from one element group to another. Consequently,  $K_d$  variations cannot be attributed to a general mechanism such as dilution of the dissolved and particulate phases, but were rather due to element specific variations of dissolved and, to a lesser extent, particulate metal concentrations.

### **3.5 Impact of flood events on fluvial SPM and metal transport**

Suspended particulate matter fluxes during the December 2003 flood were estimated 440,000 t accounting for 75% of annual SPM fluxes in 2003 (590,000 t). Annual SPM fluxes ranged from 97,000 t in 2002 (dry year) to 890,000 t in 2001 (mean year; important river-bed dredging; Audry et al., 2004a). Consequently, sediment yields in the Lot River are highly influenced by hydrological parameters and/or human activities and cover a wide range of specific sediment yields ( $6 \text{ t/km}^2/\text{an}$ - $80 \text{ t/km}^2/\text{an}$ ), similar to that reported for contrasted rivers in southwest France (Coynel et al., 2004). During the December 2003 flood, the majority (> 80%) of metal transport occurred in the particulate phase (**Tableau V - 2**). Many authors (e.g. Gibbs, 1973, 1977; Bradley and Lewin, 1982; Salomons and Förstner, 1984) estimated that metal fluxes associated with SPM transport represent ~90% of the total metal flux composed by dissolved phase, suspended matter and bedload transports. Dominance of SPM associated metal fluxes in fluvial trace element transport in the Lot River is similar to that in four NASQUAN basins (>75%, except Sr; Horowitz, 1995; Horowitz et al., 2001a).

The metal transport during the December 2003 flood was compared to mean annual metal fluxes in the Lot River during 1999-2002, including contrasted hydrological years. For this, metal transport in 1999, a mean hydrological year (mean annual discharge:  $159 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), served as a reference. River water fluxes during the December 2003 flood were  $\sim 0.6 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{yr}$ , representing ~12% of annual water discharge in 1999 ( $5.0 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{a}$ ). Accordingly, dissolved V and Mo fluxes during the flood represented 11% and 14% of the respective annual dissolved metal fluxes in 1999 suggesting that even strongly contrasted hydrological conditions have little impact on dissolved V and Mo concentrations (**Table 1**). In contrast, dissolved As, Cd and Zn showed clearly higher values (16-24%), whereas dissolved Cr and Pb fluxes only represented 3 % and 5 %, respectively, compared to dissolved fluxes in 1999.

Fluxes of SPM during the flood represented ~65% of annual SPM fluxes in 1999 (Audry et al., 2004b). Similarly, particulate Cr and Co fluxes during the flood week represented 62% and 72% of the annual particulate metal transport in 1999, reflecting the generally low variability of particulate Co concentrations during moderate to high discharge (**Fig. 3, Table 1**). In contrast, particulate fluxes of the other metals compared to annual particulate metal fluxes in 1999 represented 20 % (Mo) to 140 % (Cd, As; **Table 1**), highlighting the element dependent potential impact of particulate transport in heterogeneous medium-scale watersheds.

### **3.6 Relationship between dissolved concentrations and discharge**

Dissolved metals potentially are derived from rain water, runoff, rock weathering, particle-water exchanges, pore water and direct point sources (Chester, 1990). However, metal inputs by rain water cannot explain the observed dissolved metal concentrations during the flood as metal concentrations in rain water from several stations in the Lot River watershed generally are lower than those measured in the Lot River during the flood (except for Pb, **Tableau V - 2**). The evolution of dissolved metal concentrations reflects only partly that of particulate concentrations. This may be due to superposition of source and equilibration effects between the dissolved and particulate phases. Variations of dissolved metal concentrations suggest four different types of behaviour. For the first element group (Mo, As, V, U, Ni), we assume the dominance of common sources, common transport and similar interactions with the particulate phase. Rember and Trefy (2004) attributed the correspondence between peak levels of trace metal with highest discharges (and DOC concentrations) in Alaskan Arctic Rivers to soil interstitial water and shallow water diluted by snowmelt and flushed from surrounding soils. A similar cycling is reported for small Pinelands River with high discharge promoting hydrologic flushing of metal-rich shallow groundwater (Sherrell and Ross, 1999). Accordingly, we propose that the strong concentration increase at the beginning of the flood and the smooth decrease after maximum discharge were attributed to runoff in the whole watershed, flushing these elements from top soils into the river.

In contrast, dissolved Cr behaviour was interpreted as dilution of Cr bearing waters, derived from rock weathering and/or anthropogenic sources, by runoff. The common behaviour of dissolved Cd and Zn concentrations is very different from that of the other elements and cannot be explained by runoff or dilution. In contrast to all other measured elements, dissolved Co concentrations did not vary throughout the flood, suggesting homogeneity of Co concentrations derived from different sources including rain water and/or compensation of source effects by dilution or rapid equilibration. Relatively constant dissolved Co concentrations independent from river discharge were reported for the Hudson River Estuary and attributed to rapid equilibration between the dissolved and particulate phases within the estuary (Tovar-Sanchez et al. 2004).

Dissolved metal concentrations showed different concentrations for a similar discharge, depending on whether the sample was taken during increasing or during decreasing discharge (**Figure V - 18**). Dissolved U, Mo, As and Sb concentrations showed counter-



clockwise hysteresis loops, whereas Ni, V, Zn, Cd and Pb showed more complex evolutions (Figure V - 18).

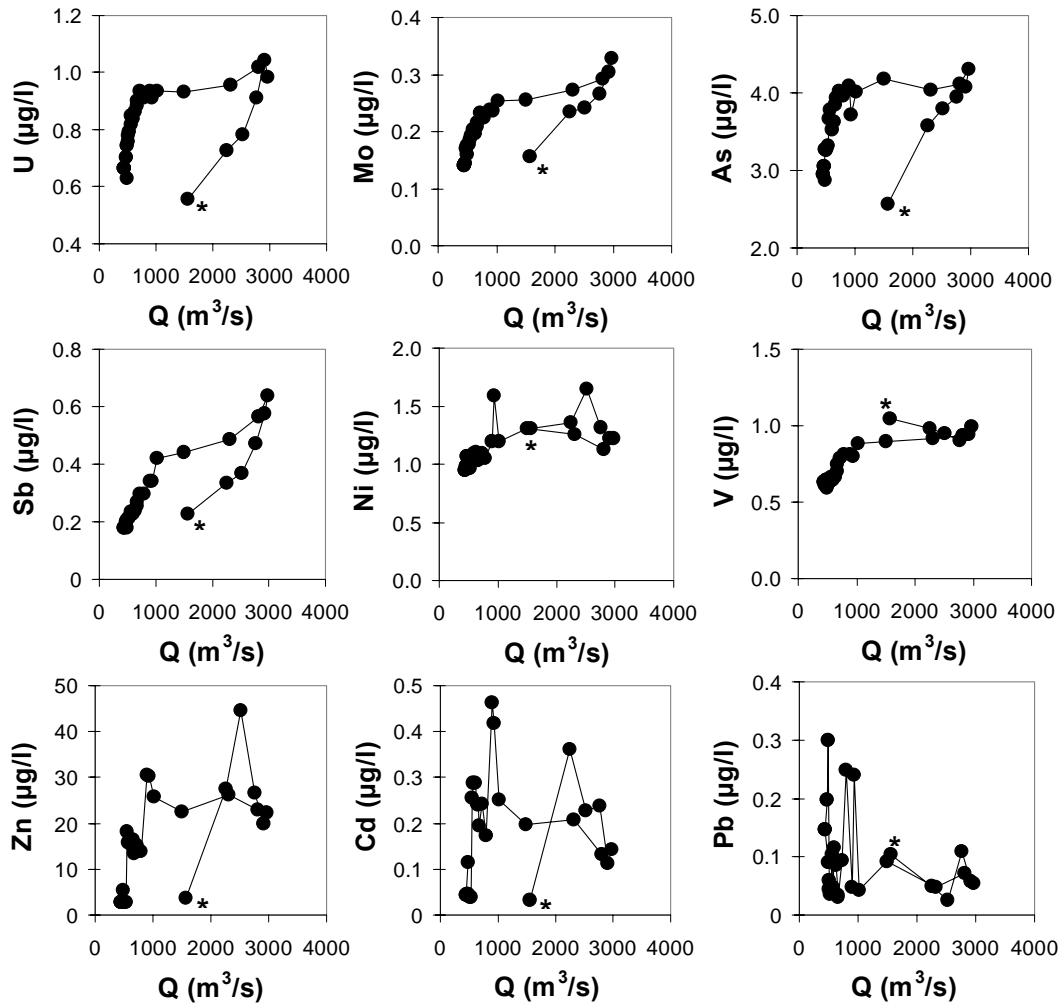
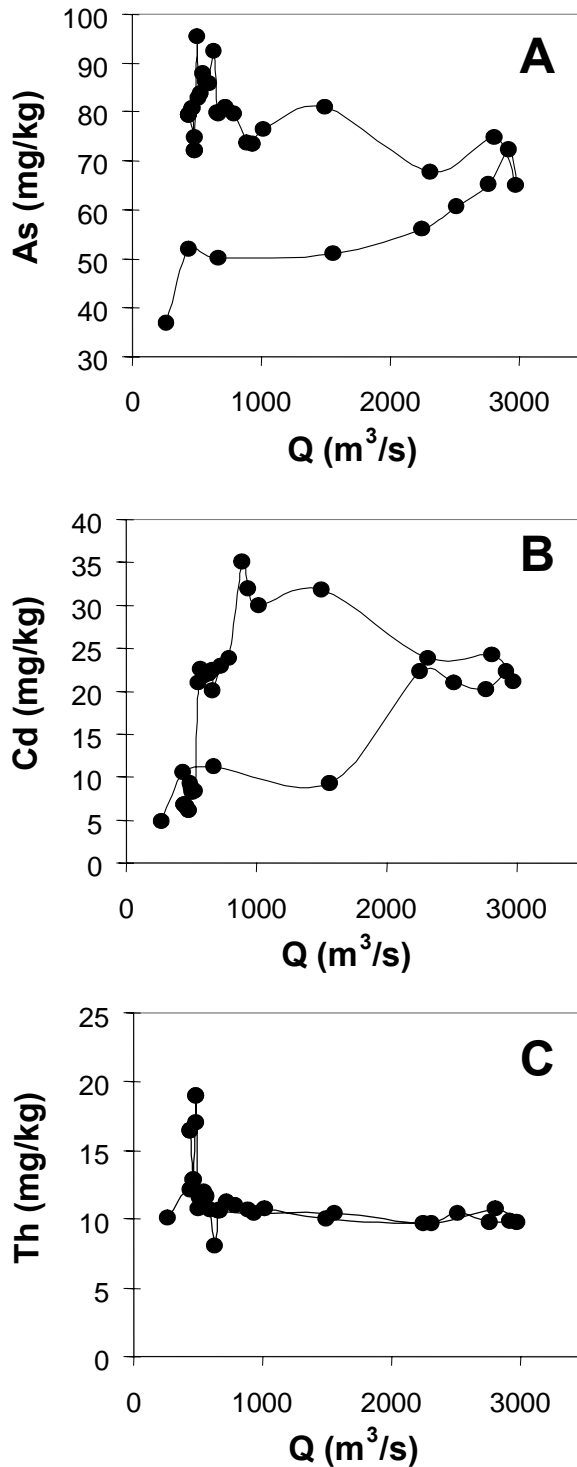


Figure V - 18 : Evolution of dissolved trace metal concentration versus water discharges during the flood event at Temple site, showing complex hysteresis loops; star symbol represents the starting point/first sample (04/12/03 16:00).

However, the most pronounced hysteresis loops were observed for metals with low mean  $K_d$  values and the relations between dissolved metal concentrations and discharge were more complex for elements with high mean  $K_d$  values. Counter-clockwise hysteresis loops for dissolved heavy metals during storm events may be attributed to subsurface inputs (throughflow and groundwater) with slow response due to low moisture levels (Blake et al., 2003). In the Lot River, the December 2003 flood happened after 10 months of very low discharge and groundwater levels were extremely low, which could explain the counterclockwise hysteresis loops. However, the marked differences observed for the different element groups suggest either very different dissolution/desorption kinetics in the upper soil, different adsorption kinetics in the river and/or different sources.

### 3.7 Relationship between particulate concentrations and discharge

Variations of particulate metal concentrations with changing discharge are illustrated by three selected metals (As, Cd and Th) representing the three different behaviour patterns observed (**Figure V - 19**). Particulate As concentrations were selected to represent the similar



behaviour of V, U, Ni, Co and Pb, showing counter-clockwise hysteresis with an open loop (**Figure V - 19a**).

An open hysteresis loop suggests that particles transported at the end of the observation period still showed metal concentrations clearly higher than baseline values. This may be due to continued supply of metal rich particles or decreasing particle grain size during flood attenuation. In contrast, particulate Cd, Zn and Sb concentrations, showed closed counter-clockwise hysteresis loops (**Figure V - 19b**). Particulate Co and Th concentrations showed more or less constant concentrations, except for three samples at the end of flood attenuation (**Figure V - 12**, **Figure V - 19c**). In Spanish river sediments, particulate Th was present in the residual fraction reflecting very weak mobility (Martinez-Aguirre et al., 1995). Considering Th as the less mobile element during laterization, Th was used to correct the contents of others elements in soil profiles (e.g. Braun et al., 1993; 1998; Wenbo et al., 2004).

**Figure V - 19 :** Examples of hysteresis loops for particulate trace metal concentrations and water discharge during the flood events at Temple site.

Therefore, the exceptional particulate Th concentrations after the flood were attributed to the presence of fine-grained particles, suggesting that normalization of particulate metal concentrations by particulate Th concentrations could correct for potential grain size variations. Indeed, after Th normalization we obtained closed hysteresis loops for As, V, U, Ni, Co and Pb, i.e. for all metals that showed open loops without normalization (e.g. As (e.g. As; **Figure V - 20a**). This suggests that for these elements different concentrations at the beginning and at the end of the flood were mostly due to grains size effects.

### **3.8 Identification of sources**

Thorium-normalized Cd and As concentrations, representing both metal groups with different temporal variability of particulate concentrations, were used to distinguish contrasted situations that successively occurred during the flood. Samples collected at the beginning of the flood showed low normalized Cd and As concentrations (domain I; **Figure V - 20a**). The second domain (II) comprises Th-normalized Cd concentrations from 1.7-2.5 and Th-normalized As concentrations from 5.5-9. The third domain (III) presents normalized Cd concentrations greater than 2.5 and normalized As concentrations around 7-8. The following ten samples again belonged to domain II, reflecting the evolution of particulate Cd concentrations (**Figure V - 12**). Domain IV was characterized by low normalized Cd concentrations similar to initial values, whereas normalized As concentrations remained high. Samples collected at the end of the flood plotted together with the first samples in domain I (**Figure V - 20a**). The isolated values entitled RM and BP represent the means of three separate daily samples collected during the flood at the sites Riou Mort and Boisse Penchot, respectively (**Figure V - 20a; Tableau V - 2**). Consequently, the domains III and IV appeared to be strongly influenced by these two contrasted source zones (**Figure V - 20A**). These results are consistent with those derived from our permanent observation network, showing that high Cd concentrations are typically derived from the Riou Mort watershed (Audry et al., 2004a,c), whereas maximum As concentrations are mainly related to particles derived from a granite districts of the upper Lot River (e.g. Courtin-Nomade et al., 2003). Consequently, we propose that the observed temporal variability of dissolved and particulate metal concentrations during the flood event was mainly related to successive dominance of inputs derived from different sources.

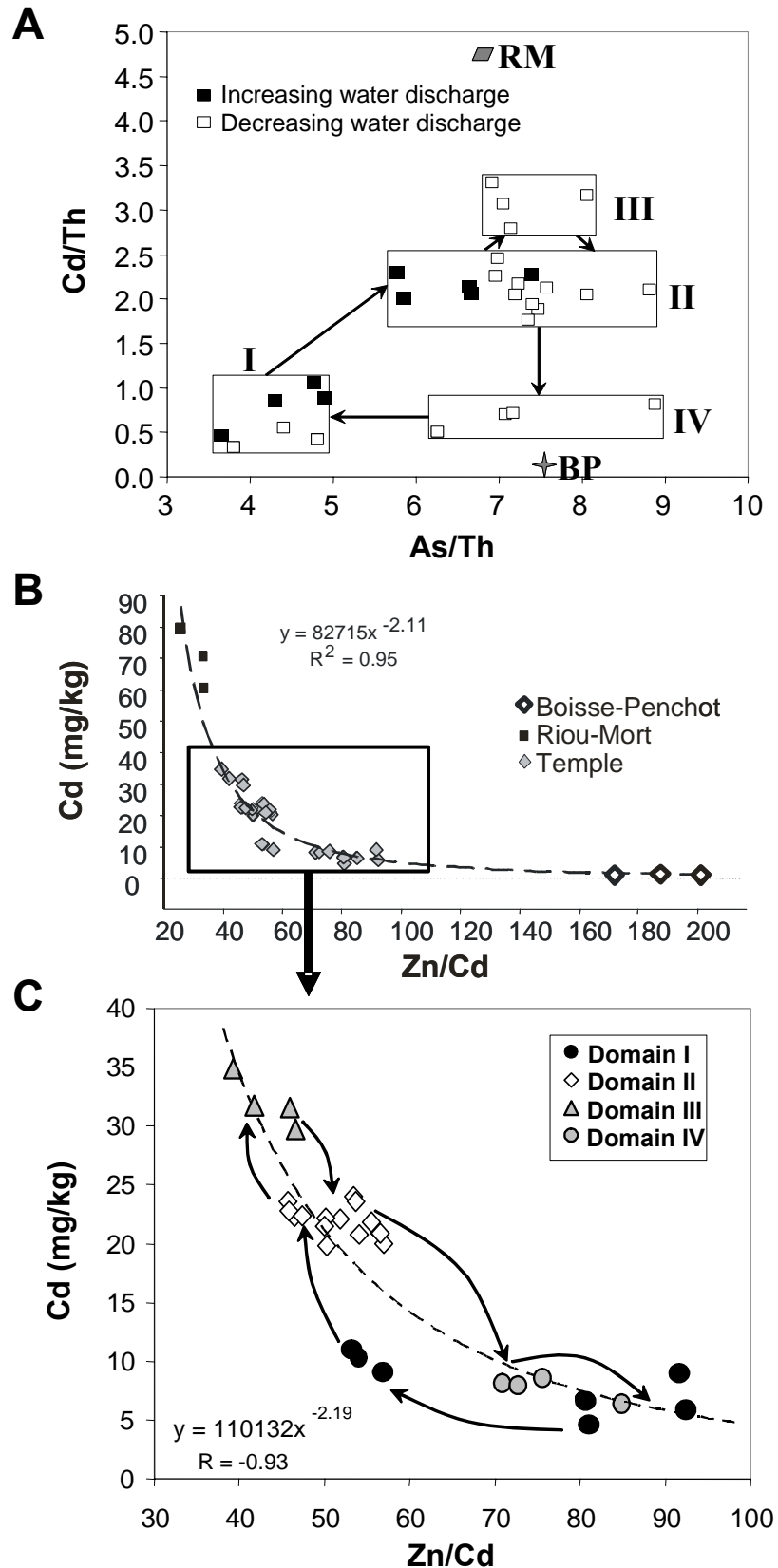


Figure V - 20 : A - A - Plot of Cd/Th vs. As/Th in SPM collected at Temple site during the december flood event – the mean of ratios of Boisse Penchot (BP) and Riou Mort (RM) are also shown. B – Plot of particulate Cd concentrations vs. Zn/Cd ratios at the three sites during the flood events. C – Plot zoom of concentrations vs. Zn/Cd ratios at the Temple site; samples corresponding to domain (I-IV) defined in A are identified.

### 3.8.1. Zn/Cd ratio as a tracer of particles derived from the Riou Mort watershed

By using Zn/Cd element ratios we tried to better characterize the role of the different source zones. Particles derived from the former Zn ore treatment area in the Riou Mort watershed typically show high Cd concentrations and low Zn/Cd ratios (<50; Audry et al., 2004c). The Lot River sediments downstream from the Riou Mort confluence also show low and nearly constant Zn/Cd ratios (47+/-6), whereas Zn/Cd ratios in parts of the Lot River watershed not affected by this contamination typically are much higher and more variable (130-200; Audry et al., 2004a). Intermediate Zn/Cd ratios, resulted from mixing of particles derived from end-members, i.e. the Riou Mort and Lot River, represented by the site Boisse Penchot (**Figure V - 20b**; Audry et al., 2004a). During the flood, Cd concentrations at Temple site were slightly higher than those generally observed during 1999-2002 and Zn/Cd ratios were lower (down to 40-45; **Figure V - 20b**; **Tableau V - 2**).

Cadmium concentrations and Zn/Cd ratios in flood particles attributed to the four domains defined above (**Figure V - 20a**) suggest two opposite evolutions reflecting successive mixing proportions (**Figure V - 20c**). Indeed, initial particle mixtures were relatively close to the Lot River end member and then they showed a stepwise increase in contribution of the Riou Mort end member (domains II and III). The second evolution suggests stepwise decrease in Riou Mort end member contribution towards initial particle mixtures (**Figure V - 20c**).

During the December 2003 flood and during a number of situations in 1999-2002, particulate Zn and Cd concentrations were closely correlated and showed Zn/Cd ratios close to 50 (**Figure V - 13c**). This Zn/Cd ratio is characteristic for SPM and sediment with elevated Cd concentrations and is a useful geochemical tracer for particles derived from the Riou Mort watershed (Audry et al., 2004a; 2004c). However, the Zn/Cd ratio does not allow distinguishing between particles recently emitted by the Riou Mort basin and historic particles derived from sediment reservoirs after months, years or even decades of storage. The successions of different geochemical signatures representing the identified domains and SPM mass balances during the flood suggest that transported particles were not only derived directly from the two end members RM and BP, but also from an additional reservoir located more downstream. This particle stock necessarily shows intermediate Cd concentrations and Zn/Cd ratios, similar to those of particle mixtures between the two known end members. There was no evidence for the existence of a third end member with an own geochemical signature.

### 3.8.2. Impact of flood management on SPM and metal transport

During the December 2003 flood, particulate Sb was relatively well correlated with particulate Cd and showed very high concentrations, 2-3 fold higher than typical Sb concentrations during various hydrological situations in 1999-2002 (**Figure V - 13c**). Flood samples with high particulate Sb concentrations ( $>10$  mg/kg) showed high Cd concentrations ( $>20$  mg/kg) and low Zn/Cd ratios of  $\sim 50$ , whereas in other hydrological situations, SPM with similarly high Cd concentrations showed relatively low Sb concentrations ( $<5$  mg/kg) and high Zn/Cd ratios (**Figure V - 13c**). Additionally, high particulate Sb concentrations (5-18 mg/kg, unpublished data) were only measured below 80 cm depth in dated reservoir sediment cores from Cajarc site (**Figure V - 10**), whereas Sb concentrations in the upstream Lot River reservoir sediments were generally below 3 mg/kg. As particulate Cd and Sb concentrations were closely correlated during the flood, high particulate Sb concentrations were attributed to recent or older particles derived from the Riou Mort basin. Moreover, Cd and Sb concentrations in historic Lot River sediments downstream from the Riou Mort confluence are much higher than those in recent sediments and SPM (Audry et al., 2004c), the exceptionally high particulate Sb concentrations during the flood suggest important resuspension of historic sediment. Indeed, as the studied flood event was predicted by regional hydrologic services, most of the reservoir dams in the Lot River were opened before the flood wave arrived, to limit inundation risks. Consequently, the most important sedimentation zones, containing the major part of the polluted Lot River sediments (e.g. Lapaquellerie et al., 1995; Audry et al., 2004c) were exposed to unusually high current velocities. During this flood, SPM concentrations reached values up to 1500 mg/l, i.e. 3-times higher than typical flood values observed during the preceding 13-years observation period (1990-2002). Given the important impact of local riverbed dredging on trace metal transport and annual budget in the Lot River (Audry et al., 2004a), exceptionally high discharge and management related riverbed erosion certainly played an important role in the floods mass balance.

Sediment resuspension may enhance particulate element transport and release dissolved elements from interstitial water to the water column. Therefore, although dissolved metal concentration in the pore water of the Lot River sediments (**Tableau V - 2**) are much higher than dissolved metal concentrations in river water during 1999-2002 and during the flood, dissolved metal fluxes cannot be explained by pore water release due to riverbed erosion. Indeed, assuming that total SPM flux at Temple was related to erosion of riverbed sediment and taking into account pore water volumes (porosity at the sediment-water

interface is 0.88 and 0.89 at Cajarc and Temple respectively; Audry et al., 2004a), density of sediment ( $1.8 \text{ t/m}^3$ ) and dissolved metal concentrations in interstitial water (Audry et al., 2004a; **Tableau V - 2**), maximum pore water contribution to dissolved metal fluxes was ~4% for Co, 1% for Pb, 0.6% for Cr and clearly lower than 0.3% for most elements.

### **3.9. Quantification of source zone contribution**

The December 2003 flood was due to heavy rainfalls starting in the headwater reaches and rapidly covering the whole Lot River watershed (METEO France). Given the watershed dimensions, we suppose that particles reaching the outlet of the watershed first were derived from near i.e. downstream sources, whereas particles originating from more distant sources reached the sampling site at a later stage of the flood. Consequently, the succession of different particle groups with distinct geochemical signatures (domains I-IV; **Figure V - 20**) was interpreted as the result of successive dominance of sources from downstream to upstream.

Based on mean element concentrations and Zn/Cd ratios in the Lot River sediments (Audry et al., 2004a) and those measured at the three observation sites during the flood, we estimated contributions of different source zones to SPM and particulate metal transport during the flood (**Tableau V - 4**). During the first part of the flood low particulate Cd and As concentrations, combined with high Zn/Cd ratios (domain I, increasing discharge) suggest dominance of particles derived from the upstream of the Lot River and (for a minor part) from plains adjacent to the downstream reaches of the Lot River. Indeed, particles from deep riverbed sediments, the Riou Mort watershed or the upstream Lot River would have shown clearly higher Cd and As concentrations, respectively, as well as different element ratios (**Tableau V - 4**). However, these samples were probably already influenced by erosion of surface sediment (0-10 cm; Cd: 14 mg/kg, Zn/Cd=58) which is much less polluted than older, deeper sediment (Audry et al., 2004c; **Tableau V - 4**).

Mean particulate As concentration in the upper 10 cm of the reservoir sediments at Temple site ( $\sim 50 \text{ mg.kg}^{-1}$ ; unpublished data) is similar to that in SPM at the beginning of the flood, whereas important contribution of particles from more upstream reaches would probably have caused much higher particulate As concentrations.

During the second phase of the flood, element concentrations clearly increased and Zn/Cd ratios decreased (domain II particles; **Figure V - 20c**), suggesting an increasing contribution of deeper (>10 cm) sediment with high Cd concentrations and low Zn/Cd ratios (**Tableau V - 4**). Erosion of such a thick sediment layer may be explained by sediment

exposure to unusually high current velocities due to extreme discharge and/or opening of the reservoir dams.

Tableau V - 4 : Estimated contribution of different source areas to SPM flux. References (1) : Mean heavy metal concentrations (Cd, Zn et Pb ; mg/kg) in the first 10 cm of the two sediment cores retrieved in 2001 at Cajarc and Temple (Audry et al., 2004c). (2) : Mean integrated heavy metal concentrations (Cd, Zn et Pb ; mg/kg) in the two sediment cores retrieved in 2001 at Cajarc and Temple (Audry et al., 2004b).

	Measured		Calculated				
	SPM (t)	Cd (mg/kg)	SPM flux (t)				
			Upper sed. dams	Integrated sed. dam	Riou Mort	Upstream	As-rich zone
Domain I (a)	600	4.5	160	-	-	440	-
Domain I (b)	122 500	10.1±0.7	76 800	-	-	45 700	-
Domain II	267 000	22.1±1.2	-	97 000	-	170 300	-
Domain III	39 000	32.2±1.8	-	11 300	8 000	19 800	-
Domain IV	7 600	7.7±0.9	-	-	-	-	<7600
Flood SPM	436 700		76 960	108 300	8 000	236 240	<7600
Cd (mg/kg)			14 <sup>(1)</sup>	59 <sup>(2)</sup>	77.5±6.9	1.1±0.2	-
Theoretical Cd flux (kg)			1 100	6 400	620	260	<60
Zn (mg/kg)			810 <sup>(1)</sup>	2505 <sup>(2)</sup>	2161±123	228±6.5	-
Theoretical Zn flux (kg)			62 500	270 000	17 000	54 000	-
Pb (mg/kg)			100 <sup>(1)</sup>	198 <sup>(2)</sup>	268±56	66.8±3.7	-
Theoretical Pb flux (kg)			7 700	21 500	2 100	16 000	-

The third phase of the flood (domain III; **Figure V - 20c**) showed maximum particulate Cd and Zn concentrations (**Figure V - 12**) combined with minimum Zn/Cd ratios (**Figure V - 20**). This particle mixture is the most influenced by the RM end member and arrived at Temple site ~12 h after the maximum of discharge (**Figure V - 12**), suggesting a more distant source. Consequently, we supposed that a maximum of inputs by the Riou Mort watershed (domain III particles) arrived at Temple site during this period within 12-20 hours. Indeed, the flood in the small Riou Mort watershed took place in less than 16 h, suggesting that runoff of this small polluted watershed was inserted into the main stream of river water derived from the upper Lot River watershed. This interpretation is consistent with the relatively high particulate As concentrations that are typical for the upstream Lot River watershed (**Figure V - 12**).

During the fourth phase of the flood, particles sampled at Temple site again belonged to domain II (**Figure V - 20**), suggesting that the contribution of the RM end member was reduced, probably because the flood in the Riou Mort watershed was already attenuated. During this phase, geochemical composition of the particles suggests that erosion of the older Lot River sediments persisted, although SPM transport was less intense than during increasing discharge.



The following phase (domain IV) was characterized by particles with baseline Cd concentrations and Zn/Cd ratios close to those observed at the beginning of the flood. In contrast, As concentrations still remained very high (**Figure V - 12; Figure V - 20a,c**). The last three samples collected after flood attenuation presented Th normalized Cd and As concentrations and Zn/Cd ratios similar to those observed at the beginning of the flood (domain I; **Figure V - 12a**).

Based on this flood scenario, a mass balance for particles derived from the different source zones was estimated by mixing calculations. For this, we used mean Cd concentrations established for the three identified particle reservoirs: the upstream Lot watershed, the Riou Mort watershed and the Lot River sediments. The latter were distinguished in recent, less contaminated surface sediments and in older, polluted sediments (>10 cm depth; Audry et al., 2004c). For each domain, the relative contribution of the source reservoirs was estimated and these proportions were applied to SPM fluxes observed during the respective flood phase. By this, estimated SPM fluxes were attributed to the different source reservoirs. For example, the samples in domain II present Cd concentrations probably due to mixing of particles from the upstream Lot and from the deeper reservoir lake sediments in an approximate proportion of 64:36 (**Table 3**). During the flood phases where domain II particle mixtures were observed, cumulated SPM fluxes at Temple site were 267,000 t. Consequently, the respective contributions of the upstream Lot River and the contaminated Lot River sediments to SPM fluxes were estimated 170,000 t and 97,000 t (**Tableau V - 4**).

Accordingly, the particle mixture in domain III was mainly constituted by upstream Lot River particles, polluted Lot River sediment and Riou Mort watershed particles. Our approximation suggests that during this phase, SPM fluxes at Temple (39,000 t) resulted from 20,000 t, 11,000 t and 8,000 t of SPM derived from the upstream Lot, the Lot River sediments and the Riou Mort watershed, respectively (**Tableau V - 4**). Indeed, our estimates based on discharge and SPM concentrations at the outlet of the Riou Mort watershed suggest SPM fluxes of 15,000-25,000 t during the flood. Assuming all uncertainties due to discharge measurements and SPM sampling frequency during floods in small mountainous watersheds, like that of the Riou Mort River, this mass balance is very satisfactory. Additionally, estimated particle mixtures for each domain represent rough approximations of the respective dominant main reservoirs not taking into account overlapping contributions of other reservoirs. For example, an eventual contribution of the Riou Mort watershed to domain II has not been quantified, probably explaining the difference between SPM fluxes derived from the flood scenario and those estimated from measurements at the site RM. Concerning the

upstream Lot River, SPM fluxes derived from the flood scenario (236,000 t) were in good agreement with SPM fluxes derived from on-site (Boisse Penchot) measurements during the flood event (220,000 t). Fluxes of SPM and Cd attributed to different source zones according to the geochemical characterisation of transported matter and the related flood scenario fit relatively well with flux estimates derived from low resolution sampling at Boisse Penchot and the Riou Mort River (**Tableau V - 4**). Additional validation of the proposed flood scenario and source contributions for Zn and Pb suggests satisfactory coherence of fluxes derived from these two independent approaches. Indeed, scenario-based Zn and Pb flux estimates were only 7.6% 7.9% lower than those derived from discharge and SPM measurements at Temple site (**Tableau V - 2**; **Tableau V - 4**). Remobilization of sediments from dam reservoirs accounted for 90%, 83% and 61% of Cd, Zn and Pb fluxes, respectively, whereas SPM contribution was estimated to 42% of total SPM flux during flood.

## **5. CONCLUSION**

As in most rivers metals are mainly transported in the particulate phase, understanding metal transport in contaminated river systems needs understanding and quantifying particulate metal transport during floods. However, there are few studies focussing on flood events and results are often based on very few samples, not necessarily representative of particle transport that may undergo rapid changes, especially in heterogeneous watersheds. Therefore, we consider that source-related variations of metal concentrations and fluxes probably occur in many watersheds and that the reported behaviour of the Lot River may be typical for many medium scale watersheds with important metal point sources due to mining and/or ore treatment residues. However, source identification and quantification in heterogeneous watersheds requires i) high temporal sampling resolution during floods, ii) meteorological data on spatial distribution of precipitations within the watershed and iii) knowledge on watershed features such as potential source zones and/or reliable geochemical tracers and signatures. The present high resolution flood sampling approach allowed proposing a third explication for pce. Indeed, the observed relationships between  $K_d$  values and SPM concentrations was clearly attributed to source-related and hydrological variations and not to colloids or particle size. It appears important to note that dam lake reservoirs do not represent “final” traps for contaminated sediments and that sediment remobilisation during floods may be important. Therefore, natural and/or manmade riverbed erosion during floods needs to be taken into consideration in future models for erosion and fluvial pollutant transport.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This study is the scientific contribution no. XXX of the UMR CNRS 5805 EPOC, Bordeaux 1 University. The authors wish to thank J.P. Lissalde and A. Dabrin for their technical support. This work is part of the GIS ECOBAG program and was financially supported by the Agence de l'Eau Adour-Garonne.

## REFERENCE LIST

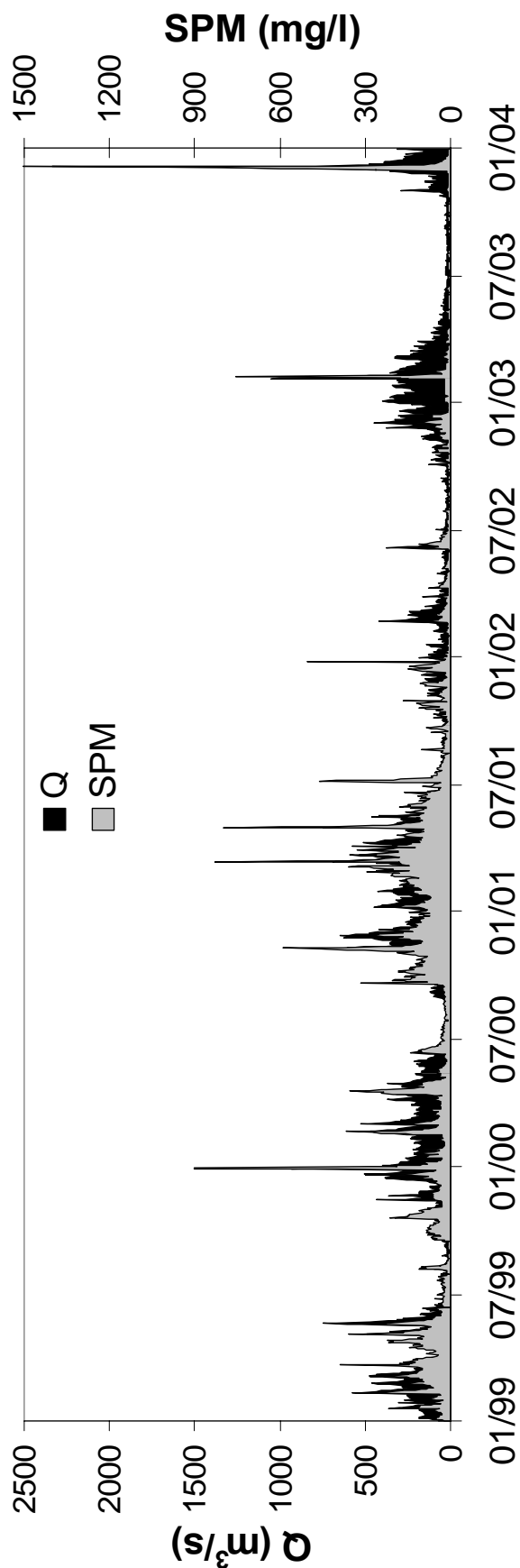
- Abril G., Nogueira M., Etcheber H., Cabeçadas G., Lemaire E. and Brogueira M.J. (2002) Behaviour of organic carbon in nine contrasting European estuaries. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* **54**, 241-262.
- Ahlers W.W., Reid M.R., Kim J.P. and Hunter K.A. (1990) Contamination-free sample collection and handling protocols for trace elements in natural fresh-waters. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.* **41**, 713-720.
- Ashbridge D. (1995) Processes of river bank erosion and their contribution to the suspended sediment load of the River Culm, Devon. In *Sediment and Water Quality in River Catchments* (eds. I.D.L. Foster, A.M. Gurnell and B.W. Webb). Wiley, Chichester, pp. 229-245.
- Asselman N.E.M. (1999) Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. *Hydrol. Process.* **13**, 1437-1450.
- Audry S., Schäfer J., Blanc G., Bossy C. and Lavaux G. (2004a) Anthropogenic components of heavy metal (Cd, Zn, Cu, Pb) budgets in the Lot-Garonne fluvial system (France). *Applied Geochemistry* **19**, 769-786.
- Audry S., Blanc G. and Schäfer J. (2004b) Cadmium transport in the Lot-Garonne River system (France) Temporal variability and empiric model. *Sci. Tot. Environ.* **319**, 197-213.
- Audry S., Schäfer J., Blanc G. and Jouanneau J.M. (2004c) 50-year sedimentary record of heavy metal pollution (Cd, Zn, Cu, Pb) in the Lot River reservoirs (France). *Environ. Poll.* **132**, 413-426.
- Audry S., Blanc G. and Schäfer J. (2005) Sulphide oxidation from a smelting waste area controlling dissolved heavy metal (Cd, Zn, Cu, Cr, Co, Ni, U) inputs into the Lot-Garonne fluvial system (France). *Applied Geochem.* **20**, 919-931.
- Baudrimont M., Andres S., Metivaud J., Lapaquellerie Y., Ribeyre F., Maillet N., Latouche C. and Boudou A. (1999) Field transplantation of the freshwater bivalve *Corbicula fluminea* along a polymetallic contamination gradient (river Lot, France), Part II : metallothionein response to metal exposure. *Environ. Toxicol. Chem.* **18**, 2472-2477.
- Baudrimont M., Schäfer J., Marie V., Maury-Brachet R., Bossy C., Boudou A. and Blanc G. (2005) Cadmium contamination of three bivalve species (oysters, cockles and clams) in the Nord-Médoc salt marshes (Gironde estuary, France). *Sci. Tot. Environ.* **337**, 265-280.
- Benoit G., Oktay-Marshall S.D., Cantu A., Hood E.M., Coleman C.H., Corapcioglu M.O. and Santschi P.H. (1994) Partitioning of Cu, Pb, Ag, Zn, Fe, Al, and Mn between filter-retained particles, colloids, and solution in six Texas estuaries. *Mar. Chem.* **45**, 307-336.
- Benoit G. (1995) Evidence of the particle concentration effect for lead and other metals in fresh waters based on clean technique analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 2677-2687.
- Benoit G. and Rozan T.F. (1999) The influence of size distribution on the particle concentration effect and trace metal partitioning in rivers. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 2677-2687.
- Blake W.H., Walsh R.P.D, Barnsley M.J., Palmer G., Dyrinda P. and James J.G. (2003) Heavy metal concentrations during storm events in a rehabilitated catchment. *Hydrol. Process.* **17**, 1923-1939.
- Blanc G., Lapaquellerie Y., Maillet N. and Anschutz P. (1999) A cadmium budget for the Lot-Garonne fluvial system (France). *Hydrobiologia* **410**, 331-341.

- Bodéan F., Baranger P., Piantone P., Lassin A., Azaroual M., Gaucher E. and Braibant G. (2004) Arsenic behaviour in gold-ore mill tailings, Massif Central, France: hydrogeochemical study and investigation of in situ redox signatures. *Applied Geochemistry* **19**, 1785-1800.
- Bogen J. (1980) The hysteresis effect of sediment transport systems. *Norsk Geogr. Tidsskr.* **34**, 45-54.
- Boutier B., Chiffolleau J.F, Gonzales J.L., Lazure P., Auger D. and Truquet I. (2000) Influence of the Gironde estuary outputs on cadmium concentrations in the coastal waters: consequences on the Marennes-Oléron bay (France). *Oceanologica Acta* **23**, 745-757.
- Bradley S.B. and Lewin J. (1982) Transport of heavy metals on suspended sediments under high flow conditions in a mineralised region of Wales. *Environ. Pollut., Ser. B*, **4**, 257-267.
- Braun J.J., Pagel M., Herbillon A. and Rosin C. (1993) Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: a mass balance study. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 4419-4434.
- Braun J.J., Viers J., Dupré B., Polve M., Ndam J. and Muller J.P. (1998) Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon : The implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 273-299.
- Buffle J. (1988) Complexation Reactions in Aquatic Systems: An Analytical Approach. Ellis Horwood, J. Wiley and Sons, New York.
- Buffle J. and van Leeuwen H.P. (1992) Environmental Particles. Volume 1. Lewis Publishers.
- BRGM-Bureau de Recherches Géologiques et Minières (1978) Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500000<sup>e</sup>, feuille de LYON, Service Géologique National.
- BRGM-Bureau de Recherches Géologiques et Minières (1984) Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500000<sup>e</sup>, feuille de BORDEAUX, Service Géologique National.
- BRGM-Bureau de Recherches Géologiques et Minières (1985) Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500000<sup>e</sup>, feuille de TOULOUSE, Service Géologique National.
- Chester R. (1990) *Marine Geochemistry*, Unwin Hyman ed., London 698 pp.
- Cobelo-Garcia A., Prego R. and Labandeira A. (2004) Land inputs of trace metals, major elements, particulate organic carbon and suspended solids to an industrial coastal bay of the NE Atlantic. *Water Research* **38**, 1753-1764.
- Courtin-Nomade A., Bril H., Néel C. and Lenain J.F. (2003) Evolution of arsenic ironpan developed within tailings of a former metallic mine, Enguialès, Aveyron, France. *Applied Geochemistry* **18**, 395-408.
- Coynel A., Schäfer J., Hurtrez J.E., Dumas J., Etcheber H. and Blanc G (2004) Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *Sci. Total Environ.* **330**, 233-247.
- Coynel A., Etcheber H., Abril G., Maneux E., Hurtrez J.E. and J. Dumas (2005) Contribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay. *Biogeochemistry* **74**, 151-171.
- Dawson E.J. and Macklin M.G. (1998) Speciation of heavy metals on suspended sediment under high flow conditions in the River Aire, West Yorkshire, UK. *Hydrol. Process.* **12**, 1483-1494.
- Derré C. (1983) La province à Sn-W oust européenne. Histoire de divers types de gisements du Massif Central, des Pyrénées et du Portugal. Distribution des gisements. Ph.D thesis, Univ. Paris VI.
- DiToro D.M., Mahony J.D., Kirchgraber P.R., O'Byrne A.L., Pasquale L.R. and Piccirilli D.C. (1986) Effects of non-reversibility, particle concentration and ionic strength on heavy metal sorption. *Environ. Sci. Technol* **20**, 55-61.
- Förstner U. and Kersten U. (1987) Sediment water interactions: chemical mobilization, in *Proceedings of an IHP Workshop*, Bochum, UNESCO, pp. 135-165.
- Gaillardet, J., J. Viers, and B. Dupré (2003) Trace Elements in River Waters. In *Treatise in Geochemistry* **5**, (eds. Drever J.), Surface and groundwater, weathering and soils, pp.1-47.
- Gibbs R.J. (1973) Mechanisms of trace metal transport in rivers. *Science* **180**, 71-83.
- Gibbs R.J. (1977) Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon Rivers. *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**, 829-843.
- Grimshaw D.L., Lewin J. and Fuge R. (1976) Seasonal and short-term variations in the concentration of supply of dissolved zinc to polluted aquatic environments. *Environ. Pollut.* **11**, 1-7.

- Guéguen C. and Dominik J. (2003) Partitioning of trace metals between particulate, colloidal and truly dissolved fractions in a polluted river: the Upper Vistula River (Poland). *Applied Geochemistry* **18**, 457-470.
- Gustafsson O. and Gschwend P.M. (1997) Aquatic colloids: concepts, definitions and current challenges. *Limnol. Oceanogr.* **42**, 519-528.
- Hart B.T. and Hines T. (1995) Trace elements in rivers. In *Trace elements in natural waters* (eds. Salbu B, Steinnes E.), Boca Raton: CRC Press, 425-452.
- He M., Wang Z. and Tang H. (1997) Spatial and temporal patterns of acidity and heavy metals in predicting the potential for ecological impact on the Le An river polluted by acid mine drainage. *Sci. Tot. Environ.* **206**, 67-77.
- Heidel S.G. (1956) The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Trans. Am. Geophys. Union* **37**, 56-66.
- Honeyman B.D. and Santschi P.H. (1988) Metals in aquatic systems. *Environ. Sci. Technol.* **22**, 862-871.
- Honeyman B.D. and Santschi P.H. (1989) A Brownian-pumping model for oceanic trace metal scavenging: evidence from Th isotopes. *J. Mar. Res.* **47**, 951-992.
- Horowitz A.J. (1991) A Primer on Sediment-Trace Element Chemistry, 2<sup>nd</sup> eds. Lewis Publishing Co, Chelsea. 136 pp.
- Horowitz A.J., Elrick K.A. and Colberg M. (1992) The effect of membrane filtration artefacts on dissolved trace element concentrations. *Water Res.* **26**, 753-763.
- Horowitz A.J. (1995) The use of Suspended Sediment and Associated Trace Elements in Water Qualities Studies. *IAHS Special Publication* No.4. IAHS Press: Wallingford, UK, 58 pp.
- Horowitz A.J., Elrick K. and Smith J.J (2001a) Annual suspended sediment and trace element fluxes in the Mississippi, Columbia, Colorado, and Rio Grande drainage basins. *Hydrol. Process.* **15**, 1169-1207.
- Horowitz A.J., Elrick K. and Smith J.J (2001b) Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins: methodological considerations as applied to the NASQAN programme. *Hydrol. Process.* **15**, 1107-1132.
- Jouanneau J.M., Boutier B., Chiffolleau J.F., Latouche C. and Philipps I. (1990) Cadmium in the Gironde fluvioestuarine system: behaviour and flow. *Sci. Tot. Environ.* **97/98**, 465-479.
- Kaag N.H.B.M., Foekma E.M. et Scholten M.C.T. (1998) Ecotoxicity of contaminated sediments, a matter of bioavailability. *Water Science and Technology* **37**, 225-231.
- Korfali S.I. and Davies B.E. (2004) Speciation of metals in sediment and water in a river underlain by limestone: role of carbonate species for purification capacity of rivers. *Advances in Environmental Research* **8**, 599-612.
- Lapaquellerie Y., Jouanneau J.M., Maillet N. and Latouche C. (1995) Cadmium pollution in sediments of the Lot River (France). Estimate of the mass of Cadmium. *Environmental Technology* **16**, 1145-1154.
- Latouche C. (1992) La pollution par le Cadmium des Huîtres sauvages de l'Estuaire de la Gironde, Origine, Mécanismes responsables de la fixation du Cadmium. *Ichthyophysiol Acta* **15**, 139-152.
- Lawson N.M., Mason R.P. and Laporte J.M. (2001) The fate and transport of Mercury, Methylmercury, and other trace metals in Chesapeake Bay tributaries. *Water Research* **35**, 501-515.
- Lead J.R., Hamilton-Taylor J., Davison W. and Harper M. (1999) Trace metal sorption by natural particles and coarse colloids. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 1661-1670.
- Leenheer J. (1991) Organic substance structures that facilitate contaminant transport and transformations in aquatic sediments. In *Organic Substances and Sediments in Water* (eds. R. Baber, Humics and Soils, Lewis, Chelsea, Michigan, pp 3-21.
- Lemaire E., Blanc G., Schäfer J. and Coynel A. (*in press*) Dissolved trace metal-organic complexes in the Lot-Garonne River system determined by the C18 Sep-pak system. *Aquatic Geochemistry*.
- Martin J.M. and Whitfield M. (1983) The significance of the river input of chemical elements to the ocean. In *Trace metals in the sea water* (eds. Wong C.S., Boyle E., Bruland K.W., Burton J.D. and Goldberg E.D.). New York, Plenum, pp. 265-296.

- Martin J.M., Dai M.H. and Cauwet G. (1995) Significance of colloids in the biogeochemical cycling of organic and trace metals in the Venice lagoon (Italy). *Limnol. Oceanogr.* **40**, 119-131.
- Martinez-Aguirre A., Garcia-León M. and Ivanovich M. (1995) U and Th speciation in river sediments. *Sci. Tot. Environ.* **173/174**, 203-209.
- Mayer L.M., Keil R.G., Macko S.A., Joye S.B., Ruttenger K.C., Aller R.C. (1998) Importance of suspended particulates in riverine delivery of bioavailable nitrogen to coastal zones. *Global Biogeochem. Cycles* **12**, 573-579.
- Meade R. and Parker R. (1985) Sediments in rivers of the United States. *U.S. Geological Survey Water Supply Paper* **2275**, 49-60.
- Meybeck M. (1992) Etablissement des flux polluants. Rapport final, Agence de l'Eau Adour-Garonne.
- Meybeck M. and Ragu A. (1996) River discharges to the Oceans. An assessment of suspended solids, major ions, and nutrients. Environment Information and Assessment Rpt, Nairobi, UNEP, 250p.
- Meybeck M. (2001) Transport et qualité des sédiments fluviaux : de la variabilité spatio-temporelle à la gestion. *La Houille Blanche* **6/7**, 34-43.
- Neal, C., Robson A.J., Jeffery H.A., Harrow M.L., Neal M., Smith C.J. and Jarvie H.P. (1997) Trace element inter-relationships for the Humber rivers: inferences for hydrological and chemical controls. *Sci. Total Environ.* **194/195**, 321-343.
- Nowack B. (2003) Environmental chemistry of phosphonates. *Water Res.* **37**, 2533-2546.
- O'Connor D.J. and Connolly J.P. (1980) The effect of concentration and adsorbing solids on the partition coefficient. *Water Res.* **14**, 1517-1523.
- Owens P.N., Walling D.E., Carton J., Meharg A.A., Wright J. and 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. *Sci. Tot. Environ.* **266**, 177-186.
- Pasternak A., Kaplan J., Lear J.D. and Degrado W.F. (2001) Proton and metal ion-dependent assembly of a model di-iron protein. *Protein Science* **10**, 958-969.
- Plate E.J. (2002) Flood risk and flood management. *Journal of Hydrology* **267**, 2-11.
- Pohl C., Hennings U., Siegel H. and Bachor A. (2002) Trace metal impact into the Baltic Sea during the exceptional Oder flood in Summer 1997. *Mar. Chem.* **79**, 101-111.
- Ramessur R. and Ramjeawon T. (2002) Determination of lead, chromium and zinc in sediments from an urbanized river in Mauritius. *Environment International* **28**, 315-324.
- Rember R.D. and Trefry J.H. (2004) Increased concentrations of dissolved trace metals and organic carbon during snowmelt in rivers of the Alaskan Arctic. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 447-489.
- Robert S., Blanc G., Schäfer J., Lavaux G. and Abril G. (2004) Metal mobilization in the Gironde Estuary (France): the role of the soft mud layer in the maximum turbidity zone. *Marine Chemistry* **87**, 1-13.
- Ross J.M. and Sherrel R.M. (1999) The role of colloids in trace metal transport and adsorption behaviour in New Jersey Pinelands streams. *Limnol. Oceanogr.* **44**, 1019-1034.
- Roy S. (1996) Utilisation des isotopes du plomb et du strontium comme traceurs des apports anthropiques et naturels dans les précipitations et rivières du bassin de Paris. Ph.D Thesis, Université Paris 7, 320p.
- Salomons W. and Förstner U. (1984) *Metals in the Hydrocycle*. Springer-Verlag, Berlin.
- Sammori T., Yusop Z., Kasran B., Noguchi S. and Tani M. (2004) Suspended solids discharge from a small forested basin in the humid tropics. *Hydrol. Process.* **18**, 721-738.
- Sandén P., Karlsson S., Düker A., Ledin A. and Lundman L. (1997) Variations in hydrochemistry, trace metal concentration and transport during a rain storm event in a small catchment. *Journal of Geochemical Exploration* **58**, 145-155.
- Santschi P.H., Lenhart J.J., Honeyman B.D. (1997) Heterogeneous process affecting trace contaminant distribution in estuaries: the role of natural organic matter. *Mar. Chem.* **58**, 99-125.
- Sañudo-Wilhelmy S.A., Rivera-Duarte I. and Flegal R. (1996) Distribution of colloidal trace metals in the San Francisco Bay estuary. *Geochim. Cosmochim. Acta* **24**, 4933-4944.
- Sarma J.N. (1986) Sediment transport in the Burhi Dihing River, India. In *Drainage basin sediment delivery* (eds. Hadley R.F.). *IAHS Publ.* **159**, 199-215.

- Schäfer J., Blanc G., Lapaquellerie Y., Maillet N., Maneux E. and Etcheber H. (2002). Ten-year-observation of the Gironde tributary fluvial system: fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium. *Mar. Chem.* **79**, 229-242.
- Schäfer J. and Blanc G. (2002) Relationship between ore deposits in river catchments and geochemistry of suspended particulate matter from six rivers in southwest France. *Sci. Tot. Environ.* **298**, 103-118.
- Schleichert U. (1975) Annual variation of the heavy metal contents of suspended sediments in the Rhine River at Koblenz. *Dtsch. Gewässerkd. Mitt.* **19**, 150-157.
- Shafer M.M., Overdier J.T., Hurley J.P., Armstrong D. and Webb D. (1997) The influence of dissolved organic carbon, suspended particulates, and hydrology on the concentration, partitioning and variability of trace metals in two contrasting Wisconsin watersheds (USA). *Chemical Geology* **136**, 71-97.
- Sherrell R.M. and Ross J.M. (1999) Temporal variability of trace metals in New Jersey Pinelands streams: Relationship to discharge and pH. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 3321-3336.
- Shiller A.M., and Boyle E.A. (1987) Variability in dissolved trace metals in the Mississippi River. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 3241-3251.
- Shiller A.M. (1997) Dissolved trace element in the Mississippi River: Seasonal, interannual, and decadal variability. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 4321-4330.
- Stumm W. and Morgan J.J. (1996) Aquatic Chemistry: Chemical equilibria and rates in natural waters, J.L. Schnoor and A. Zehnde (Editors), 3<sup>rd</sup> ed. Wiley & Sons, New York, 1022 p.
- Sullivan A.B. and Drever J.I. (2001) Spatiotemporal variability in stream chemistry in a high-elevation catchment affected by mine drainage. *Journal of Hydrology* **252**, 237-250.
- Syvitski J.P.M. and Morehead M (1999) Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology* **154**, 13-28.
- Tang D., Warnken K.W and Santschi P.H. (2002) Distribution and partitioning of trace metals (Cd, Cu, Ni, Pb, Zn) in Galveston Bay waters. *Mar. Chem.* **78**, 29-45.
- Tariq S.R., Shah M.H., Khalique A., Manzoor S. and Jaffar M. (2005) Multivariate analysis of selected metals in tannery effluents and related soil. *Journal of Hazardous Materials* **A122**, 17-22.
- Thomas R. and Meybeck M. (1992) The use of particulate material. In *Water Quality Assessments* (eds. Chapman D.), 544 p, chp 4. Chapman & Hall Ltd, London.
- Tovar-Sánchez, Sañudo-Wilhelmy S.A. and Flegal A.R. (2004) Temporal and spatial variations in the biogeochemical cycling of cobalt in two urban estuaries: Hudson River estuary and San Francisco Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **60**, 717-728.
- Turner J.N., Brewer P.A., Macklin M.G., Hudson-Edwards K.A., Coulthard T.J., Howard A.J. and Jamieson H.E. (2002) Heavy metal and as transport under low and high flows in the river Guadiana three years after the Aznalcollar tailings dam failure: implications for river recovery and management. *Cuadernos de Investigacion Geografica* **28**, 31-47.
- Walling D.E (1977) Suspended sediments and solute response characteristics of the River Exe, Devon, England. In *Research in fluvial geomorphology* (eds. R. Davidson-Arnott and W. Nickling) GeoAbstracts, Norwich, 169-197.
- Walling D.E. and Webb B.W. (1981) The reliability of suspended sediment load data, in Erosion and sediment transport measurements (Proceedings of the Florence symposium, June 1981). *IAHS Publ.* **133**, 177-194.
- Walling D.E. and Webb D.W. (1985) Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers. *Marine Pollut. Bull.* **16**, 488-492.
- Wedepohl K.H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 1217-1232.
- Wenbo R., Zhenmin G., Zhusen Y. and Taiyi L. (2004) Geology and geochemistry of the Shangmanggang red clay-type gold deposit in West Yunnan. *Journal of Geochemical Exploration* **84**, 105-125.
- Williams G.P. (1989) Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology* **111**, 89-106.



Annexe: Time series of SPM concentrations (in grey) and daily water discharges (in black) at the outlet of the Lot River from 1999 to 2003



### III.3.4. Utilisation de Sb comme traceur de source sédimentaire

L'étude des variations temporelles des concentrations en ETM a permis de mettre en évidence la contribution majeure des sédiments de barrages dans l'exportation de MES et d'ETM associés lors de la crue cinquantennale de décembre 2003. La possibilité de comparer les concentrations en ETM de la crue à une série de données temporelles, reflétant des conditions hydrologiques contrastées depuis 1999, a révélé l'existence de concentrations en Sb anormalement élevées, non encore mesurées depuis le début des suivis (**Figure V - 13c**). Audry et al. (2004a) ont mis en évidence l'impact de la construction d'une écluse à Villeneuve/Lot (20 km en amont de l'exutoire du Lot) en 2000 sur la remobilisation de Cd, qui aurait quasiment fait doubler les flux annuels de Cd. Toutefois, au travers de la corrélation des concentrations en Cd et Sb lors de la crue (**Figure V - 13c**), aucune valeur mesurée dans les MES à Temple en 2000 ne montre de concentrations importantes en Sb. Ces constatations nous ont incité à chercher la source de cette anomalie en Sb.

Une caractérisation de la distribution verticale des concentrations en Sb sur deux carottes sédimentaires prélevées au niveau de zones d'accumulation derrière deux barrages du Lot a été effectuée (Caule, 2004) : Marcenac en amont de la confluence « Lot-Riou Mort » et Cajarc, premier barrage en aval de la confluence du Lot et du Riou Mort (**Figure V - 2**).

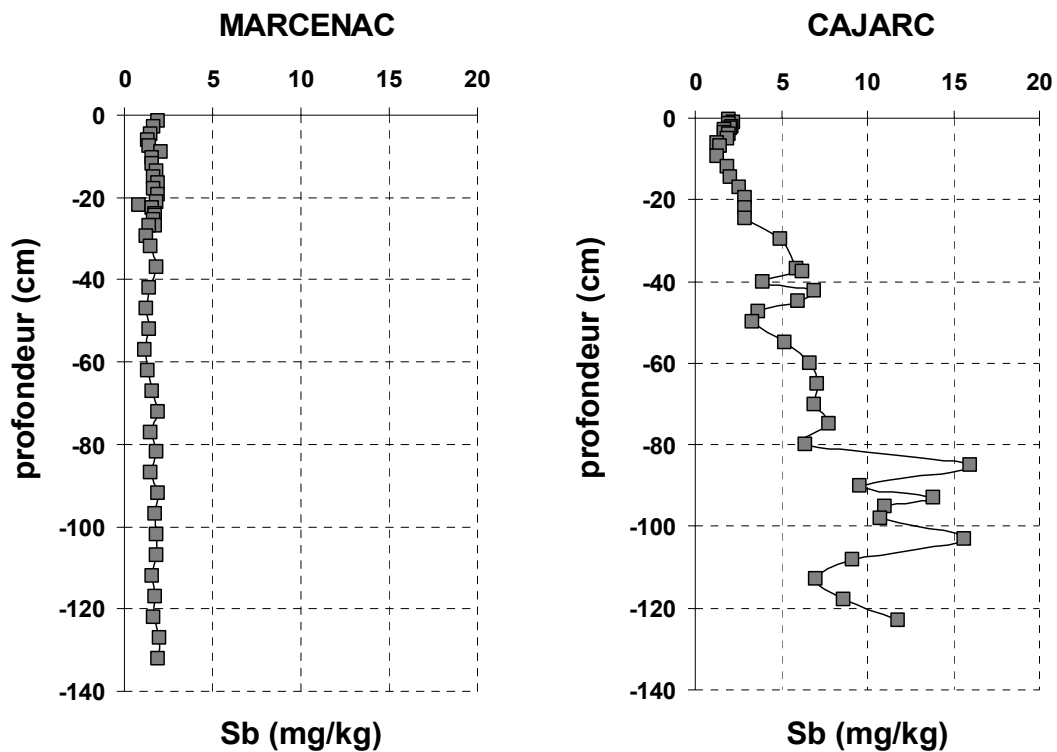


Figure V - 21 : Profils des concentrations particulières totales en Sb dans les sédiments de Cajarc et Marcenac (d'après Caule, 2004).

L'étude sur tout le profil vertical de Marcenac a mis en évidence des valeurs constantes de concentrations en Sb relativement faibles ( $\sim 3 \text{ mg.kg}^{-1}$ ); cette valeur est parfaitement comparable à celle observée sur les 20 premiers centimètres de la carotte de Cajarc (**Figure V - 21**) et correspond aux valeurs généralement observées dans les MES du suivi long terme sur le Lot et dans les MES du début et de fin de crue 2003. Les concentrations en Sb du profil de Cajarc augmentent en dessous des 20 premiers centimètres tout en restant inférieures à  $10 \text{ mg.kg}^{-1}$  jusqu'à -80 cm. Ce n'est qu'en dessous de 85 cm que des pics de concentrations  $\sim 15 \text{ mg.kg}^{-1}$  apparaissent. La comparaison avec la géochronologie de l'enregistrement sédimentaire en Cd (Audry et al., 2004c ; **Figure V - 3**) indiquerait que les plus fortes concentrations sont imputées aux années 1960. Avec l'abaissement du niveau d'eau dans les barrages lors de la crue de décembre 2003, l'érosion de sédiments n'aurait pas agi de manière homogène sur les premiers centimètres mais sous forme de sillons profonds, remobilisant du matériel très pollué, la totalité de la surface ne pouvant être érodée.

**L'étude couplée des concentrations en Sb des MES lors de cette crue et de l'enregistrement historique de la pollution en Sb, attribuée aux apports du Riou Mort, suggère des remobilisations de sédiments de barrages profonds et anciens.**

### III.3.5. Modèle conceptuel du déroulement de la crue

Les analyses en composantes principales (ACP ; Saporta, 1990 ; Grolier et Riss, 1997) peuvent permettre d'identifier des pôles de mélange et de mieux cerner les facteurs de contrôle de la chimie des eaux fluviales à partir de jeux de données multivariées (Brown et al., 1999 ; Worrall et al., 2003). L'utilisation des ACP a pour but, dans cette partie, de synthétiser l'intégralité des données obtenues lors de la crue de décembre au travers de possibles corrélations existant entre les concentrations en MES, ETM dissous et ETM particulaires. Ainsi, un modèle conceptuel de l'évolution de la crue sera proposé en intégrant les variations temporelles.

Pour chacune des deux phases séparées, dissoute et particulaire, les associations entre ETM ont été discutées précédemment et comparées entre-elles (**Tableau V - 3**). Les corrélations entre ETM confondus sont synthétisées ici à partir du cercle des corrélations (**Figure V - 22**). Nous pouvons voir sur le cercle des corrélations que l'évolution temporelle des ETM dissous est en étroite relation avec celle des concentrations en MES. La seule exception est observé pour Cr qui montre une corrélation négative avec les MES (**Figure V - 22**). Cette corrélation négative signifie qu'une hausse des MES et ETM dissous se traduit simultanément par une diminution des concentrations en Cr dissous, seul élément analysé

témoignant d'une dilution. La situation de Co dissous, proche du centre du cercle de corrélation, indique qu'il ne s'exprime pas suivant les axes F1 et F2 et n'est donc pas corrélé aux autres éléments. Les variations de concentration de Co sont peu influencées par la crue (**Figure V - 22**).

La représentation du nuage des individus (échantillons) dans le plan formé par les deux premiers axes factoriels met en évidence des groupes d'échantillons influencés par des zones sources en ETM (**Figure V - 23**). L'influence de zones sources a été mise en évidence à partir de traceurs géochimiques tels As/Th, Zn/Cd ou Cd/Th (article #4).

Dans la **Figure V - 23**, tous les ETM sont traités ; on constate que les fortes concentrations en ETM dissous lors de la montée de crue peuvent être partiellement influencées par des remobilisations de sédiments de barrage et la libération d'eaux interstitielles riches en ETM dissous. Toutefois, cette influence reste limitée en raison des volumes d'eau libérés négligeables en comparaison des débits lors de la crue cinquantennale. L'augmentation des ETM dissous proviendrait du lessivage/effet de chasse (« *flushing* ») du bassin dont l'action entraîne simultanément l'érosion des sédiments de barrage. Dans l'ensemble de points représentés par les ETM dissous, Zn, Cd et Sb particulaire sont également présents impliquant que la remobilisation des sédiments a également un impact sur les concentrations de ces éléments (**Figure V - 22** ; **Figure V - 23**).

Les apports du Riou Mort font augmenter encore plus les concentrations en Cd, Zn (imputées au lessivage des terrils) et Sb particulaire mais également Cd dissous et U dissous (**Figure V - 22** ; **Figure V - 23**). Nous verrons ultérieurement dans la partie concernant le bassin de Decazeville que les concentrations importantes en U dissous proviennent du lessivage de la formation permienne que l'on retrouve sur le bassin Riou Mort.

Après le passage du matériel provenant du Riou Mort, les fortes distinctions entre les échantillons portent sur les concentrations en ETM particulières. Les apports correspondants, reflétant un mélange entre les sédiments de barrage et les MES du Lot amont, sont influencés progressivement par une zone riche en As, Cr et Ni puis U et Pb particulières. L'analyse de la carte géologique et gîtes métallifères (BRGM, 1978) met en évidence de nombreux gisements en As et U sur le bassin de la Truyère dont la plupart est localisée sur le massif granitique de la Margeride et les plateaux métamorphiques bordiers recoupés au nord par des formations basiques et ultrabasiqes (gabbros, amphibolites, éclogites). De plus, Courtin-Nomade et al. (2003) ont rapporté des concentrations en Pb supérieures à 200 mg.kg<sup>-1</sup> dans les résidus d'exploitation d'un site minier en amont de Boisse-Penchat.

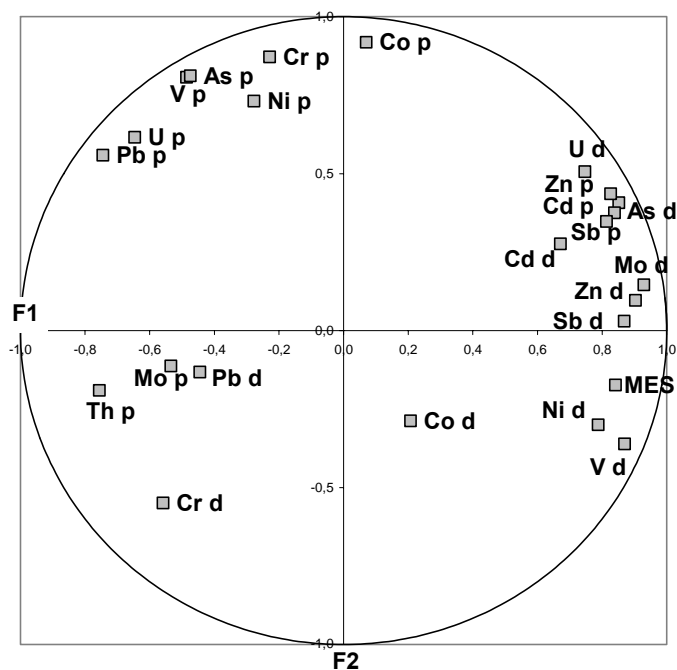


Figure V - 22 : Cercle des corrélations (plan F1-F2) des MES, des concentrations en ETM dissous (noté d) et ETM particulières (noté p).

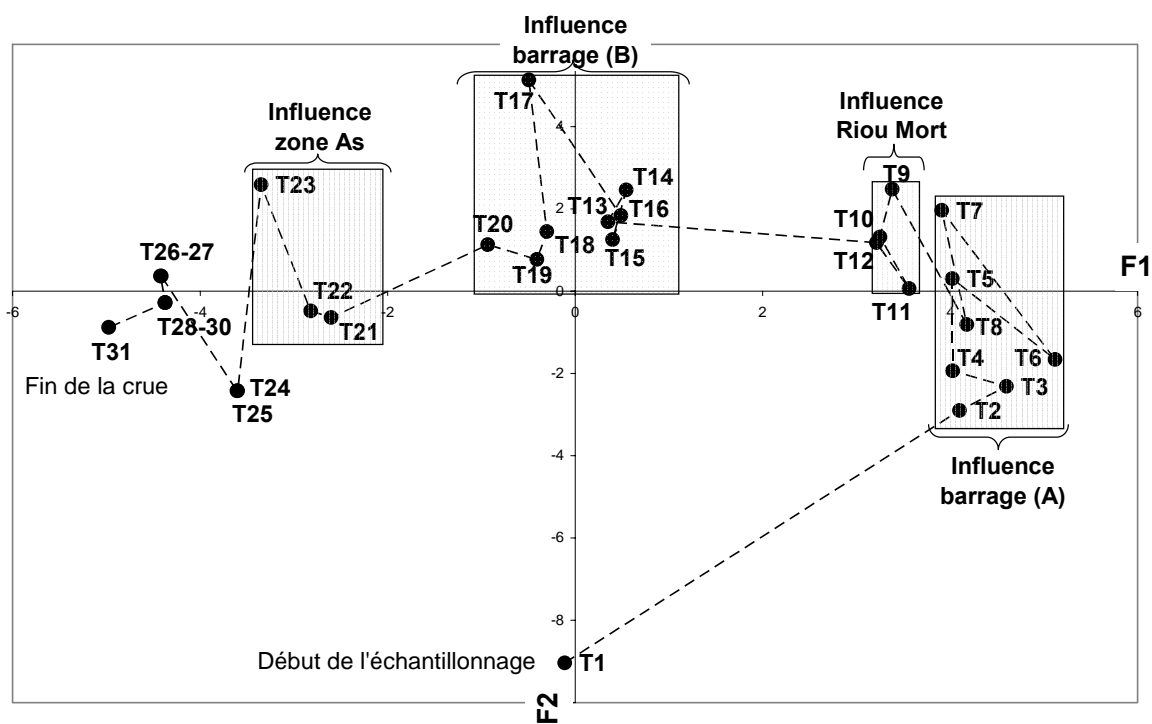


Figure V - 23 : Représentation des reconstructions dans l'espace des individus (plan F1-F2).

### III.4. BIODISPONIBILITE POTENTIELLE DES ETM LORS D'UNE CRUE MAJEURE

Une des méthodes pour évaluer la biodisponibilité des métaux pour le biota réside dans des approches expérimentales utilisant des modèles biologiques, par exemple des Bivalves filtreurs type *Corbicula Fluminea* (Ciutat et Boudou, 2003), réalisées soit in situ par transplantation dans les rivières (e.g. le long du gradient de pollution poly-métallique sur le Lot : Baudrimont et al., 1999) soit à partir d'unités expérimentales de type « microcosmes » associant un biotope mixte « colonne d'eau-sédiment » et une composante biologique (Ciutat et al., sous presse). Toutefois, de telles approches écotoxicologiques restent peu fréquentes (e.g. Baudrimont et al., 2005 ; Morillo et al., 2005), le choix de l'organisme utilisé étant un problème quant à sa représentativité par rapport à l'ensemble du biota.

Une alternative, déjà utilisée dans les années 30 (Tamm, 1932 ; Morgan, 1935), est la spéciation métallique. **La spéciation métallique opérationnelle** fournit des informations complémentaires portant sur les principales phases porteuses, le potentiel de mobilisation des ETM, leur (bio)disponibilité dans l'environnement et donc les interactions avec les organismes vivants (Tessier et al., 1979 ; Buffle, 1988 ; Tessier et al., 1994 ; Audry et al., sous presse). Les métaux peuvent être associés et véhiculés dans les MES et sédiments, en étant (Gibbs, 1973 ; Förstner et Wittman, 1981) :

- adsorbés à des argiles, matière organique, oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse,...
- précipités ou co-précipités avec différentes espèces minérales (carbonates, phosphates, oxydes et hydroxydes de Fe et Mn, sulfures...)
- associés à la fraction organique (débris végétaux ou d'organismes animaux) ;
- intégrés dans la structure cristalline de minéraux détritiques ou biogéniques.

La spéciation solide des ETM peut varier temporellement, dépendante de la présence des phases porteuses, du pH ou du nombre de sites d'adsorption disponibles. L'abondance des formes échangeables ou solubles de métaux libres (sous forme d'ions) peut diminuer avec le temps en raison de la présence d'autres composés solides disposant de sites libres accessibles (e.g. MO) pouvant adsorber plus fortement les métaux (e.g. Hlavay et al., 2004).

La définition opérationnelle des principales phases porteuses des métaux permet d'isoler différentes fractions qui varient suivant les protocoles utilisés. Une synthèse bibliographique des principales techniques et schémas d'extractions sélectives, réalisée par Wenzel et al., (1995 ; **Tableau V - 5**) a permis d'identifier dix grands ensembles de fractions,

certaines pouvant être redécoupées ou, au contraire, rassemblées et pouvant différer à l'intérieur même d'une fraction par la nature chimique et la concentration de l'extractant, le pH, le temps ou la température d'extraction. C'est pourquoi la comparaison entre ces systèmes reste souvent délicate.

**Tableau V - 5 : Revue bibliographique de différentes procédures d'extraction (d'après Wenzel et al., 1995) et des phases porteuses correspondantes (la correspondance des chiffres romains est indiquée en bas du tableau ; pour une référence citée, les chiffres arabes correspondent à la nomination des fractions dans l'étude donnée – par exemple, dans Goldberg et Smith, 1984 les deux auteurs ont déterminés une phase « 1 » regroupant les phases porteuses I et II de la nouvelle dénomination de Wenzel et al., 1995).**

Référence	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Goldberg et Smith (1984)	1	1	-	-	2	3	4	4	-	5
Hirner (1992)	1	2	-	5	3,4,7	5	5	5	5	6
Jarvis (1984)	-	1	-	-	4	2,3	5	5	-	(6)
Kersten et al., (1991)	-	1	-	2	4	3	3	-	-	5
Kotuby-Amacher et al.(1992)	-	1	2	-	-	3	4	5	-	6
Kuo (1983)	-	1	-	-	4	-	2	3	-	(4)
Liang et al. (1990)	1	1	2	-	3,5	3,4	6	-	-	7
Mandal et Mandal (1986)	1	1	-	-	2	-	3	4	-	-
McLaren et al. (1986)	-	-	-	-	1	2	3	3	-	(4)
McLaren et Crawford (1973)	1a	1a	2a	-	1b	2b	2b	2b	-	3b
Miller et al. (1986)	1	2	3	-	4,6	4,5	7	8	-	9
Murthy (1982)	-	1	-	-	1	-	2	3	-	(4)
Rauret et al. (1989)	-	1	-	2	4	3	3	3	4	5
Saha et al. (1991)	1	1	-	-	2	3	4	5	-	-
Shuman (1979)	-	-	-	-	2	-	3	3	-	4
Shuman (1985)	-	1	-	-	2	3	4	5	-	6
Sims et Patrick (1978)	1	2	-	-	3	4	5	-	6	7
Soon et Bates (1982)	-	1	2?	-	2?	-	-	-	-	3?
Sposito et al. (1982)	-	1	2	4	3	-	-	-	5	-
Tessier et al. (1979)	-	1	-	2	4	3	3	3	-	5
Zeien et Brümmer (1989)	-	1	2	-	4	3	5	6	-	7

**I: water-soluble**

**II: unspecifically adsorbed (exchangeable)**

**III: specifically adsorbed (sorbed components)**

**IV: bound to carbonates**

**V: organically bound**

**VI: Mn-oxides**

**VII: amorphous Fe-oxides**

**VIII: crystalline Fe-oxides**

**IX: sulfides**

**X: residuals (silicate bound)**

Au niveau du système fluvial Lot/Garonne, Audry et al. (sous presse) ont travaillé sur la spéciation solide des MES et sédiments (voir aussi Chap. 2) en déterminant 5 fractions définies à partir du schéma conventionnel de Tessier et al. (1979) modifié comme suit (voir protocole détaillé avec les reproductibilités et la sélectivité des réactifs dans Audry, 2003):

- Fraction I attribuée aux phases « carbonate » et ou «échangeable» extraites par NaOAc/HOAc à pH 5 ;
- Fraction II correspondant aux « oxyhydroxydes de Fe et Mn réactifs », extraits par ascorbate à pH 8;
- Fraction III, « matière organique et sulfures » extraits par H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> à chaud;

- Fraction IV attribuée aux phases « réductibles » associées aux « sulfures amorphes, adsorbés sur des argiles » et extraits par HCl (1N) ;
- Fraction V, « concentration totale pour un ETM donné ».

Ces définitions opérationnelles de la réactivité des « phases porteuses » par rapport aux différents extractants ne distinguent pas de phases minéralogiques précises. En effet, leur sélectivité est limitée (e.g. Jouanneau et al., 1983 ; Nirel et Morel, 1990 ; Gómez-Ariza et al., 2000) et une même phase peut être extraite par plusieurs extractifs, ainsi HCl (1N) extrait également les fractions I et II. Toutefois, l'interprétation prudente de ces résultats représente une approche importante de caractérisation de la spéciation solide complexe des ETM.

### **Extraction à l'ascorbate et HCl lors de la crue de décembre 2003**

Puisque les crues et particulièrement celle de décembre 2003 contribuent de manière notable aux transferts annuels en ETM, il est important de caractériser les phases porteuses des ETM durant ces événements. En conséquence, des échantillons ont été sélectionnés durant la crue cinquantennale de décembre 2003 sur le Lot afin d'effectuer des extractions par ascorbate et HCl (1N), en plus de la détermination de la fraction totale. Ces échantillons sont représentatifs des différents grands ensembles identifiés (domaines ; article #4)

L'utilisation de HCl réside dans le fait que : (1) HCl est un acide fort qui attaque les phases porteuses labiles clés dans la matrice des sédiments (Agemian et Chau, 1977) ; (2) ses propriétés réductrices aident à libérer les métaux associés aux oxyhydroxydes de Fe et Mn (Hall, 1997). En effet, les oxyhydroxydes de Fe et de Mn, par leur surface spécifique élevée et leur forte capacité d'absorption, sont d'importantes phases porteuses pour beaucoup d'ETM (Chester et al., 1985 ; Salomons et Förstner, 1984 ; Kersten et Förstner, 1991 ; Warren et Haack, 2000). Avec une concentration à 1N, l'extraction HCl correspondrait bien avec les données écotoxicologiques (Ying et al., 1992) et permettrait donc d'extraire une partie des métaux potentiellement biodisponibles présentant un risque éventuel pour l'environnement et le biota (Snape et al., 2004). De plus, il semblerait que pour des systèmes pollués les phases porteuses des métaux correspondent à des fractions réductibles, probablement adsorbés sur des oxyhydroxydes de Fe et Mn, et principalement extraites par HCl ou équivalent (e.g. Galán et al., 2003 ; Snape et al., 2004).

L'utilisation de l'ascorbate permet de définir, à l'intérieur-même des phases extraites par HCl, une portion plus facilement mobilisable.

Les concentrations en ETM extraites par ascorbate et HCl montrent des différences temporelles lors de la crue au regard des variations en ETM particulières « totaux », comme observé à titre d'exemple pour V, Cd et Pb (Figure V - 24). Ainsi, des corrélations peuvent être observées entre les concentrations extraites par HCl et les concentrations totales, comme celles observées avec Cd (Figure V - 24).

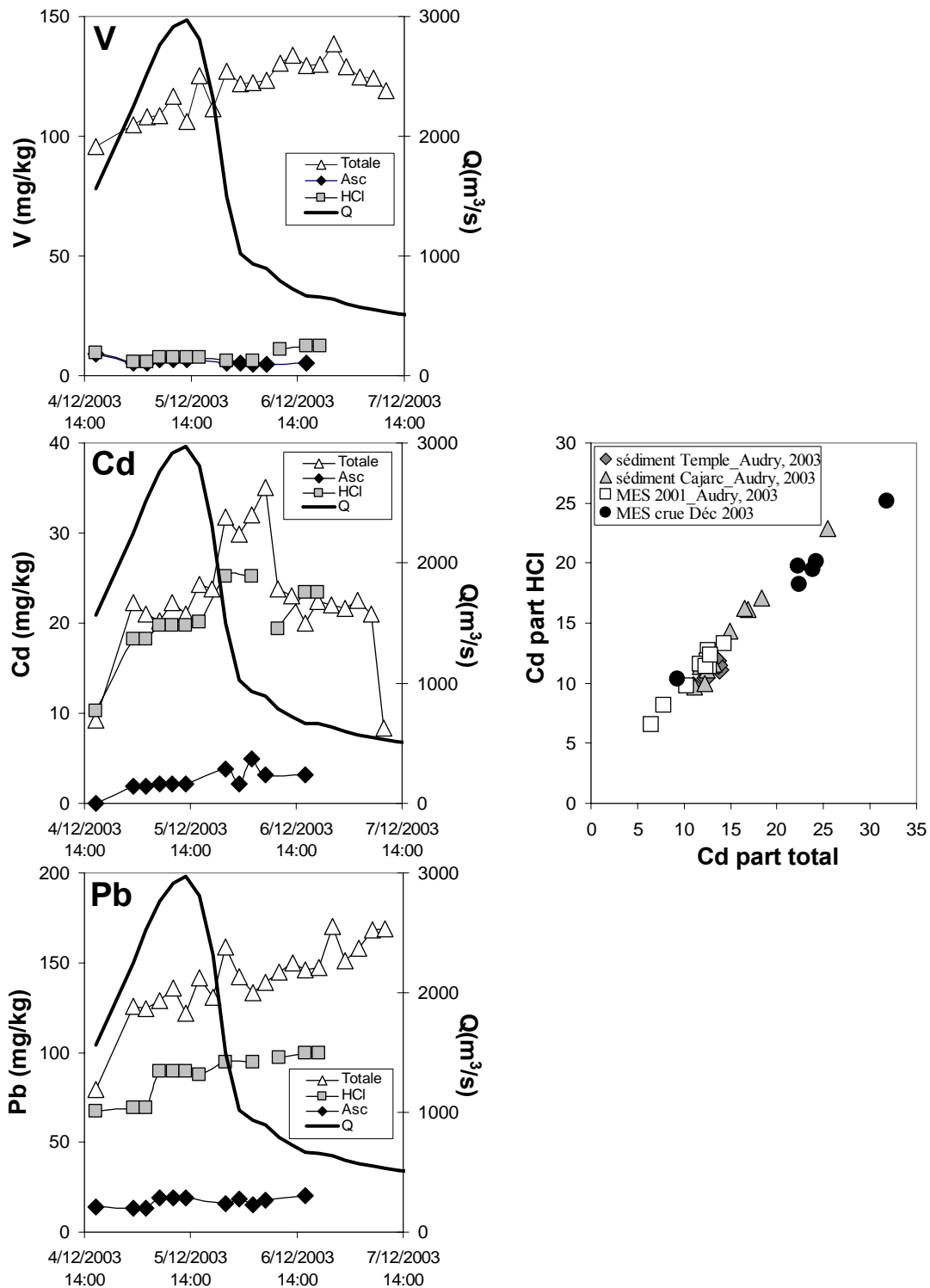


Figure V - 24 : Concentrations en V, Cd et Pb particulières extraites par les extractions sélectives par HCl et ascorbate des MES du Lot à Temple lors de la crue de décembre 2003.



Les proportions moyennes des métaux de la fraction HCl et de la fraction ascorbate à la teneur totale montrent de fortes disparités suivant l'élément considéré. La fraction HCl est importante pour Cd (90%), Zn (74%) et Pb (66%) alors que V et Cr montrent les plus faibles contributions, inférieures à 7%. A partir des analyses de spéciation sur les prélèvements mensuels en 2001, Cd apparaissait déjà comme le métal le plus potentiellement biodisponible, avec une contribution comprise entre 84% sur la Garonne en amont de la confluence avec le Lot à 95% sur le Lot en amont de Temple (Albas ; Audry, 2003). Ces résultats semblent alors pouvoir se généraliser sur ce bassin, quelles que soient la situation hydrologique et les concentrations totales.

De la même manière, V et Cr montrant des spéciations similaires avec des contributions faibles des fractions extraites par ascorbate et HCl (1N), semblables à celles de 2001, indiqueraient une contribution de la phase résiduelle ~90%, impliquant une incorporation dans des structures cristallines.

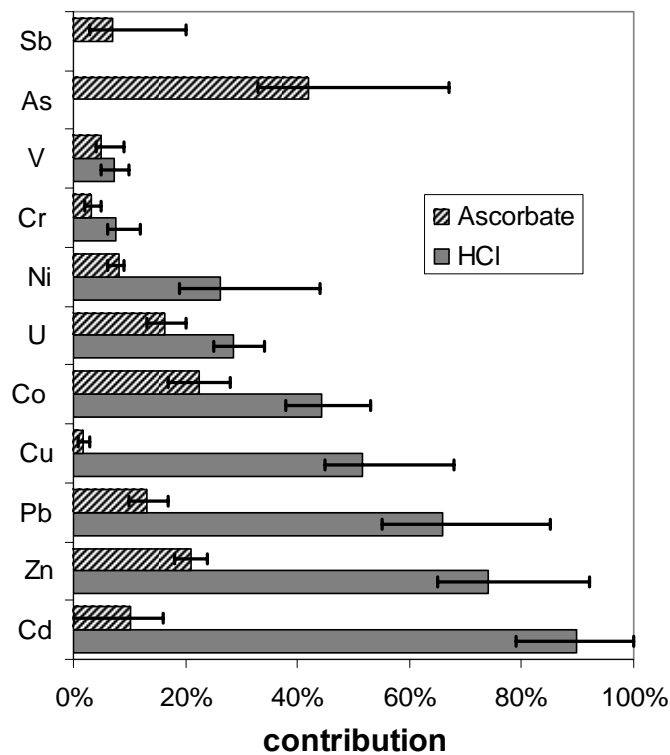


Figure V - 25 : Contributions moyennes (%) de la fraction métallique extraite par HCl (1N) et par ascorbate à la teneur métallique totale sur les MES du Lot lors de la crue de décembre 2003 (les barres indiquent les minimum et maximum observés).

Ainsi, les résultats acquis montrent que les métaux du Lot, lors de la crue de décembre et de manière générale sur l'année, sont essentiellement portés par les phases extraites par HCl. L'arsenic n'a pas été dosé dans la fraction extraite par HCl au moment de la crue, toutefois, sa fraction ascorbate est très élevée. De plus, Caule (2004) a déterminé une

proportion de ~ 50-60% de la phase extraite par HCl à la teneur totale en As de deux carottes du Lot. Ces extractions parallèles permettent de proposer la séquence de mobilité croissante suivante :  $V < Cr < Ni < U < Co < Cu \leq As < Pb < Zn < Cd$ .

**Résumé** - Les fortes proportions de Cd, Zn et As mobilisables suggèrent que les MES du Lot représentent une source importante potentiellement biodisponible lors des changements de conditions géochimiques (e.g. gradients estuariens de salinité, potentiel d'oxydo-réduction).

### **III.5. VARIATIONS SAISONNIERES DES ETM DISSOUS SUR LE LOT**

Dans ce dernier paragraphe, les variations des concentrations en ETM de la crue de Décembre 2003 ont été replacées dans un contexte annuel. Seuls les ETM dissous, qui montrent de plus fortes variabilités par rapport à la phase particulière, ont été considérés. Pour cela, nous avons utilisé les données issues du réseau permanent dont les prélèvements sont réalisés mensuellement, et ceci sur deux années 2002 et 2003 pour s'assurer des tendances observées. L'étude de ces séries temporelles mensuelles est un outil complémentaire à l'étude entreprise lors de la crue. En effet, **les données mensuelles ne peuvent prendre en compte avec précision les variations temporelles des crues mais sont un outil indispensable à la compréhension de mécanismes à plus grande échelle temporelle.**

**L'évolution annuelle des concentrations en ETM dissous met en évidence une variabilité temporelle avec une forte composante saisonnière (Figure V - 26), décrivant deux comportements distincts.**

(1) Dans le premier groupe, **les concentrations en Zn, Cd, Ni et Cu** (comme **Pb** non représenté) sont plus élevées lors de forts débits (incluant les événements de crues) que durant les étiages ou débits modérés (**Figure V - 26**), confirmant les cycles saisonniers déjà reportés pour Zn et Cd sur le Lot (Bourg et al., 2000). De plus, les concentrations de la crue de décembre 2003 sont supérieures aux maxima mensuels (Zn : 42 µg/l en crue vs. 8,0 µg/l ; Cd : 0,33 µg/l vs. 0,10 µg/l ; Ni : 1,15 µg/l vs. 0,80 µg/l ; Cu : 2,90 µg/l vs. 1,05 µg/l).

(2) Le deuxième groupe représenté **par V, As, Mo et U** (de même que **Sb** et de manière modérée **Co**, non représentés) montre des concentrations plus élevées entre avril-mai et fin octobre, coïncidant avec les périodes de basses eaux ou d'étiages (**Figure V - 26**).

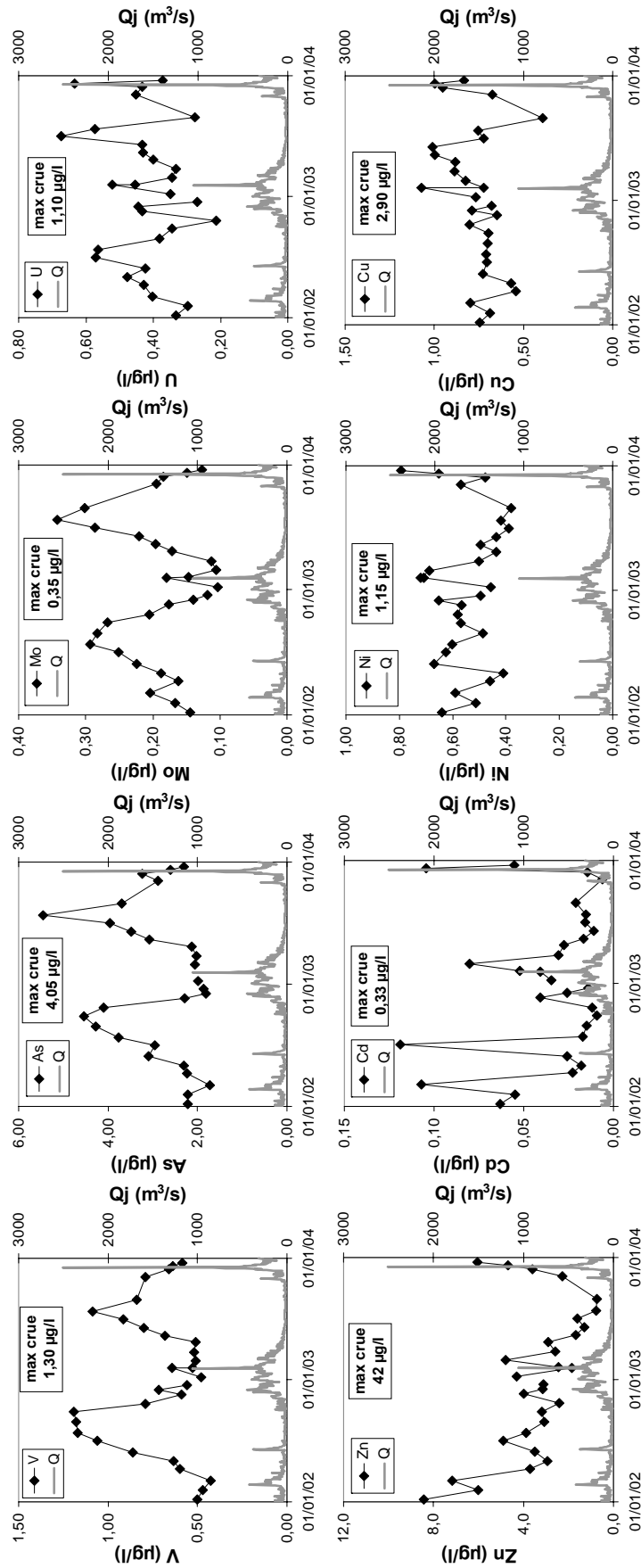


Figure V - 26 : Variations mensuelles des concentrations en ETM dissous à Temple en 2002 et 2003 (hors données crue) et débits journaliers (Q); les valeurs maximales lors de la crue de décembre sont indiquées. Seul un échantillon ponctuel (9/12) appartenant au suivi mensuel représente la fin de crue cinquantennale.

**Un modèle analogue : le Mississippi ?** - De telles variations saisonnières ont déjà été observées sur le Mississippi par Shiller (1997) avec d'un côté V, Mo, U montrant des minima en hiver lors de forts débits et de l'autre Zn, Pb, Mn et Fe illustrant un comportement inverse avec des maxima en hiver. Ces variations ont été associées à des changements de conditions d'oxydo-réduction affectant saisonnièrement la distribution des concentrations en ETM. Ainsi, les conditions réductrices d'un milieu solubiliseraient les oxydes de Fe et Mn entraînant une augmentation des concentrations en Fe et Mn, aussi bien qu'en Zn et Pb qui sont fortement adsorbés par ces oxydes. A l'inverse, les formes réduites en V, Mo et U seraient plus facilement adsorbées sur les sédiments de surface, conduisant à une diminution des concentrations dissoutes (Sugiyama, 1989 ; Wehrli et Stumm, 1989).

L'observation de tel comportement pour Zn, Cd, V, U, Mo, As sur le Lot pourrait être relié aux mêmes types de mécanisme d'oxydo-réduction présentés par Shiller (1997) qui souligne toutefois que cette hypothèse nécessite d'être étayée. La réduction d'ETM peut se produire dans différents environnements, incluant des eaux de fond dans des lacs à production stratifiée, des marécages, des rivières stagnantes. Au niveau du Mississippi, le fleuve lui-même ne serait pas en condition réduite ou sous-oxygéné ; les apports en ETM dissous et réduits (Mn, Fe, Zn ou Cd) correspondraient à des zones qui seraient en connexion avec le fleuve en hautes-eaux (e.g. marécages). Ceci le distingue significativement du bassin du Lot sur lequel n'existe pas ce type de système.

Certains facteurs de contrôle potentiels, pouvant être responsables des variations mensuelles de concentrations sur le Lot, ont donc été analysés dont les hypothèses énoncées pour le Mississippi.

➤ **pH et concentrations en MES ?** - Les variabilités de ces éléments ne semblent pas liées aux variations de pH ou de concentrations en MES qui pourraient induire des changements dans les partitions dissous/adsorbé. En effet, les valeurs de pH ont varié entre 7,4 et 8,1 durant la période d'étude (**Figure V - 27**) et aucune corrélation n'a été observée entre les concentrations des ETM et les valeurs de pH. Ainsi, contrairement à de récentes observations (Bourg et al., 2000), les cycles saisonniers de Cd, Zn ne seraient pas liés aux variations de pH induites par l'activité biologique. De même, les concentrations en MES ne peuvent causer les variations saisonnières des ETM dissous car elles sont homogènes et faibles ( $\sim 10 \text{ mg.l}^{-1}$ ) durant toute l'année 2003, excepté durant la crue de février 2003 ( $>750 \text{ mg.l}^{-1}$  ; article #4).

➤ **Mécanismes d’oxydo-réduction ?** – Les températures des eaux du Lot et leur oxygénation montre de fortes variabilités mensuelles en 2002 et 2003 (**Figure V - 27**). Les températures sont négativement corrélées avec les concentrations en oxygène dissous (**Figure V - 27**). Les étiages sont caractérisés par les températures les plus élevées coïncidant avec des concentrations en O<sub>2</sub> dissous pouvant atteindre des valeurs excessivement basses (< 5 mg.l<sup>-1</sup>) ; les étiages correspondent à des périodes de sous-saturation en oxygène (taux de saturation ~20-30 %). En effet, durant la période printemps-été, la température élevée de l’eau limite la dissolution de l’oxygène, phénomène qui peut être accompagné d’une consommation d’oxygène plus importante due à la dégradation de la MO.

Les **périodes d’étiage, présentant de fortes concentrations en V, As, Mo, U (et Sb non représenté ; Figure V - 26), sont donc associées à des eaux sous saturées en oxygène**. Les corrélations négatives entre As et O<sub>2</sub> ou entre Mo et O<sub>2</sub> (tout comme V, U, Sb, Co) est nette et semblent indiquer une forte dépendance du couple température/O<sub>2</sub> dissous sur les variations saisonnières de ces ETM (**Figure V - 28**). Aucune corrélation significative n’a pu être mise en évidence pour Zn (ou Cd, Ni, Pb, Cu). Si les faibles concentrations en O<sub>2</sub> étaient indicatrices de conditions réductrices, elles devraient être associées à de fortes concentrations en Zn, Cd ; or, c’est l’inverse que nous observons (**Figure V - 26**).

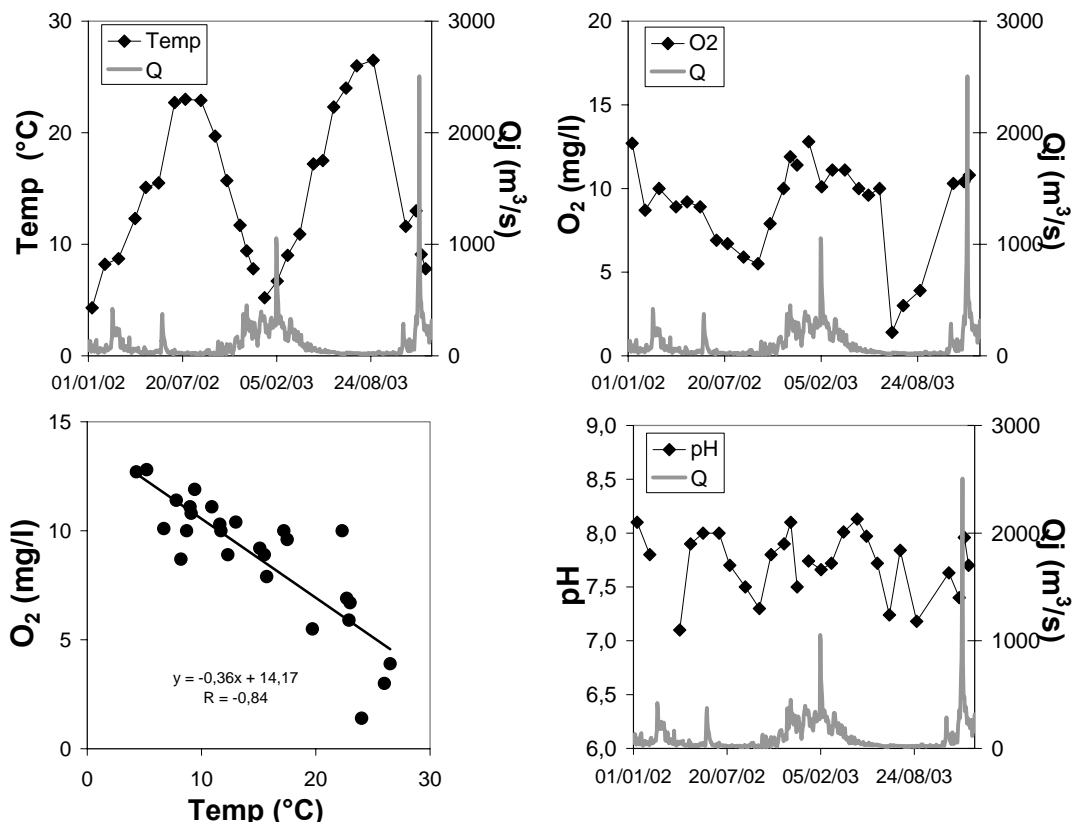


Figure V - 27 : Variations mensuelles de la température, des concentrations en oxygène dissous et du pH du Lot à Temple (les débits journaliers sont indiqués).

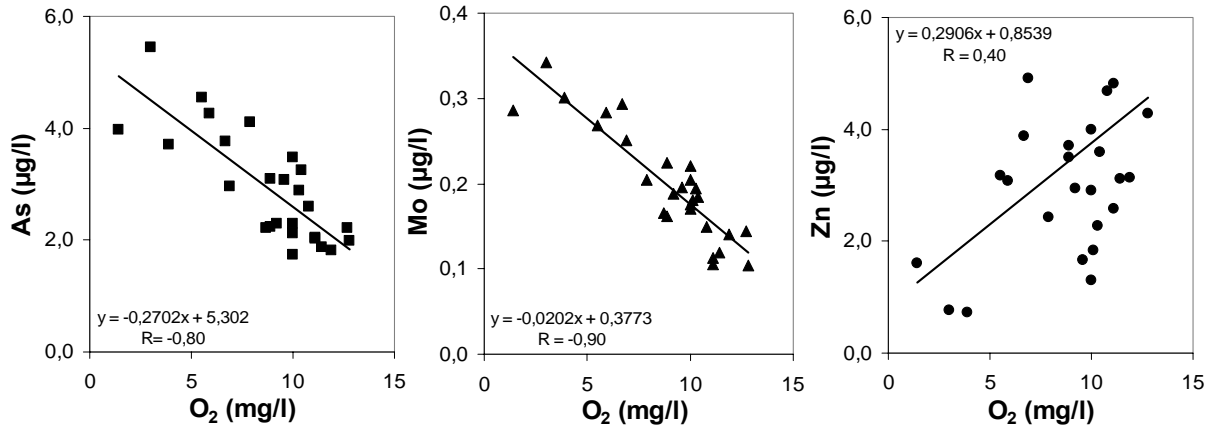


Figure V - 28 : Relation entre les concentrations mensuelles en As, Mo et Zn dissous en fonction des concentrations mensuelles en O<sub>2</sub> dissous sur le Lot à Temple (années 2002 et 2003).

**Un indicateur du milieu réducteur** - Le manganèse est un élément fortement affecté par les changements de son état d'oxydation en réponse à la chimie rédox : quand les conditions sont suffisamment réductrices, Mn est essentiellement sous forme dissoute (e.g. Church, 1986 ; Pontér et al., 1992 ; Ouddane et al., 1999). Ces conditions peuvent être en partie contrôlées par l'activité microbienne et la dégradation de MO (Bourg et Bertin, 1994).

Des analyses ont donc été effectuées sur les prélèvements mensuels pour l'année 2003. L'évolution saisonnière des concentrations en Mn dissous sur le Lot montre des faibles concentrations en étiage et 5-7 fois plus élevées à la fin des mois de février et mars et au mois d'octobre (Figure V - 29A).

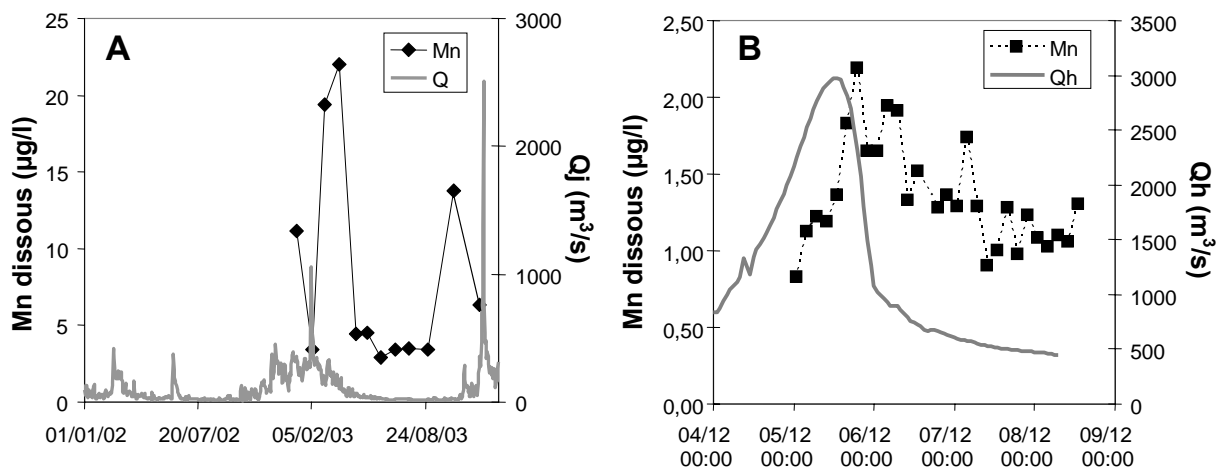


Figure V - 29 : A - Evolution des concentrations mensuelles en Mn dissous et des débits journaliers sur le Lot à Temple durant l'année 2003. B - Evolution des concentrations (toutes les 3 heures) en Mn dissous et des débits horaires sur le Lot lors de la crue de décembre 2003

➤ **Influence de la nappe ?** – La faible résolution temporelle des mesures mensuelles permet difficilement de cerner le mécanisme responsable des fortes concentrations en Mn. L'analyse à haute résolution des variations de concentrations lors de la crue de

décembre 2003 (**Figure V - 29B**) suggère que les apports de nappes souterraines influencent les concentrations de Mn dissous des eaux de surface.

**A l'échelle d'une crue** - La nappe est une composante essentielle dans le cycle hydrologique d'un bassin versant en crue où elle peut représenter 55 à 66% du débit des rivières (Durand et Juan-Torres, 1996 ; Sear et al., 1999 ; Négrel et al., 2005). Le modèle hydrologique de Probst et Bazerbachi (1986) basé sur la décomposition de l'hydrogramme de crue met en évidence trois composantes dans la distribution de l'écoulement : le ruissellement superficiel, le ruissellement hypodermique et l'écoulement de la nappe (**Figure V - 30**). Les auteurs considèrent, dans ce modèle, que le ruissellement superficiel prédomine en montée de crue, puis l'écoulement hypodermique et enfin l'écoulement de nappes en descente de crue.

Ces décalages pourraient expliquer l'évolution du Mn dissous en période de crue. Le pic de Mn dissous (**Figure V - 29**) apparaît durant la décrue lorsque l'écoulement de nappe est important, à la fois en terme de contribution majoritaire aux débits totaux (vis-à-vis du ruissellement de surface et hypodermique) mais également en valeur absolue de débits (pic de la nappe ; **Figure V - 30**).

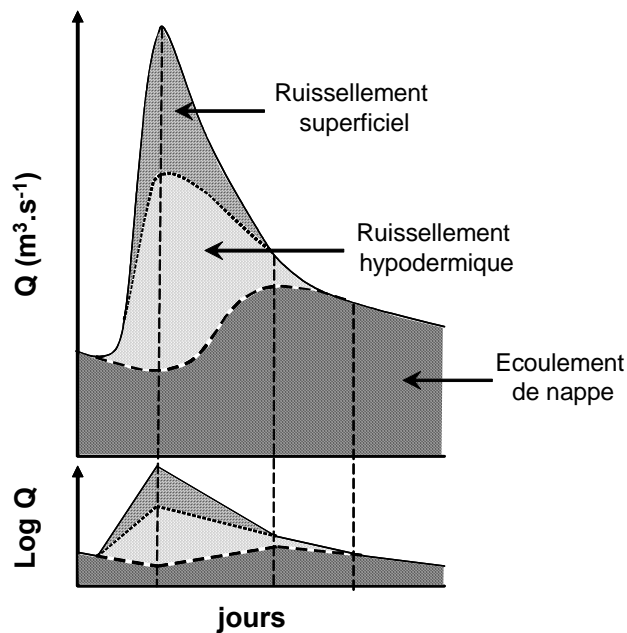


Figure V - 30 : Découpage des composantes de l'écoulement fluvial sur un hydrogramme de crue simple (d'après Probst et Bazerbachi, 1986), analogue à l'hydrogramme de la crue de décembre 2003 sur le Lot.

**A l'échelle saisonnière** – Il est à noter que les concentrations en Mn dissous lors de la crue de décembre sont nettement inférieures aux concentrations mensuelles (facteur 10 ; **Figure V - 29**). La recharge des nappes, débutée au moment de la pointe de crue, aurait considérablement dilué les concentrations en Mn dissous.

En dehors de périodes de crue, les rivières seraient essentiellement alimentées par les nappes (Probst et Bazerbachi, 1986). Toutefois, les concentrations en Mn dissous ne sont pas élevées sur toute la période intercrue de l'année 2003 sur le Lot. L'évolution des concentrations pourrait être résumées de la manière suivante :

Suite au remplissage des nappes qui s'est opéré lors de la crue de février et à la baisse des débits, les eaux de nappes se vidangeraient (avec un effet moindre de dilution) avec des concentrations élevées en Mn dissous. Avec l'étiage très prononcé de l'été 2003, les concentrations plus faibles en Mn dissous pourraient résulter de la faible alimentation de la nappe par la rivière (recharge) et/ou à son abaissement, limitant alors la zone saturée caractéristique d'un milieu réducteur. Les premières pluies d'octobre contribuent à la recharge de la nappe et la remontée de la zone saturée permettant la réduction des oxydes de Fe et Mn. Cette réduction se traduirait par une augmentation des concentrations en Mn dissous et en Zn, Cd, Ni, Pb, Cu, qui diminuent ensuite par effet de dilution lors de la crue majeure de décembre (**Figure V - 29**).

➤ **Incidence sur les concentrations en ETM dissous** – Les faibles concentrations en Mn dissous sont associées aux fortes concentrations en V, As, Mo, U (et Sb), i.e. correspondant à un milieu oxydant. La tendance observée pour V dissous serait cohérente avec l'observation faite que la solubilité de V diminue des environnements oxiques vers les environnements réduits mais contradictoire pour As (Wehrli et Stumm, 1989 ; Mucci et al., 2000 ; Chaillou et al., 2003).

A l'inverse, une tendance positive, de type polynomial, semble s'établir entre les concentrations en Zn et Cd dissous et celles en Mn dissous, hors événements de crue (**Figure V - 31**) ; les plus fortes concentrations en Cd et Zn (hors crue) peuvent être interprétées comme étant liées à un milieu réducteur (i.e. la nappe). Les points correspondant aux événements de crue s'écartent de cette tendance avec : (1) de fortes concentrations en Zn et Cd, rarement observées hors crue; (2) des concentrations très faibles en Mn.

Ainsi, les concentrations mensuelles en ETM dissous peuvent être partiellement expliquées par des changements de conditions d'oxydo-réduction, imputées à des variations de sources dans le Lot (dominance  $\pm$  importante de la nappe). Les conditions réductrices seraient dépendantes également du positionnement du toit de la nappe lié aux recharges (épaisseur de la zone saturée). Toutefois, ces relations sont moins nettes lors des crues par effet de dilution (facteur 10 entre les concentrations en Mn dissous lors des hautes et lors des crues, événement bref). L'hydrologie apparaît également être un facteur de contrôle.



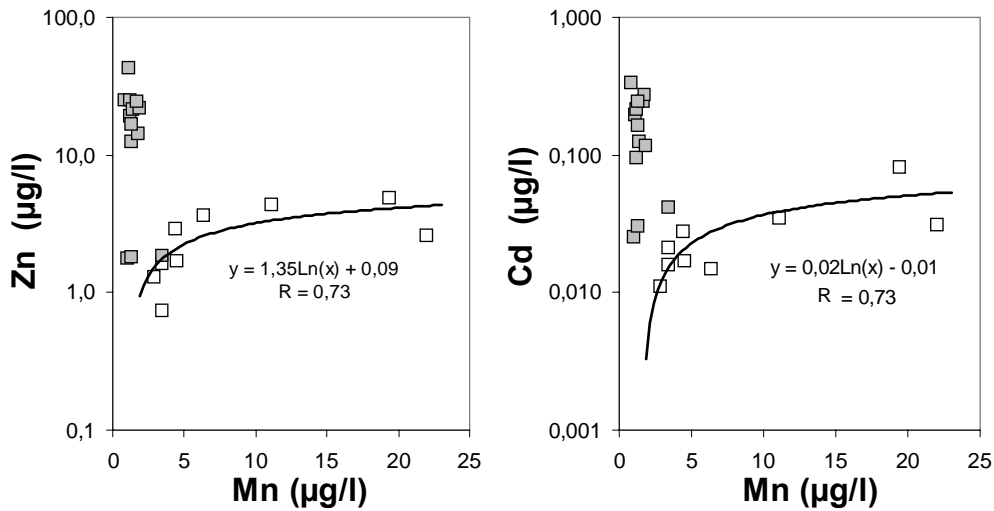


Figure V - 31 : Relation entre les concentrations en Zn dissous et Cd dissous en fonction des concentrations en Mn dissous (les points en gris correspondent aux crues de février et décembre 2003) sur le Lot à Temple durant 2003.

➤ Influence de l'hydrologie –

Les conditions réductrices liées aux apports des nappes influencent les concentrations en Zn, Cd, Ni (Figure V - 31). Toutefois, les plus fortes valeurs de concentrations sont observées lors des crues et seraient liées aux lessivages des terrils situés en amont du bassin du Lot (Decazeville) et/ou aux remobilisations des sédiments de barrages. Si les conditions réductrices ne peuvent être réfutées pour expliquer les faibles concentrations en V, elles ne peuvent expliquer celles en As. L'évolution des concentrations en As et Mo semblent plus liées aux variations hydrologiques (Figure V - 32). L'hydrologie étant dépendante de la saison, elle pourrait expliquer l'existence des corrélations entre les concentrations en V, As et le couple O<sub>2</sub> dissous / température (Figure V - 28).

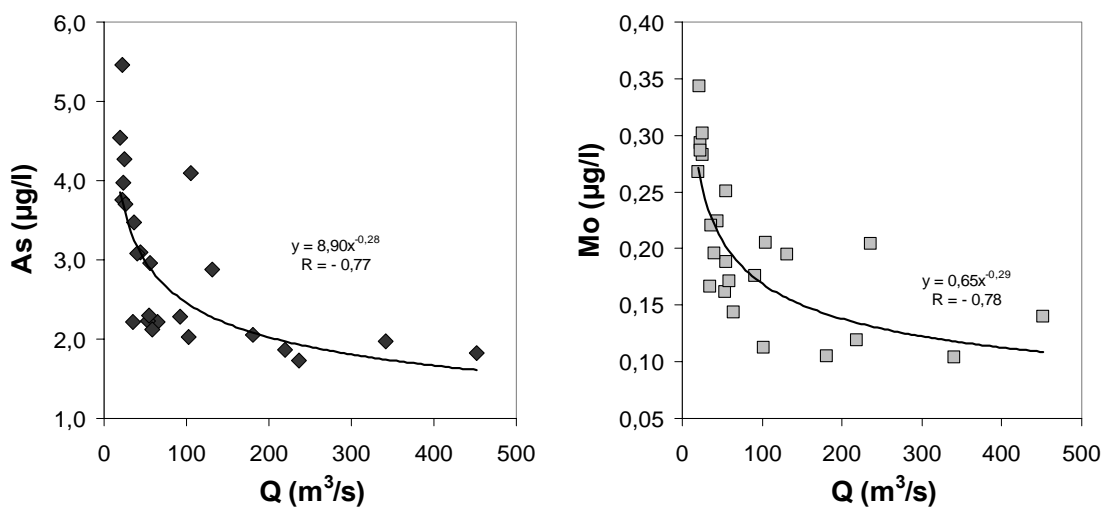


Figure V - 32 : Relation entre les concentrations en As et Mo dissous et les débits journaliers sur le Lot à Temple pour la période 2002-2003 hors événements de crue majeurs.

Pour U, il est à noter également l'influence des épisodes de crue sur les fortes concentrations (apports provenant de l'amont du bassin, et probablement essentiellement de la formation permienne pour laquelle les concentrations en U dissous sont très élevées [partie Decazeville ; **Tableau V - 6**). L'uranium aurait donc un comportement intermédiaire entre les deux ensembles d'éléments (**Figure V - 26**).

### En résumé –

L'analyse des variations mensuelles en ETM dissous a permis de distinguer deux groupes :

- les concentrations en As, V, U, Co, Sb et Mo sont plus élevées en basses eaux et étiages qu'en moyennes et hautes eaux (hors événements de crue). Les maxima mensuels de concentrations en ces éléments sont comparables aux pics de concentrations mesurés lors de la crue cinquantennale de décembre 2003.

- les concentrations mensuelles en Zn, Cd, Ni et Cu sont plus élevées lors des forts débits voire quelques jours suivant un événement hydrologique majeur. Les concentrations mensuelles les plus élevées sont nettement inférieures à celles mesurées lors de la crue de décembre 2003.

Cette répartition saisonnière des concentrations semble être partiellement liée à des changements d'oxydo-réduction et à des variations de sources en ETM dissous dans le Lot. Ainsi, Mn dissous, utilisé en tant qu'indicateur de conditions réductrices, montre de fortes concentrations mensuelles juste après des événements de crues. L'analyse des variations haute résolution du Mn dissous lors de la crue de décembre 2003 montre un décalage entre le pic de débit et le maximum de concentration, attribué à la dominance des apports de nappes. Des corrélations positives entre les concentrations mensuelles (hors crue) en Cd et Zn ont pu être établies avec les concentrations en Mn dissous. La diminution de la zone saturée avec l'abaissement du niveau de la nappe en étiage limiteraient les conditions réductrices ; ceci entraînerait une diminution des concentrations en Cd, Zn ou Ni. Lors des événements de crue, les concentrations en Mn dissous diminueraient par dilution à l'inverse de Cd ou Zn, suggérant que l'hydrologie est également un paramètre clé dans les variations des concentrations.

Les fortes concentrations saisonnières en Ni, Zn, Cd et Cu (et probablement Pb) pourraient être inhérentes aux mêmes facteurs que ceux énoncés lors de la crue de décembre 2003, i.e. une contribution plus importante des tributaires amont et/ou des possibles remobilisations de sédiments de barrages par lessivage.

A l'inverse, une corrélation négative a pu être établie entre les concentrations en As ou Mo et les débits, traduisant une dilution. Lors de la crue de décembre, les concentrations de ces éléments ont augmenté significativement ; cette augmentation a été attribuée à des effets de lessivage et des effets de chasse des eaux superficielles (*flushing*). Cette apparente contradiction pourrait être liée à un épuisement du stock en ETM dissous suite à une crue (« nettoyage »). Un laps de temps serait nécessaire à la reconstitution d'un stock, se recomposant par altération.

Il apparaît qu'un couplage entre événements brefs de crue et variations saisonnières est prometteur pour une meilleure compréhension des transferts d'ETM qui sont reliés à des variations aux longueurs d'onde distinctes (échelle saisonnière et échelle de crue).

De même, la composante nappe devrait être intégrée dans de futures études afin de caractériser les échanges avec les eaux de surface à partir, par exemple, de l'utilisation d'isotopes stables permettant de tracer les mouvements des eaux et discriminer les différents réservoirs (e.g. Sear et al., 1999 ; Lambs, 2004 ; Négrel et al., 2005). Une meilleure compréhension des échanges entre la nappe et la rivière permettra de déconvoluer les variations temporelles liées à l'hydrologie de celles liées aux apports de nappe.



## **IV. ANALYSE HAUTE RESOLUTION DES ETM A L'ECHELLE ANNUELLE SUR UN PETIT BASSIN VERSANT INDUSTRIEL DANS LE SYSTEME FLUVIAL LOT-GARONNE**



**Figure V - 33 : Photographie du site Vieille Montagne.**



**Figure V - 34 : Photographie de la mine à ciel ouvert « la Découverte ».**



**Figure V - 35 : Photographie des terrils localisés à côté de l'Usine UMICORE.**

## IV.1. PRESENTATION DU BASSIN DE DECAZEVILLE

### IV.1.1. Historique du bassin de Decazeville

L'héritage d'un lourd passé industriel, débuté il y a plus de 180 ans, s'est ajouté à l'érosion naturelle pour façonner les paysages essentiellement dans la partie aval. L'histoire « industrielle » de Decazeville, fondée en 1826 par le Duc de Decazes, a débuté par l'exploitation du charbon qui a connu le véritable démarrage de ses mines en 1828, produisant à son paroxysme près de 1,2 millions de tonnes de charbon par an lors de la Grande Guerre. Au niveau de ce bassin houiller, la première usine de France, spécialisée dans l'extraction et le traitement de minerai de zinc, fut créée à Viviez par Ernest Garnier vers 1855. Le choix de Viviez résidait dans le fait que trois facteurs y étaient rassemblés : 1 - Sa situation au centre du Bassin Houiller de l'Aveyron. 2 - La proximité des mines de calamine‡‡ de Figeac (Lot). 3 - La proximité du laminoir à cuivre existant déjà à Boisse-Penchot sur une chute du Lot, utilisé pour raffiner le zinc produit par l'usine. En 1871, l'usine et le laminoir furent cédés à la Société « Vieille Montagne ».

L'extraction et la purification du zinc ont été réalisées suivant différents procédés de traitement se succédant dans le temps. Jusqu'en 1922, l'extraction de Zn s'opérait par réduction thermique des minerais de Zn oxydé (calamine,  $ZnCO_3$ ) et aucun traitement des résidus n'était réalisé ; les cendres et les résidus stériles étaient placés sur des terrils. De 1922 jusqu'à l'arrêt de la production de Zn en 1987, l'extraction de Zn de la blende ( $ZnS$ ) s'est effectuée par lixivation-électrolyse. Cette méthode de production a conduit à la fabrication d'acide sulfurique et à la formation de boues contenant les résidus métalliques non extraits (Jozereau, 1997). Des techniques de traitement, d'abord par cubilot de 1930 à 1960 (bas fourneau à combustion semi-réductrice) dont la fonction est de vitrifier les inertes et stockage des inertes sur terrils, puis par voie humide (électrolyse) de 1977 à 1987 avec stockage des résidus sur terrils a permis de réduire les concentrations de Cd présentes dans les résidus. L'augmentation de la production dans les années 1960 a conduit à stocker les boues résiduelles dans des crassiers proches de l'usine. Cependant, une grande quantité de métaux a été rejetée dans le Riou Mort et le Lot par l'intermédiaire des processus de lessivage et d'érosion au niveau du bassin versant. L'oxydation des phases sulfurées contenues dans les terrils miniers sous l'action des eaux météoriques est responsable de l'introduction massive d'ETM dans les eaux du Riou Mort (Audry et al., 2005).

---

‡‡ : Minerais dont est extrait le zinc, remplacé ultérieurement par la blende

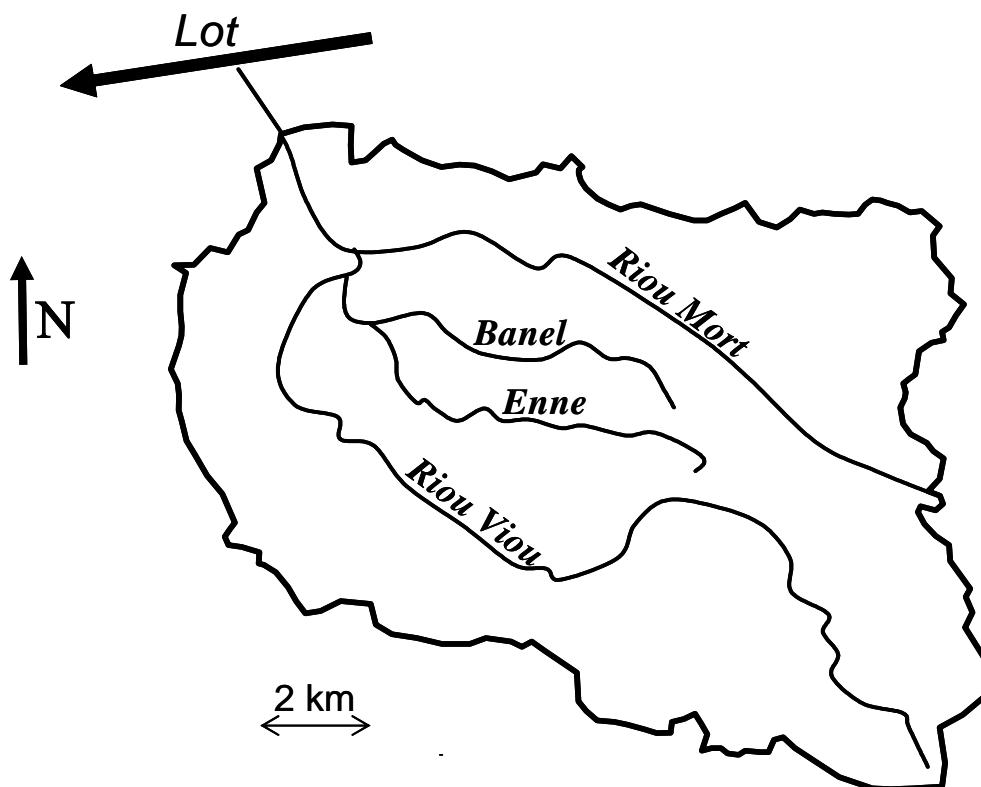


Figure V - 36 : Réseau hydrographique simplifié du Bassin de Decazeville réalisé à partir de la carte topographique de l'IGN au 1/50 000<sup>e</sup>.

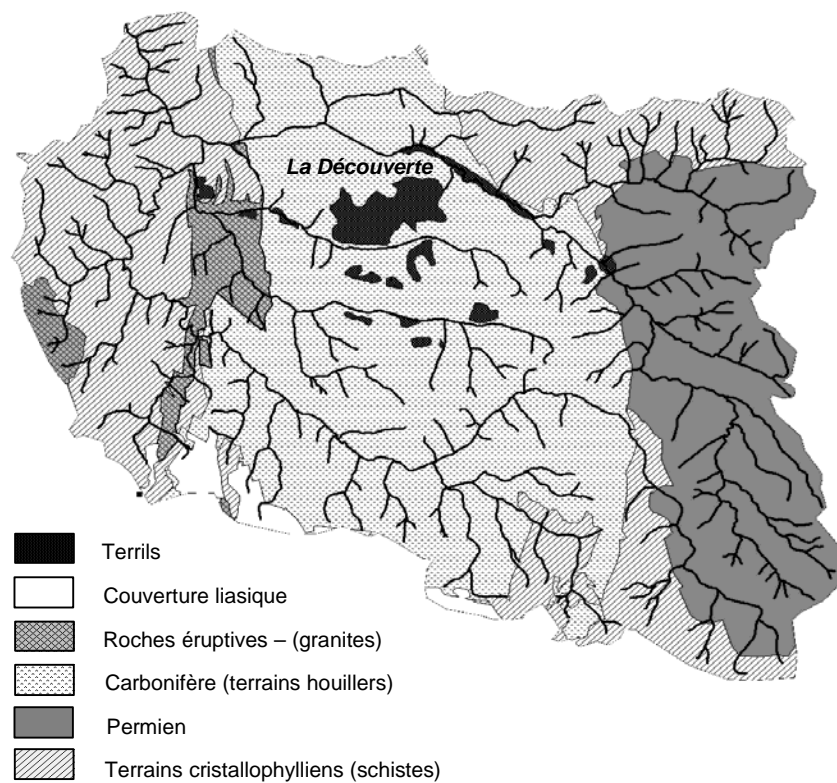


Figure V - 37 : Carte géologique simplifiée du Bassin de Decazeville réalisée à partir de la carte géologique du BRGM au 1/50 000<sup>e</sup>.



### IV.1.2. Hydrologie et Géologie du bassin de Decazeville

Le bassin versant de Decazeville a une superficie de 155 km<sup>2</sup> et est drainé par le Riou Mort. Le débit moyen annuel du Riou Mort, établi sur la période 1968 - 2004, est de 1,95 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, soit une contribution de l'ordre de 1% au regard des 145 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> du Lot à son exutoire (données 1960 – 1990 ; données DIREN Midi-Pyrénées). Le Riou Mort intègre les apports de plusieurs affluents: le Riou Viou, le Banel et l'Enne (**Figure V - 36**). D'un point de vue géologique, le bassin de Decazeville, localisé sur la marge sud-ouest du Massif Central, est subdivisé en cinq formations lithologiques (**Figure V - 37**; carte BRGM 1/50000 modifiée).

Les **terrains permien**s affleurent en amont du bassin dans la partie Est et représentent **~20% du bassin total**. Ils sont caractérisés par des séries détritiques continentales de teinte générale rougeâtre, facilement identifiable sur le terrain. La couleur rouge caractéristique de ces dépôts est liée à la présence d'hématites héritées des altérites qui ont alimentées la sédimentation détritique. Les faciès pétrographiques présentent une grande variété depuis des conglomérats, des grès à des argilites. Ce dernier faciès fin peut être très facilement érodé et transporté jusqu'à l'exutoire, donnant une couleur rouge aux eaux provenant essentiellement de la partie amont du Riou Mort.

Le **Carbonifère**, représentant **44% du bassin**, est constitué d'une accumulation détritique grossière (conglomérats, microbrèches) avec des veinettes de charbon, des grès-pélites et des couches de charbon. En 1892, la première grande exploitation française de houille à ciel ouvert, baptisée la Découverte, s'étale sur près d'un kilomètre de diamètre et 200 m de profondeur. L'activité de la mine à ciel ouvert a définitivement cessé le 30 juin 2001 et est en cours de remise en état (coupure des gradins et pentes à 30°). Ce terrain montre un faisceau de failles et de décrochements anastomosés qui séparent des unités généralement synclinales. Le Riou Mort draine le Permien et poursuit son trajet dans le Carbonifère, pratiquement jusqu'à sa confluence avec le Riou Viou qui draine avec ses deux tributaires (Enne et Banel) une grande superficie du Carbonifère.

Deux autres formations correspondent à des **formations endogènes**, soit **métamorphiques** (cristallophyllien), représentées essentiellement par des schistes et micaschistes (**30%**), soit magmatiques avec des granites (**4%**). La **couverture liasique**, constituée de dolomies, est également répertoriée dans la partie sud du bassin. Cependant, elle ne représente qu'une faible extension (**2%**) et seulement quelques têtes de sous-bassins du Riou Viou y prennent leur source.

L'érosion et le lessivage de ces différentes formations alimentent le système aquatique par des éléments traces métalliques (ETM) sous forme dissoute et particulaire.

Parallèlement à ces apports « naturels », le bassin de Decazeville récupère les eaux de ruissellement provenant de la ville de Decazeville et des différentes entreprises métallurgiques et de traitement de plastiques, des terrils non isolés et peu stabilisés ainsi que les rejets de l'usine « Vieille-Montagne ». Durant près de 150 ans de production de zinc sur le site de Viviez ont été générés différents stocks de résidus aux caractéristiques physicochimiques différentes selon le procédé utilisé : thermique ou hydrométallurgique. Le procédé hydrométallurgique, consistant en une électrolyse de zinc, a généré les résidus les plus contaminants de ceux qui existent sur le site aujourd'hui. Sur la localité de Viviez et ses environs, différentes zones ont servi de stockage à des déchets contaminés.

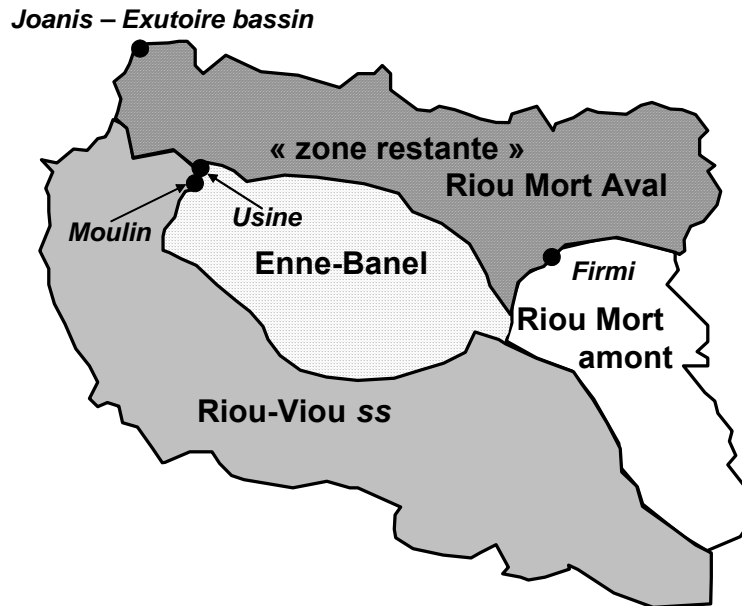
### IV.1.3. Choix et mise en place des stations de mesures

Après une compilation de données hydrologiques, géologiques et du modèle numérique de terrain sous SIG, les secteurs « théoriques » d'installation de stations (préleveur automatique et limnigraphe) pour suivre les transferts en ETM et de MES ont été déterminés (**Figure V - 36 ; Figure V - 37**).

- La station de **FIRMI** sur le Riou Mort a été choisie pour suivre les transferts provenant de cours d'eau drainant principalement la formation permienne exempte de terrils et autres dépôts anthropiques. Cette formation devrait être fortement érosive compte tenu du taux d'érosion net déterminé sur le Dourdou ( $310 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ), affluent du Tarn, drainant le même type de lithologie (Chap III).
- Une station a été également installée à **Viviez** au niveau du **Vieux MOULIN** pour suivre les transferts du Riou Viou *sensu stricto* avant la confluence avec l'Enne et le Banel. Cette station permet de suivre les apports provenant du drainage de formations permienes, carbonifères et cristallophylliennes sur lesquelles la présence de terrils semble limitée à quelques sites localisés, observés sur le terrain.
- La station **USINE**, au sein de **l'usine Umicore**, est l'exutoire du bassin total du Riou Viou comprenant les eaux du Riou Viou *sensu stricto* auxquelles se rajoutent celles du Banel et de l'Enne. La différence entre les flux quantifiés au site **USINE** et ceux quantifiés au site **MOULIN** est attribuée aux apports du Banel et de l'Enne drainant uniquement la formation Carbonifère. Le site **USINE** est un site clé pour les raisons suivantes :
  - la formation carbonifère de l'Enne et du Banel est riche en charbon connu pour être un réservoir naturel d'ETM comme As (e.g. Yudovich et Ketris, 2005);
  - des terrils non stabilisés et non isolés sont localisés sur le sous-bassin Enne/Banel ;
  - les éventuels rejets des terrils sur le terrain actuel de l'usine sont quantifiés.

- La station de mesure, correspondant à l'exutoire « **JOANIS** » (Viviez), est quant à elle en place depuis 1998 et permet d'intégrer la totalité des apports du bassin de Decazeville avant sa confluence avec le Lot.

A partir de la position des sites, des sous-bassins ont été définis (**Figure V - 38**). La « zone restante » correspond au tronçon RIOU MORT AVAL; les flux associés à ce sous-bassin correspondront à la différence entre les flux quantifiés à JOANIS et la somme de ceux de FIRMI et USINE. Le tronçon RIOU MORT AVAL draine principalement la formation carbonifère.



**Figure V - 38 : Localisation des quatre sites de prélèvements et des sous-bassins associés.**

L'exutoire du bassin à JOANIS est le seul site équipé avec une station de jaugeage gérée par la DIREN Midi-Pyrénées. Les données de débits au site USINE sont quant à elles fournies par l'usine UMICORE. En conséquence, les stations de FIRMI et du MOULIN, ne bénéficiant pas de mesure de débits, ont été équipées de limnimètres LPN 8/2 Hydrologic permettant la mesure en continu des hauteurs d'eau, étalonnées par une échelle limnimétrique.

Plusieurs missions ont permis de mesurer les débits à l'aide d'un courantomètre doppler Marsh McBirney. A partir d'une section de rivière donnée, définie par une hauteur d'eau précise, le courantomètre a été immergé à différentes profondeurs sur plusieurs profils afin de déterminer les vitesses d'écoulement (e.g. Lambie, 1978; Herschy, 1978 ; **Figure V - 39** ; **Figure V - 40**). La sommation de chaque sous-section multipliée par l'intégration des vitesses donne le débit. Des mesures répétées des débits au MOULIN et à FIRMI, durant des situations hydrologiques contrastées (**Figure V - 39**), ont permis d'établir pour chacun des sites une relation « hauteur d'eau / débit », appelée courbe de tarage. En utilisant ces relations, les enregistrements de hauteurs d'eau en continu ont pu être convertis en débits instantanés.



JAUGEAGE Date	FIRMI Hauteur (cm)	MOULIN Hauteur (cm)
11/03/2003	30	72
17/03/2003	23	66
31/03/2003	16	62
16/04/2003	-	60
20/05/2003	8	-
19/07/2003	-	54
19/11/2003	-	60
07/01/2004	26	69
09/01/2004	125	106
20/01/2004	58	89
12/02/2004	30	-
09/03/2004	-	69
23/03/2004	37	-
24/04/2004	-	76
14/05/2004	36	-
12/07/2004	-	53

Figure V - 39 : Transect sur la rivière pour la mesure de débit (photo DIREN) – Calendrier des jaugeages réalisés sur le Riou Mort à FIRMI et le Riou Viou au MOULIN.



Figure V - 40 : Jaugeage du Riou Viou au site du MOULIN, le 9 janvier 2004.

#### **IV.1.4. Stratégie d'échantillonnage et de mesures**

La quantification des flux doit tenir compte de la variabilité des débits, des concentrations en MES et des teneurs en ETM. En fonction de l'expérience acquise sur le Riou Mort depuis 1998, nous avons opté pour la mise en place de préleveurs automatiques, en chacun des sites, programmés pour un cycle de 24 jours, réalisant 8 prélèvements d'eau par jour dans une bouteille qui constitue alors un échantillon journalier. L'analyse journalière des concentrations en MES a permis de suivre les variations des flux solides de façon quotidienne et d'évaluer un flux annuel de MES de façon correcte au niveau des quatre stations. Les échantillons en ETM ont été analysés de trois façons :

- i) au moment des crues (et/ou variations des concentrations en MES), chaque bouteille issue des préleveurs a été analysée en ETM dissous et particulaire.
- ii) au moment des étiages (et/ou moindres variabilités des débits et des faibles concentrations en MES), des regroupements d'échantillons ne dépassant pas 6 jours ont été réalisés permettant d'avoir suffisamment de matériel à analyser et de déterminer avec plus de fiabilité une moyenne sur une période de faible turbidité.
- En complément de ce dispositif, pour valider les données acquises avec le préleveur automatique, des prélèvements manuels ponctuels ont été réalisés tous les 24 jours (lors de notre passage pour récupérer les échantillons et relancer les préleveurs) dans des conditions optimales (traitement et conditionnement immédiat). Pour réaliser une analyse géochimique précise en ETM particulaire, des pompages « gros » volumes (de 40 à 120L) ont été réalisés afin d'obtenir un échantillon suffisamment représentatif (>1g de MES). Les MES sont récupérées par centrifugation (12000 g) à l'aide d'un séparateur (Wesfalia Separator) assurant un taux de récupération de l'ordre de 98 à 100% pour un débit de l'ordre de 65 litres à l'heure. Il a été vérifié antérieurement que la pollution engendrée par ce matériel peut être considérée comme négligeable pour les éléments analysés (Etcheber et Jouanneau, 1980). De plus, une étude comparative a récemment permis de confirmer l'intérêt de l'utilisation de cette méthode d'échantillonnage de MES en milieu fluvial (Schäfer et Blanc, 2002).
- iii) des prélèvements journaliers manuels réalisés à l'exutoire du bassin (JOANIS) par un correspondant local.

## IV.2. QUANTIFICATION DES APPORTS LIQUIDES DES SOUS-BASSINS DE DECAZEVILLE

### IV.2.1. Site du MOULIN sur le Riou Viou

Sur la période juillet 2003 – juillet 2004, les hauteurs d'eau sur le Riou Viou au MOULIN ont été comprises entre 0,5 m et 2,28 m, hauteur maximale enregistrée lors de la crue cinquantennale de décembre 2003. Le 9 janvier 2004, un jaugeage a été effectué pour une hauteur maximale de 1,06 m correspondant à un débit de  $6,86 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (**Figure V - 41** ; **Figure V - 42**). Généralement pour une rivière donnée, toute la gamme des hauteurs d'eau ne peut être jaugée ; dans notre cas, il a été nécessaire d'extrapoler la relation hauteur/débit obtenue pour des hauteurs d'eau supérieures à 1,06 m. Toutefois, les hauteurs d'eau d'une grande partie de l'année d'étude sont situées en dessous de cette valeur de 1,06 m.

Les données manquantes (deux mois), dues à un défaut de la pile de sauvegarde du limnigraphe, ont pu être « reconstruites » par corrélation avec les données mesurées par la DIREN au pont de Joanis (JOANIS, Viviez sur le Riou Mort). La comparaison des débits horaires du Riou Viou avec les débits journaliers du Riou Mort à JOANIS montre le synchronisme des événements (**Figure V - 42**). En analysant l'hydrogramme complet du Riou Mort à JOANIS durant cette période, un seul événement de crue débuté le 9 janvier 2004 a eu lieu. D'une part, cet événement a été comparé aux événements de mars et mai 2004 dont l'amplitude des débits enregistrés à JOANIS est comparable (**Figure V - 42**). D'autre part, une corrélation a été mise en évidence entre les débits horaires du Riou Mort à JOANIS et ceux du MOULIN en mars et mai 2004 (**Figure V - 43**). Il a été nécessaire d'effectuer au préalable un déphasage (décalage) d'une heure entre les débits du Riou Mort à JOANIS et ceux du Riou Viou au MOULIN afin de tenir compte, par exemple, du temps de trajet des eaux et de légers décalages dans les calculs de moyenne entre les stations. Les relations obtenues entre les débits du MOULIN et de JOANIS sont de type linéaire et les coefficients (pentes des droites) sont quasi similaires, compris entre 0,30 et 0,32 (**Figure V - 43**). Les apports du Riou Viou au MOULIN représenterait ~30-32% des débits à l'exutoire du bassin.

Avec un débit mesuré le 9/01/04 de  $6,86 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et une valeur calculée de  $6,47 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , (déterminée à partir de la relation reliant les débits horaires du MOULIN à ceux de JOANIS ; **Figure V - 43**), cette corrélation semble être validée et a pu être généralisée à l'ensemble de la période manquante, avec des erreurs <10% liées à la corrélation. Ainsi, l'intégralité des débits horaires manquants du Riou Viou au MOULIN a pu être reconstituée, de même que les débits journaliers en moyennant les débits horaires.

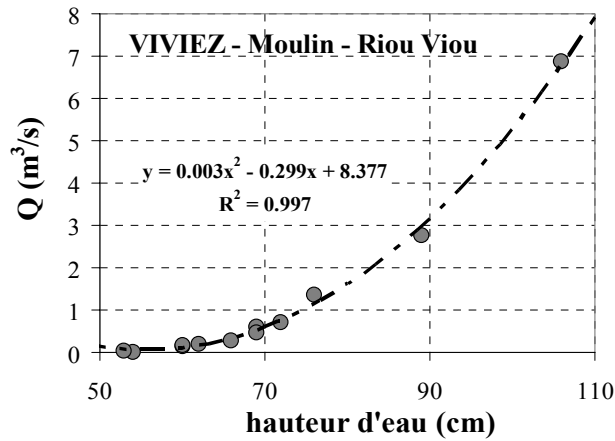


Figure V - 41 : Riou Viou au MOULIN : Courbe de tarage tracée à partir des jaugeages réalisés.

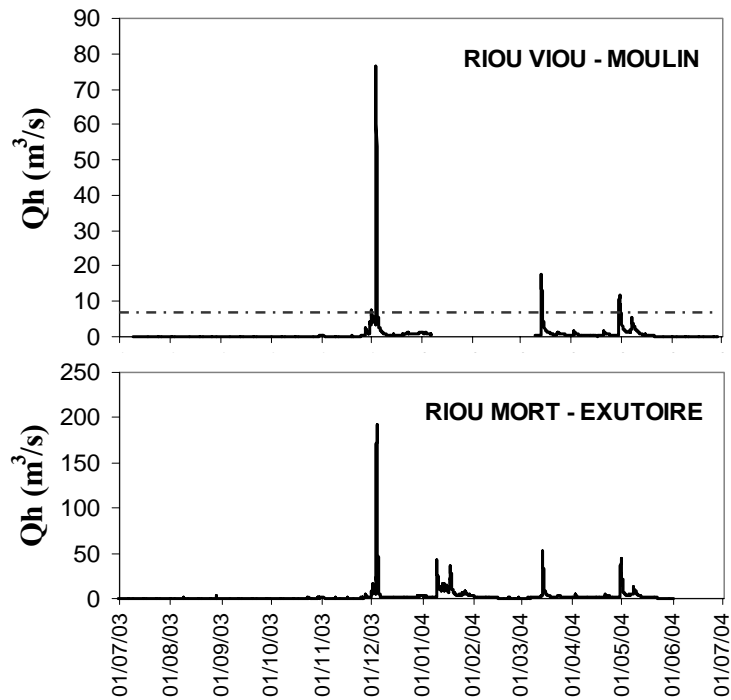


Figure V - 42 : Hydrogrammes des débits horaires reconstitués (Qh) sur le Riou Viou au MOULIN (en haut) et débits horaires sur le Riou Mort à JOANIS (en bas ; données DIREN Midi-Pyrénées). La ligne en pointillée indique le plus fort niveau de débits jaugés.

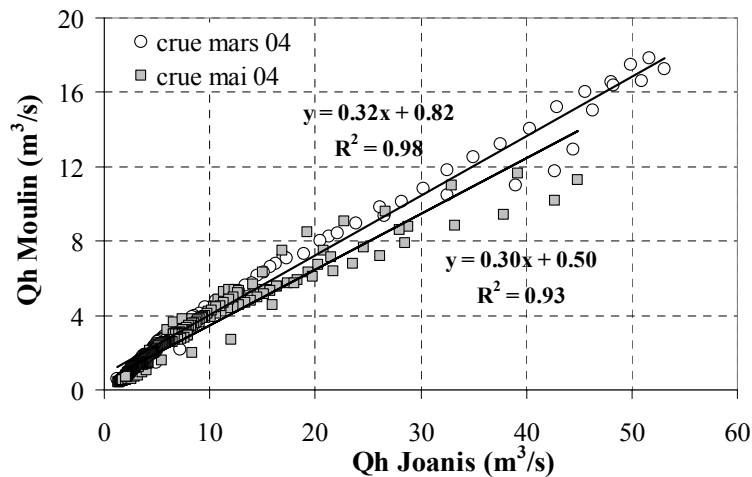


Figure V - 43 : Relations entre les débits horaires du Riou Viou (MOULIN) et ceux du Riou Mort (JOANIS).

### **IV.2.2. Site de FIRMI sur le Riou Mort**

L'enregistrement des hauteurs d'eau sur le Riou Mort à la station de FIRMI qui ont fluctué de 0,10 m à 1,82 m (hauteur maximale enregistrée en mars 2004) a pu être converti en débits à partir de la courbe de tarage (**Figure V - 44 ; Figure V - 45**). Le débit jaugé maximum a été mesuré à  $4,78 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , le 9 janvier 2004, avec une hauteur maximale de 1,25 m. Lors de la crue exceptionnelle de décembre 2003, un arrachage de la prise de pression n'a pas permis d'obtenir les enregistrements de hauteurs d'eau de cet événement (**Figure V - 45**). Comme pour le Riou Viou au MOULIN, une corrélation a pu être mise en évidence entre les débits horaires du Riou Mort à JOANIS et ceux à FIRMI en mars et mai 2004 afin de compléter les données manquantes. Cependant, contrairement au site du MOULIN, le déphasage (décalage) effectué entre les deux banques de données a été plus important (3 heures) s'expliquant par une distance de trajet des eaux plus grande entre FIRMI et JOANIS qu'entre le MOULIN et JOANIS. Les relations obtenues, de type polynomial, lors des deux événements de mars et mai 2004, sont quasi similaires. Une relation commune a pu être établie en associant les valeurs des deux crues (**Figure V - 46, en gras**). Cette équation a permis de compléter l'hydrogramme du Riou Mort à FIRMI sur toute la période d'étude, dont le débit du 4 décembre 2003 qui a été estimé à  $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .



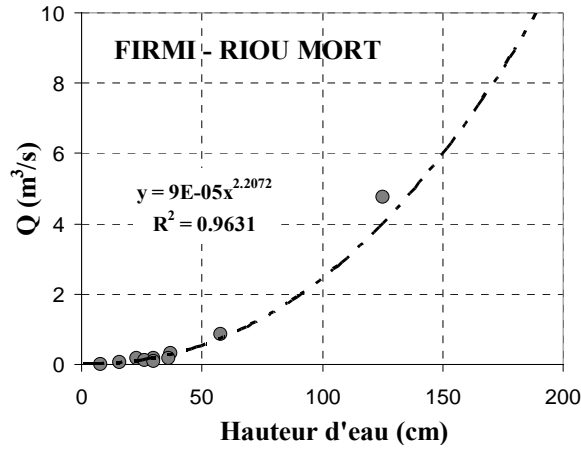


Figure V - 44 : Riou Mort à FIRMI : Courbe de tarage tracée à partir des jaugeages réalisés.

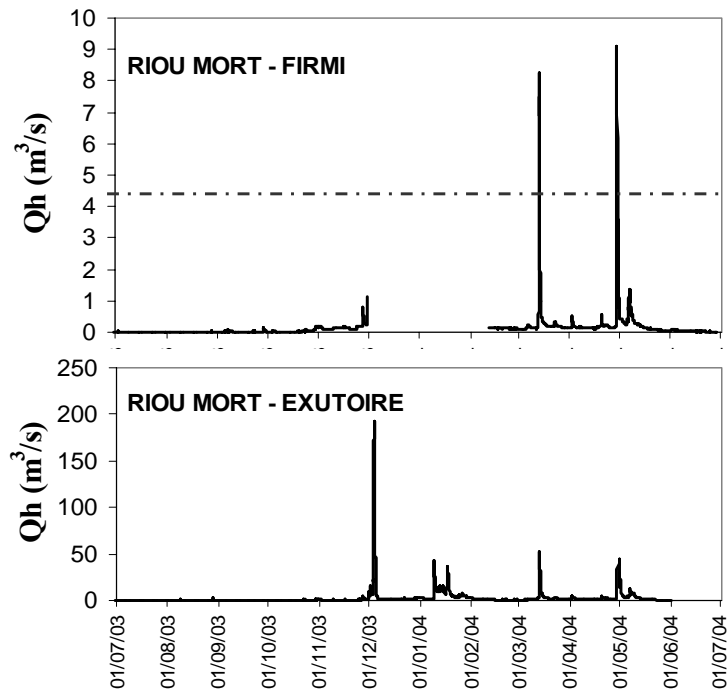


Figure V - 45 : Hydrogrammes des débits horaires reconstitués (Qh) sur le Riou Mort à FIRMI (en haut) et débits horaires sur le Riou Mort à JOANIS (en bas ; données DIREN Midi-Pyrénées). La ligne en pointillée indique le plus fort niveau de débits jaugés.

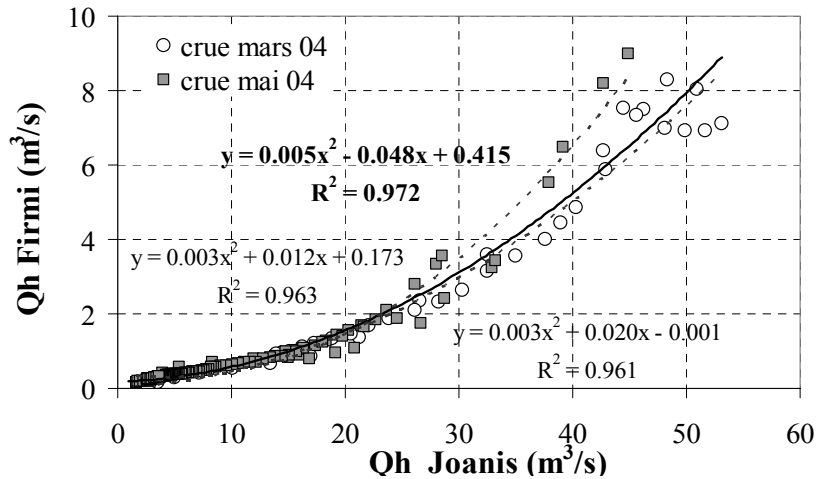
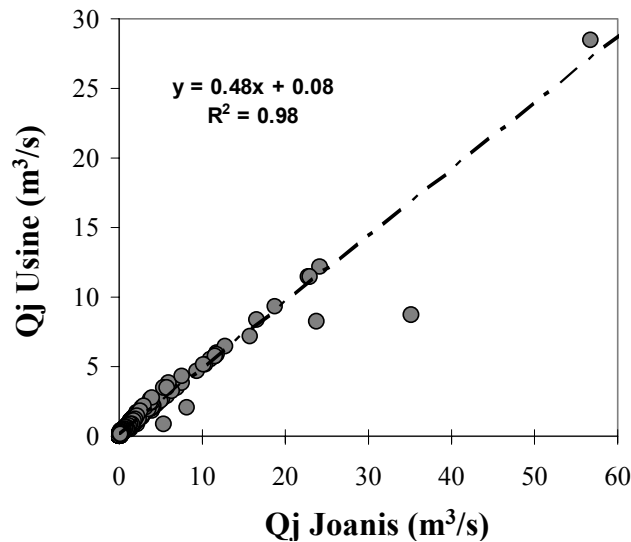


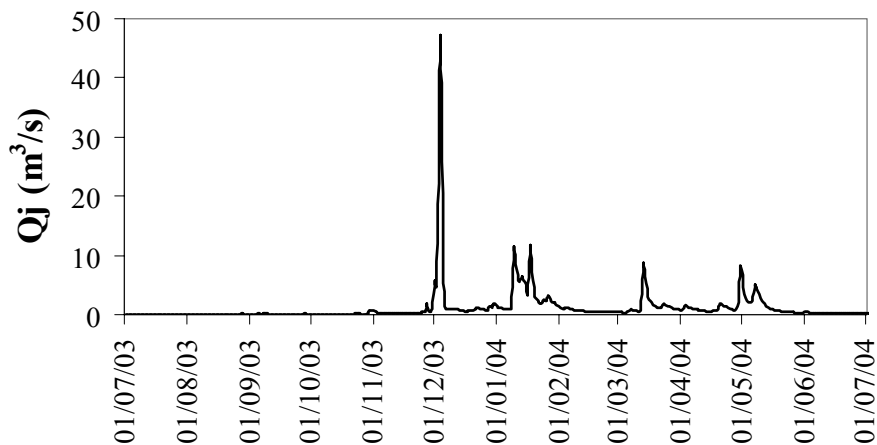
Figure V - 46 : Relation entre les débits horaires du Riou Mort à FIRMI et ceux du Riou Mort à JOANIS.

### IV.2.3. Site de USINE sur le Riou Viou

L'enregistrement des hauteurs d'eau du Riou Viou sur le site USINE, converti en enregistrement des débits a été communiqué par l'usine UMICORE sauf pour la journée du 4 décembre 2003. Les débits journaliers du Riou Viou à USINE ont montré une bonne corrélation avec les débits journaliers du Riou Mort à l'exutoire (JOANIS ; **Figure V - 47**). Ainsi, d'une part, à partir de cette relation et du débit journalier à JOANIS compris entre 70-90 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, il a été possible d'estimer le débit journalier au site USINE à 34-44 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> pour la journée du 4/12/03. D'autre part, cette relation montrerait que le Riou Viou à USINE contribuerait à 48% des apports d'eau du Riou Mort à JOANIS (**Figure V - 47**). Sachant que lors des crues, le Riou Viou au MOULIN a contribué pour 30 à 32% (**Figure V - 47**), nous avons déduit par différence que l'Enne et le Banel, ensemble, amèneraient 16-18% des apports d'eau à l'exutoire (JOANIS) durant ces événements.



**Figure V - 47 :** Relation entre les débits journaliers sur le Riou Viou à USINE et les débits journaliers du Riou Mort à l'exutoire (JOANIS) ; les données étant fournies par l'Usine, aucune explication ne peut être donnée pour interpréter les deux points s'écartant de la courbe de tendance.



**Figure V - 48 :** Hydrogramme des débits journaliers (Qj) sur le Riou Viou au site USINE.

#### IV.2.4. Répartition des débits annuels des sous-bassins

Durant cette première année de suivi hydrologique et malgré la canicule de l'été 2003 et la crue cinquantennale de décembre 2003, nous avons pu établir des courbes de tarage dont la précision est de 5% dans la partie interpolée (obtenue en calculant l'écart entre les débits mesurés et utilisés pour construire la courbe de tarage et les valeurs théoriques de débits issues de la courbe de tarage). Les gammes de débits concernées par les courbes de tarage couvrent des débits représentant la quasi-totalité des événements durant l'année 2003-2004. La DIREN Midi-Pyrénées annonce que l'incertitude classiquement avancée dans le calcul des débits est de +/-10% (comm. pers. 16/07/04). L'erreur pouvant être plus faible pour les débits moyens (+/- 5%) à beaucoup plus forte (50% ou plus) pour les très forts débits estimés par extrapolation. Pour le Riou Mort à Viviez, avec des jaugeages réalisés jusqu'à  $38 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , les débits extrapolés jusqu'à  $80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pourrait donc avoir une erreur de +/-10%.

Les débits journaliers de chaque sous-bassin ont pu être déterminés. La **Figure V - 49** montre une bonne correspondance entre les débits annuels et la superficie des sous-bassins. Le bassin du Riou Viou *sensu stricto*, au site du MOULIN, représente 40% des apports annuels en eau, pour une superficie représentant 42% du bassin de Decazeville. A USINE, le Riou Viou auquel s'ajoutent les eaux du Banel et de l'Enne représente 51% des flux d'eau mesurés à JOANIS. Les apports de l'Enne et du Banel sont réduits à hauteur de 11% (en bleu hachuré) pour une superficie correspondant à 19% du Bassin de Decazeville. Le Riou Mort amont à FIRMI (en rouge) représente 15% des apports d'eau drainant une surface représentant ~14% de la superficie totale du bassin de Decazeville.

A ces apports d'eau quantifiés sur ces trois sites, s'ajoutent à l'exutoire 34% des flux liquides correspondant à une zone non suivie (ville de Decazeville incluse), s'entendant sur le Riou Mort avant la confluence avec le Riou Viou et la jonction des deux jusqu'à JOANIS (~25% de la superficie du bassin).

	Bassin	Station	A (km <sup>2</sup> )	Qa (m <sup>3</sup> /s)
1	Riou Mort Amont	Firmi	22	0.33
2	Riou Viou	Moulin	65	0.88
3	Riou Viou + (Enne + Banel)	Usine	94	1.12
4	Riou Mort (bassin entier)	Joanis	155	2.20

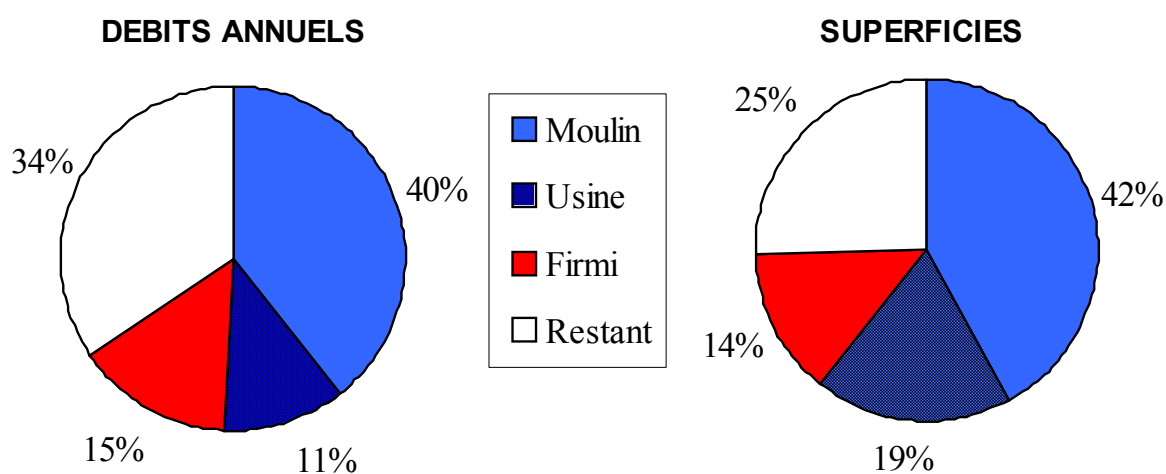


Figure V - 49 : Débits moyens annuels (Qa) et superficies (A) des sous-bassins du Riou Mort (le sous-bassin de l'Enne + Banel est défini comme la différence entre celui de USINE et celui du MOULIN ; la zone restante correspond à la différence entre l'exutoire à JOANIS et les trois sous-bassins).

### IV.3. EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN MES AVEC L'HYDROLOGIE

D'une manière générale, la quasi-totalité des pics de turbidité a été causée par des crues sur les quatre sites du bassin du Riou Mort (**Figure V - 50**).

La concentration moyenne pondérée par les débits sur le Riou Viou au MOULIN était de 145 mg.l<sup>-1</sup> avec une concentration maximale de 735 mg.l<sup>-1</sup> durant la crue de décembre 2003.

Au niveau des MES de FIRMI, la concentration maximale mesurée a été de 1080 mg.l<sup>-1</sup> au début de la crue de décembre 2003. Lors de cet événement, la prise d'eau du préleveur a été arrachée. Toutefois, les concentrations journalières en MES à USINE et à JOANIS de même que les débits journaliers sont connues ; les débits de FIRMI ont été recalculés à partir de la relation reliant les débits de FIRMI lors de crues à ceux de JOANIS (**Figure V - 46**). Par triangulation (calcul de mélange) entre les trois sites (dont la seule inconnue est la concentration en MES à FIRMI), il a été possible d'estimer la concentration en MES lors du pic de crue à 2600 mg.l<sup>-1</sup>.

Au site USINE, la concentration moyenne pondérée par les débits a été de 470 mg.l<sup>-1</sup>. La concentration minimale observée était ~0,2 mg.l<sup>-1</sup> en étiage et la concentration maximale s'élevait à 1860 mg.l<sup>-1</sup> durant la crue de décembre 2003. Cette concentration élevée n'était pas due aux apports du Riou Viou au MOULIN où la concentration maximale en MES n'a pas dépassé 735 mg.l<sup>-1</sup>. A chaque pic de crue, les concentrations en MES sur le site USINE étaient voisines voire supérieures à 1200 mg.l<sup>-1</sup> alors qu'elles ne dépassaient rarement 500 mg.l<sup>-1</sup> au MOULIN. Les eaux du Riou Viou s'enrichiraient en MES entre le trajet « MOULIN - USINE ». Les eaux du Banel et de l'Enne drainant le Carbonifère seraient donc plus chargées en MES que le Riou Viou au MOULIN traversant des terrains cristallophylliens. En considérant les parts respectives d'eau à l'exutoire JOANIS (MOULIN : 30% ; Enne-Banel ; 18% ; USINE : 48% ; **Figure V - 43** ; **Figure V - 47**), le Riou Viou à USINE est alors composé pour 62,5% par les apports du MOULIN et 37,5% par ceux de l'Enne et du Banel). En considérant lors des événements de crues que la concentration maximale a été de 500 mg.l<sup>-1</sup> au MOULIN et 1200 mg.l<sup>-1</sup> à USINE, une estimation de la concentration des eaux mélangées du Banel et de l'Enne a pu être calculée : elle serait de ~2400 mg.l<sup>-1</sup>.

Au niveau de JOANIS, la concentration moyenne pondérée par les débits est de 404 mg.l<sup>-1</sup> avec une concentration maximale s'élevant à 1750 mg.l<sup>-1</sup> durant la crue de décembre 2003.

Seule une période de forte concentration, de mi-décembre à fin décembre 2003 à l'exutoire du bassin (JOANIS), ne coïncide pas avec un événement hydrologique majeur, ni

avec des turbidités élevées sur les trois autres sites. Cette période à forte turbidité suit celle de la crue cinquantennale de début décembre, qui a causé de nombreux dégâts sur le bassin (érosion des berges, pont cassé...). Des travaux de nettoyage, consolidation et réaménagement des berges peuvent expliquer les concentrations anormales en MES.

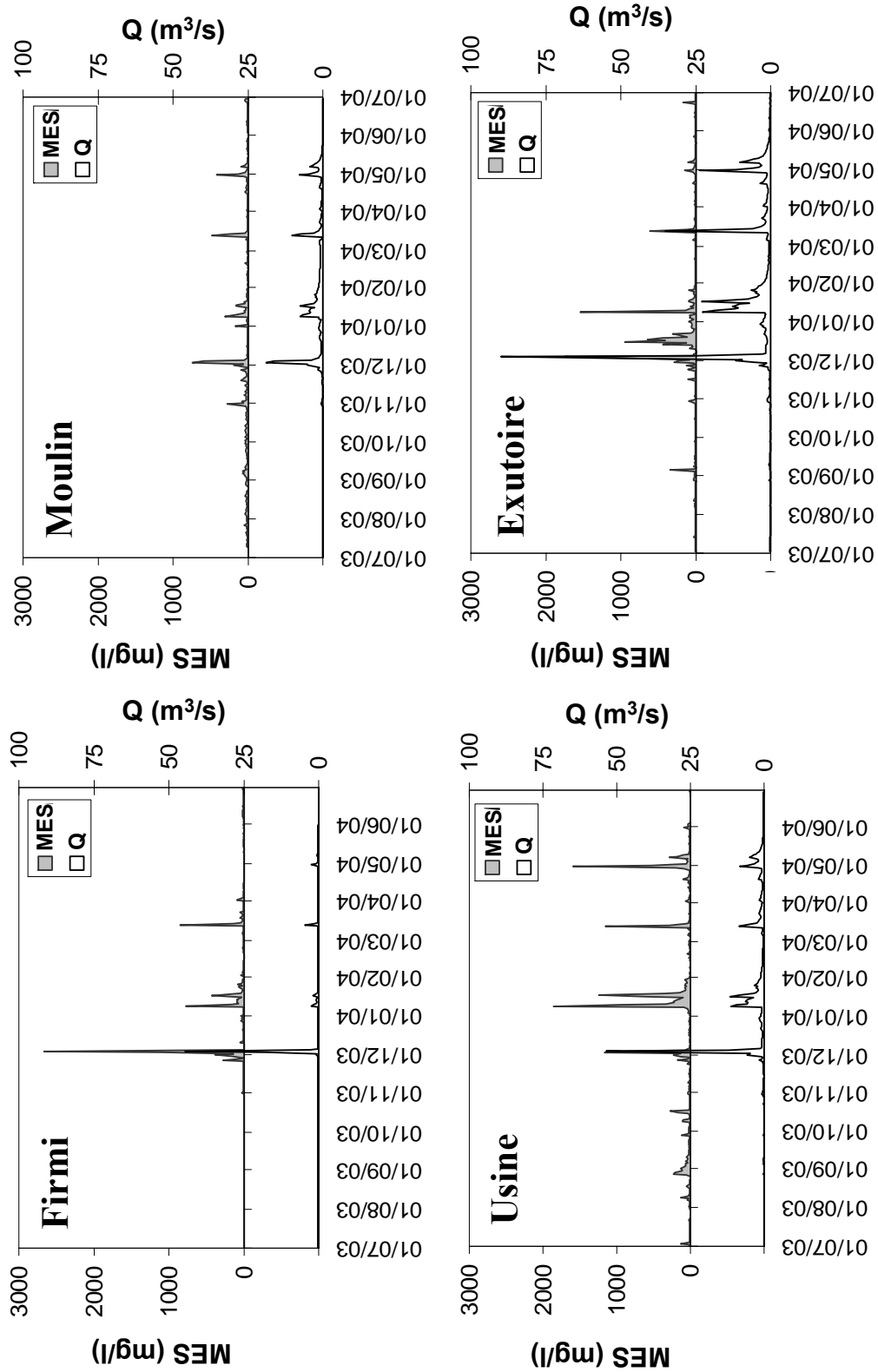


Figure V - 50 : Débits journaliers et concentrations journalières en MES sur les quatre sites.

## IV.4. COMPORTEMENT DES ETM DISSOUS

### IV.4.1. Caractéristiques physico-chimiques des eaux de surface

Les paramètres physico-chimiques de l'eau (température, conductivité, oxygène dissous, pH, Eh,) ont été mesurés au cours de chaque prélèvement ponctuel mensuel durant la période d'étude (juillet 2003 – septembre 2004 ; **Figure V - 51**). Les valeurs des paramètres physico-chimiques obtenues entre janvier et juillet 2003 ont été indiquées en complément, afin de visualiser deux cycles annuels complets et de s'assurer de la reproductibilité des tendances observées.

La **température** de l'eau montre un profil identique sur les quatre sites du bassin sur la période d'étude et qui apparaît reproductible avec, classiquement, un maximum en été (> 24°C) et un minimum en janvier (< 5°C ; **Figure V - 51**).

Les **conductivités** aux sites MOULIN (~200  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) et FIRMI (~300-500  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) ne montrent pas de variations importantes au cours de l'année et restent nettement inférieures à celles observées sur les deux autres sites drainant tous les deux la formation Carbonifère. Au niveau de JOANIS, une tendance saisonnière semble se dessiner avec des valeurs de conductivité (**Figure V - 51**) plus faibles entre octobre et avril (600-800  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) et plus élevées en été, pouvant atteindre (1200 à 2000  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ). Les variations saisonnières sont plus nettes pour le site USINE avec des valeurs comprises entre 1200-1700  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  (juillet et décembre) qui chutent brutalement à 300-600  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  durant la période janvier-mai.

Les données de l'**oxygène dissous** ne sont pas complètes sur la période d'étude. Il est cependant possible d'observer une diminution de la concentration en O<sub>2</sub> dissous entre juin et septembre à JOANIS en relation avec l'augmentation des températures, comme signalé pour le Lot en été 2002 et 2003 (**Figure V - 27**). La température élevée de l'eau limite la dissolution de l'oxygène, phénomène qui peut être accompagné d'une consommation d'oxygène plus importante due à la dégradation de la MO.

Le **pH** montre de faibles variations à FIRMI (7,6-8,2), USINE (6,8-8,2), JOANIS (6,8-8,3) difficilement corrélables avec une période de l'année, si ce n'est une légère baisse, marquée uniquement durant l'été 2003, pour JOANIS (**Figure V - 51**). Ces variations sont légèrement plus élevées au MOULIN dont l'intervalle de variation dépasse deux unités sur l'année (7,2-9,4) avec comme tendance générale une augmentation durant l'été. Ces fortes valeurs semblent influencer le site USINE qui présente une légère hausse au même moment.

Les valeurs mensuelles du **potentiel d'oxydo-réduction (Eh)**, non représentées dans la **Figure V - 51**, varient entre 100-300 mV et l'interprétation de leur variation semble difficile. Audry (2003) aurait observé, en 2001 à JOANIS, que les valeurs les plus élevées se situeraient en été.

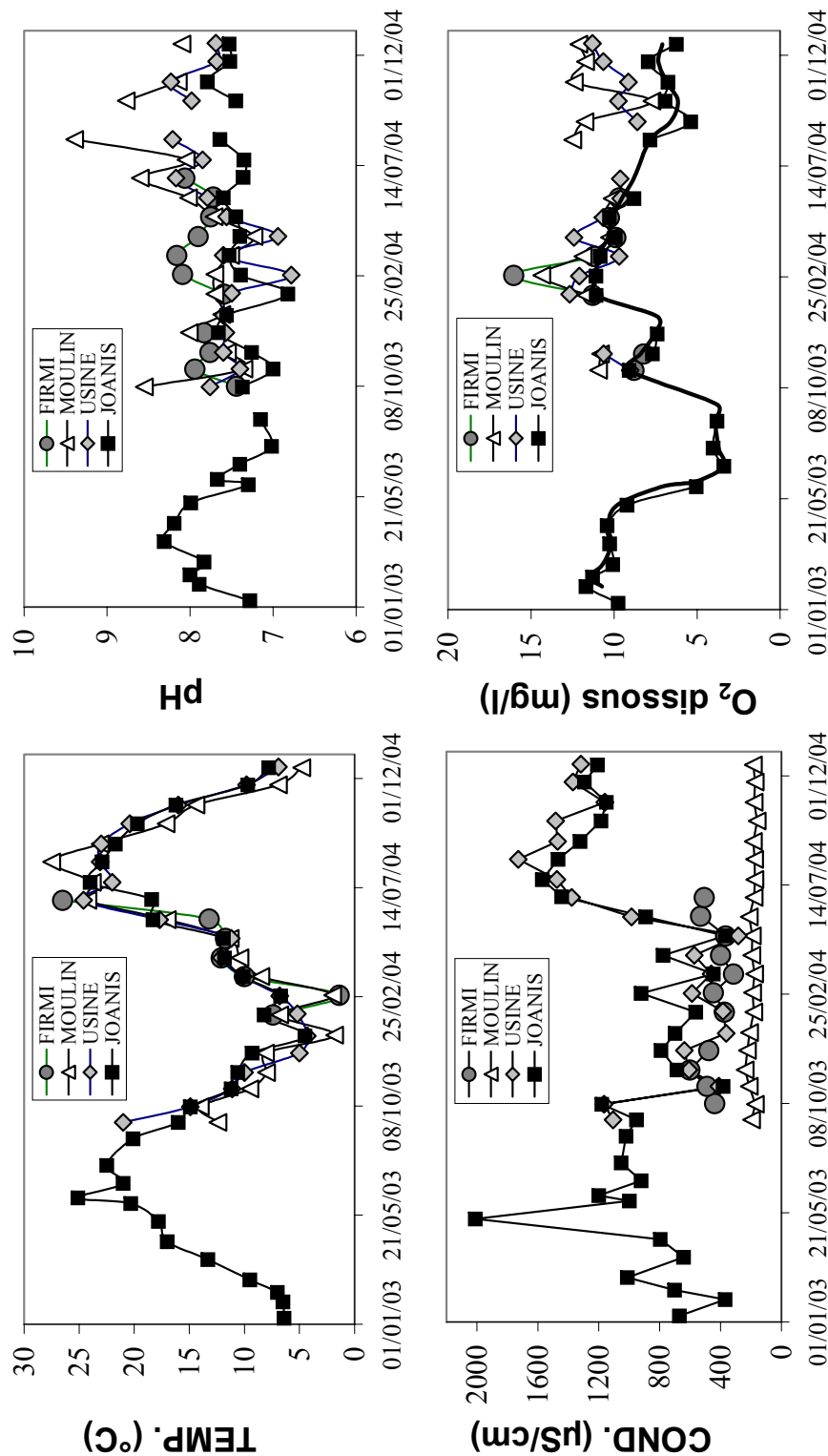


Figure V - 51 : Variations mensuelles de la température, de la conductivité, des concentrations en oxygène dissous et du pH sur les quatre sites du bassin de Decazeville.



## IV.4.2. Concentrations en ETM dissous

### IV.4.2.1. Distribution annuelle des concentrations

Les compositions moyennes en ETM dissous (incluant données ponctuelles mensuelles et prélèvements automatiques) obtenues sur les quatre sites du bassin entre juillet 2003 et juillet 2004 sont présentées dans le **Tableau V - 6**. Toutefois, le Riou Mort amont étant à sec durant l'été 2003, les moyennes calculées sur le site de FIRMI ne concernent que la période s'étendant de mi-octobre à juin 2004. Les concentrations moyennes montrent des écarts plus ou moins importants selon les sites et les éléments analysés.

**Tableau V - 6 : Concentrations moyennes en ETM dissous (valeurs minimum, maximum et écartype) sur les quatre sites du bassin de Decazeville durant notre période d'étude ; dl : limite de détection**

	V ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Cr ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Co ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Ni ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Cu ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Zn ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	As ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Mo ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Cd ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Sb ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Pb ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	Th ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )	U ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ )
<b>FIRMI</b>													
Moyenne (n=43)	1,05	0,770	0,145	0,971	1,78	2,57	2,98	0,243	0,038	0,377	0,059	0,040	3,79
Ecartype	0,24	0,107	0,037	0,306	0,54	1,58	1,02	0,115	0,034	0,086	0,126	0,119	1,41
MIN	0,28	0,569	0,068	0,392	1,05	0,76	1,44	0,084	0,005	0,228	< dl	< dl	0,24
MAX	1,78	0,910	0,219	1,94	3,40	10,9	6,56	0,795	0,249	0,805	1,19	0,648	6,12
<b>MOULIN</b>													
Moyenne (n=70)	0,359	0,573	0,064	0,891	1,26	30,2	3,72	0,150	0,474	0,340	0,062	0,031	0,168
Ecartype	0,082	0,084	0,029	0,551	0,64	44,7	1,98	0,050	0,395	0,106	0,050	0,078	0,160
MIN	0,240	0,446	< dl	0,337	0,62	2,17	1,21	0,077	0,042	0,206	< dl	< dl	< dl
MAX	1,07	0,888	0,179	3,16	5,05	313	8,19	0,297	2,08	0,679	0,361	0,490	1,71
<b>USINE</b>													
Moyenne (n=86)	0,376	0,677	0,547	28,5	2,02	1060	2,12	1,91	22,4	0,953	0,105	0,021	0,692
Ecartype	0,186	0,219	0,466	61,8	0,74	617	0,539	3,58	15,5	0,602	0,102	0,055	0,337
MIN	0,039	0,437	0,070	1,07	0,97	49,5	1,25	0,14	0,388	0,318	< dl	< dl	0,104
MAX	1,50	1,99	1,70	477	4,32	2390	3,83	26,6	61,1	3,26	0,668	0,391	1,36
<b>JOANIS</b>													
Moyenne (n=74)	0,518	0,676	0,404	26,2	2,40	1200	5,73	1,80	16,9	0,958	0,088	0,030	0,869
Ecartype	0,150	0,125	0,441	42,4	0,58	767	4,37	1,81	9,87	0,449	0,186	0,065	0,370
MIN	0,223	0,385	0,091	3,18	0,59	28,4	2,14	0,253	0,205	0,392	< dl	< dl	0,096
MAX	1,13	0,960	2,44	277	4,00	2970	34,0	13,9	53,2	3,08	2,28	0,433	2,37

Les concentrations dissoutes moyennes de chaque élément, mesurées à FIRMI, MOULIN et USINE ont été reportées en fonction de celles de JOANIS ; la droite en pointillée représente un rapport 1:1 entre les concentrations (**Figure V - 52**).

Il ressort de ce graphique que les concentrations en Zn, Cd, Ni, Sb, Mo, et relativement Co et Pb de USINE s'alignent sur la droite 1:1 ; les concentrations dissoutes à JOANIS sont fortement influencées par celles mesurées à USINE pour ces éléments (**Figure V - 52**). Concernant Zn et Cd, les moyennes à USINE et JOANIS sont supérieures de plus de deux à trois ordres de grandeur à celles mesurées au MOULIN et à FIRMI (**Figure V - 52**). Les concentrations en Ni dissous à USINE et JOANIS sont 30 fois supérieures en moyenne à celles de FIRMI et MOULIN.

**Les écarts observés entre les concentrations en Zn, Cd, Ni, Sb, Mo au MOULIN et USINE sont attribuables aux apports de l'Enne et du Banel drainant le Carbonifère.**

La comparaison des concentrations dissoutes entre les sites MOULIN et FIRMI a montré que seul Pb, Th, Ni et Sb montrent des valeurs comparables, auxquels peut être ajouté Co, qui malgré un facteur 2 entre les moyennes, présente des gammes (minimum ; maximum) équivalentes (**Tableau V - 6**).

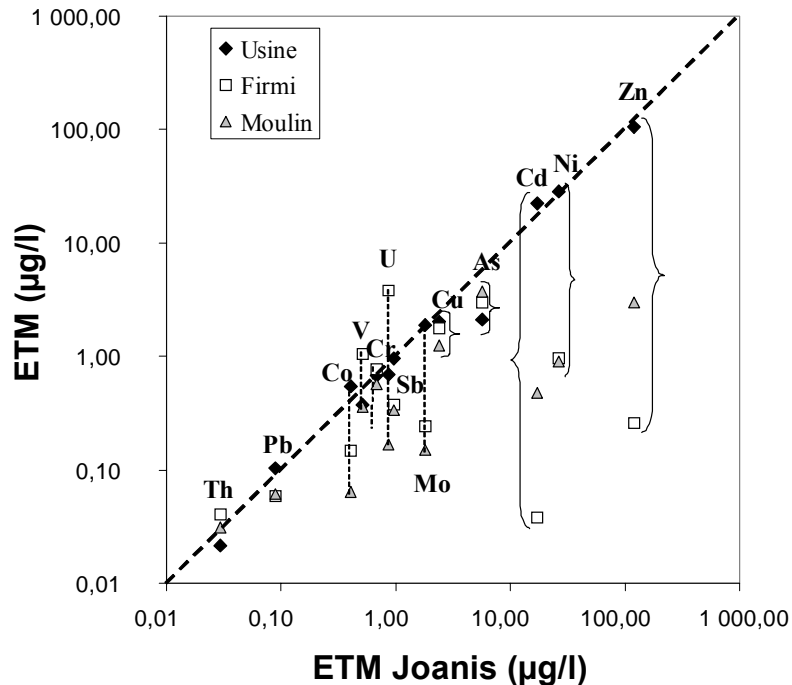


Figure V - 52 : Comparaison entre les concentrations moyennes annuelles en ETM dissous aux sites USINE, FIRMI et MOULIN en fonction des concentrations annuelles à JOANIS.

Trois autres éléments méritent une attention particulière : V, As et U. Les concentrations dissoutes à JOANIS semblent correspondre à un mélange entre le Riou Mort amont (FIRMI) et le Riou Viou USINE pour V (**Figure V - 52**) et entre la zone non suivie (Riou Mort aval) et le Riou Viou USINE pour As (**Tableau V - 6**). De plus, le vanadium montre une concentration moyenne en dissous trois fois plus importante à FIRMI qu'au MOULIN (**Figure V - 52**). De tels écarts dans les concentrations en V dissous peuvent être liés aux différentes lithologies composant les sous-bassins (permien d'un côté, cristallophyllien et carbonifère de l'autre). Des rivières californiennes et des affluents du Mississippi, drainant des lithologies variées, ont déjà mis en évidence des différences dans les concentrations en V dissous ; les fortes concentrations en V étaient attribuées au lessivage de roches silicatés (Shiller et Mao, 2000). La concentration en U dissous montre, quant à elle, une moyenne 20 fois plus élevée à FIRMI qu'au MOULIN qui se réduirait à 4 fois par rapport à celle de JOANIS par dilution d'affluents situés plus en aval. Lors d'une campagne de prospection (14/04/04), une concentration équivalente en U dissous a été mesurée sur un autre affluent du Lot, le Dourdou ( $0,94 \mu\text{g.l}^{-1}$  sur le Dourdou ;  $0,90 \mu\text{g.l}^{-1}$  à FIRMI) drainant également une formation permienne. **La formation permienne serait responsable de fortes concentrations en U.**

#### IV.4.2.2. Contribution de la phase colloïdale à la fraction dissoute

Une distinction peut être faite à l'intérieur de la phase dissoute ( $<0,2\mu\text{m}$ ) en faisant apparaître une limite à  $0,02\mu\text{m}$ . Durant la période d'étude, nous avons acquis des données mensuelles de concentrations dissoutes obtenues par filtrations à  $0,02\mu\text{m}$ , permettant de se soustraire d'une part importante de colloïdes grossiers à fins (Filella et Buffle, 1999 ; Ran et al., 2000). Des comparaisons sont effectuées entre les concentrations des ETM de la fraction  $0,2\mu\text{m}$  et de la fraction  $0,02\mu\text{m}$  au travers de rapports  $0,02\mu\text{m}/0,2\mu\text{m}$  exprimés en pourcentages (**Tableau V - 7**). Plus le rapport est faible, plus la fraction comprise entre  $0,02\mu\text{m}$  et  $0,2\mu\text{m}$ , i.e. caractérisée par la présence de colloïdes grossiers, est importante.

**Tableau V - 7 : Contribution de la fraction métallique  $<0,02\mu\text{m}$  à la fraction dissoute « totale  $<0,2\mu\text{m}$  » ; x (moyenne), min (minimum mesuré), n=nombre de valeurs. Les valeurs ne sont pas données pour Pb et Th car de nombreuses valeurs sont inférieures aux limites de détection.**

		V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	U
<b>Firmi n=9</b>	x (%)	90±5	60±50	81±12	84±18	89±16	47±32	91±4	100±4	63±19	99±2	96±4
	min (%)	83	5	63	58	52	11	86	96	38	96	89
<b>Moulin n=16</b>	x (%)	82±12	58±28	80±19	91±15	79±11	41±26	91±9	100±9	49±29	100±20	73±21
	min (%)	61	17	40	54	53	13	73	88	11	30	28
<b>Usine n=14</b>	x (%)	81±13	49±26	93±4	70±22	76±14	58±22	77±23	100±2	82±7	98±4	90±15
	min (%)	57	9	85	32	50	15	44	97	70	67	46
<b>Joanis n=14</b>	x (%)	78±15	78±20	87±8	72±24	70±12	50±23	83±12	99±4	74±10	100±6	98±8
	min (%)	62	9	73	31	50	4	53	91	61	70	78

La contribution moyenne de la fraction métallique  $<0,02\mu\text{m}$  à la fraction dissoute totale est prépondérante ( $>75\%$ ) pour V, Co, As, Mo, Sb et U (excepté U au MOULIN ; **Tableau V - 7**), témoignant d'une faible part de colloïdes grossiers. A l'inverse, les colloïdes joueraient un rôle essentiel dans le comportement de Cr, Zn et Cd pouvant atteindre en ponctuellement plus de 90% (e.g. Zn et Cr à JOANIS). La fraction  $<0,02\mu\text{m}$  apparaît moins importante pour Cd à FIRMI (63%) et MOULIN (49%) qu'à USINE (82%) et JOANIS (74%) ; à l'opposé, la fraction  $<0,02\mu\text{m}$  de Ni est plus élevée pour FIRMI (84%) et MOULIN (91%) que pour USINE (70%) et JOANIS (70% ; **Tableau V - 7**).

Nos résultats sont cohérents avec ceux présentés pour Co, Ni, Cu, Zn et Cd par Audry (2003) basés sur un prélèvement ponctuel effectué à Joanis. Toutefois, nos résultats mettent en évidence des variations temporelles (e.g. Zn) et spatiales (e.g. Cd) pouvant être importantes, suggérant des facteurs de contrôle variés. A titre d'exemple, une étude menée sur la fraction colloïdale ( $1-0,015\mu\text{m}$ ) en Australie a montré que cette fraction était principalement composée de MO (Hart et al., 1993). Le transport de métaux d'un bassin minier du Colorado, dans un contexte semblable au bassin de Decazeville, se ferait par des colloïdes de Fe et Al (Schemel et al., 2000). De plus, le manque de corrélation entre les ETM et le COD confirmerait la nature inorganique des colloïdes (Audry, 2003).

**IV.4.2.3. Comparaison avec les valeurs moyennes mondiales**

Les concentrations moyennes en ETM dissous mesurées sur les quatre sites du bassin de Decazeville peuvent être comparées à des moyennes mondiales estimées sur plusieurs rivières et fleuves (**Tableau V - 8** ; Martin et Meybeck, 1979; Martin et Whitfield, 1983 ; Gaillardet et al., 2003) et au travers de quelques exemples de bassins individualisés, peu ou fortement pollués (**Tableau V - 9**).

La comparaison des moyennes en ETM dissous avec les valeurs mondiales met en évidence que (**Tableau V - 8**):

- le Riou Mort amont à FIRMI présente des moyennes en ETM dissous (excepté U, Zn et de façon moindre As) comparables à celles « mondiales » ; ce sous-bassin présente donc un bruit de fonds géochimique similaire à celui d'autres rivières mondiales.
- Seules les concentrations en Cd et Zn du Riou Viou à MOULIN s'écartent significativement des valeurs mondiales avec respectivement des facteurs de ~10 et 50.
- Le Riou Viou à USINE et l'exutoire du bassin à JOANIS montrent de fortes anomalies géochimiques par rapport à ces moyennes mondiales ; par exemple, les concentrations en Co, Mo sont 3 à 4 fois plus élevées. Cependant, les exemples les plus frappants concernent Zn, Cd et Ni dont les moyennes sont respectivement ~1800, ~400 et ~35 fois supérieures à celles des rivières mondiales.

**Tableau V - 8 : Comparaison des concentrations moyennes en ETM dissous avec les moyennes mondiales (cf. valeurs Tableau V - 1).**

<b>Dissous - Facteur d'enrichissement</b>	<b>V</b>	<b>Cr</b>	<b>Co</b>	<b>Ni</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>As</b>	<b>Mo</b>	<b>Cd</b>	<b>Sb</b>	<b>Pb</b>	<b>Th</b>	<b>U</b>
Firmi / "rivière mondiale"	1,5	1,1	1,0	1,2	1,2	4,3	1,8	0,6	0,8	0,4	0,7	1,0	10
Moulin / "rivière mondiale"	0,5	0,8	0,4	1,1	0,9	50	2,2	0,4	9,5	0,3	0,8	0,8	0,5
Usine / "rivière mondiale"	0,5	1,0	3,6	36	1,4	1760	1,2	4,5	447	1,0	1,3	0,5	1,9
Joanis / "rivière mondiale"	0,7	1,0	2,7	33	1,6	1997	3,4	4,3	339	1,0	1,1	0,7	2,3

Après une vision à l'échelle mondiale, la comparaison des concentrations en ETM dissous avec différents systèmes fluviaux permet de replacer le bassin de Decazeville vis-à-vis d'exemples précis de rivières et fleuves étudiés (**Tableau V - 9**). Ce recensement de concentrations en ETM dissous de bassins fluviaux contrastés s'est restreint aux éléments (Zn, Cd, Ni, As, Sb, Pb, Cu) dont la plupart s'écartait des valeurs mondiales en certains sites du bassin. Au niveau de JOANIS, les concentrations en ETM dissous sont inférieures aux bassins pollués au regard des dilutions effectuées par les zones « peu contaminées du bassin » tel le bassin amont du Riou Mort. Toutefois, les moyennes en Zn, Cd et Ni s'écartent significativement des grands bassins tels l'Amazone, le Mississippi ou le Rhône (**Tableau V - 6 ; Tableau V - 9**).

**Tableau V - 9 : Concentrations en ETM dissous ( $\mu\text{g.l}^{-1}$ ) de différents systèmes fluviaux.**

<b>Bassin/Rivière</b>	<b>Référence</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>Pb</b>	<b>Cd</b>	<b>Ni</b>	<b>As</b>	<b>Sb</b>
Peru Creek (USA)	Sullivan et Drever, (2001)	50-220	550-1 890	-	-	-	-	-
Genna Luas (Italie)	Frau (2000)	220 000	11 000 000	-	60 000	-	70 000	-
Tinto (Espagne)	Braungardt et al., (2003)	7700-54000	19 000-170 000	103-850	66-670	44-1000	-	-
Odiel (Espagne)	Braungardt et al., (2003)	3300-8600	12 500-28 000	48-270	32-75	86-273	-	-
Bersbo (Suède)	Sandén et al. (1997)	100-250	600-1200	-	3-4	-	-	-
Medway (Canada)	Windom et al. (1991)	0,1	0,35	-	0,003	0,08	-	-
Mississippi (USA) à Francisville	Shiller (1997)	1,46	0,26	0,095	0,014	-	-	-
Savannah (USA)	Windom et al. (1991)	0,54	1,11	0,053	0,005	0,12	-	-
Amazone (Brésil)	Shiller et Boyle (1985)	1,52	0,25	-	0,007	0,29	9,0	0,06
Orénoque (Venezuela)	Shiller et Boyle (1985)	1,2	0,13	-	0,004	0,22	62	-
Lena (Russie)	Guiou et al. (1996)	0,88	0,08	0,052	0,006	0,26	15,0	-
Yangtze (Chine)	Edmond et al (1985)	1,24	0,06	-	0,02	0,21	0,8	-
Yellow (Chine)	Zhang et Huang (1993)	0,76	0,2	0,26	0,004	0,44	2,0	-
Rhône (France)	Zhang et Huang (1993)	1,44	1,2	0,05	0,008	1,03	-	-
Nil (NE Afrique)	Dorten et al. (1991)	0,94	-	0,033	0,01	-	-	-
Oubangui (Afrique centrale)	Seyler et al., (1996)	-	-	-	0,02-0,16	0,97-1,55	-	0,01-0,02
Hawkesbury-Nepean (Australie)	Markich et Brown (1998)	0,22	0,24	0,029	0,01	0,18	-	-
Yenisey (Russie)	Dai et Martin (1995)	1,62	-	0,006	0,002	-	-	-
Po (Italie)	Pettine et al (1994)	2,07	4,6	0,25	0,079	-	-	-
<b>Riou Mort bassin stockage</b>	<b>cette étude</b>	<b>13</b>	<b>1 600 000</b>	<b>342</b>	<b>5 040</b>	<b>358</b>		<b>0,35</b>

Il est à noter cependant que les concentrations en Zn, Cd, Pb et Ni dissous du drain des bassins de stockage de l'Igue du Mas (boues de lixivation) présentent des concentrations comprises dans les gammes de valeurs des bassins fortement pollués (**Tableau V - 9**). L'éventuel impact de ces bassins sera discuté ultérieurement.

### **En résumé -**

Il ressort de la comparaison des quatre sites du bassin de Decazeville que les concentrations dissoutes, excepté U, V, Cr, As, sont nettement plus faibles sur le Riou Mort amont (FIRMI) attribuables au bruit de fonds géochimique du bassin de Decazeville. Pour certains éléments (e.g. Ni, Sb), les concentrations moyennes au MOULIN sont comparables à celles obtenues à FIRMI ; pour d'autres éléments (e.g. Cd, Zn), les moyennes au MOULIN sont supérieures. Cet écart souligne un premier niveau d'enrichissement dû soit à des différences dans les lithologies drainées, soit à des apports anthropiques. Un deuxième enrichissement en Zn, Cd, Ni, Sb, Pb, Co et Mo dissous est observé entre MOULIN et USINE causé par les apports de l'Enne et du Banel drainant la formation carbonifère fortement anthropisée par l'ancienne exploitation minière et par l'influence potentielle de terrils.

La comparaison des concentrations en ETM au niveau des quatre sites du bassin du Riou Mort avec les valeurs mondiales a montré que même dans un petit bassin fortement anthropisé et pollué, un bruit de fond proche d'un niveau de composition géochimique mondiale peut être conservé.

### **IV.4.3. Variabilité temporelle des ETM dissous**

L'analyse des variations temporelles peut apporter des informations complémentaires à l'analyse des variations spatiales. En effet, les changements de concentrations des eaux de surface en métaux dissous en fonction des débits peuvent être des indicateurs du contrôle hydrologique sur ces concentrations métalliques et peuvent indiquer quels types de sources (i.e. diffuses ou ponctuelles) dominant (Neal et al., 1997 ; Jarvie et al., 2000). Ce constat ne peut être mis en évidence qu'à partir d'une haute résolution temporelle de l'échantillonnage couvrant différents événements hydrologiques et adaptée à la typologie du bassin étudié (cf. Chap. III). Tous les ETM ne sont pas présentés dans cette partie ; seuls les éléments permettant d'acquérir une meilleure compréhension du fonctionnement hydro-géochimique du bassin sont exploités. L'interprétation de ces résultats est basée sur des démonstrations, induisant parfois des différences dans la prise en considération des sites et des éléments.

#### ***IV.4.3.1. Variabilité temporelle de la composition en ETM dissous sur une unité géologique : l'exemple de la formation permienne***

Cette partie est basée exclusivement sur les variations temporelles du bassin amont de Decazeville dont l'exutoire est FIRMI. Cette restriction permet de se soustraire de l'hétérogénéité géologique du bassin de Decazeville et d'observer les variations temporelles au sein d'un bassin uniforme du point de vue géologique, i.e. la formation permienne. Les eaux drainant ce sous-bassin présentent une composition géochimique similaire à celle des rivières mondiales (bruit de fond géochimique, **Tableau V - 8**). Dans ce **bassin expérimental**, l'analyse des concentrations en ETM dissous à différentes échelles de temps améliorera la compréhension des mécanismes responsables des variations observées.

##### **IV.4.3.1.a. Variation temporelle à l'échelle d'une crue**

Les variations temporelles des concentrations en MES et ETM dissous ont été étudiées à haute résolution lors de la crue du 6 Juin 2003. Pour cela un prélèvement automatique a été réalisé toutes les 30 minutes. La représentativité des prélèvements automatiques à FIRMI a été vérifiée en comparant les concentrations en MES mesurées sur des échantillons obtenues automatiquement et par prélèvements manuels en différentes positions de la rivière (rive droite, rive gauche et milieu ; **Figure V - 53**). Les résultats confirment la bonne représentativité du prélèvement automatique indépendamment de la position sur la section longitudinale durant cette crue (et probablement les suivantes).

Lors de cette crue initiée par une averse orageuse, les concentrations en MES reflétaient l'évolution des hauteurs d'eau observées sur le site et atteignent 5000 mg.l<sup>-1</sup> à 23 h (Figure V - 53). Le limnigraphe de FIRMI n'étant pas encore installé, l'évolution des concentrations en MES peut être utilisée comme indicateur du déroulement de la crue avec un pic en MES coïncidant avec le maximum de débit.

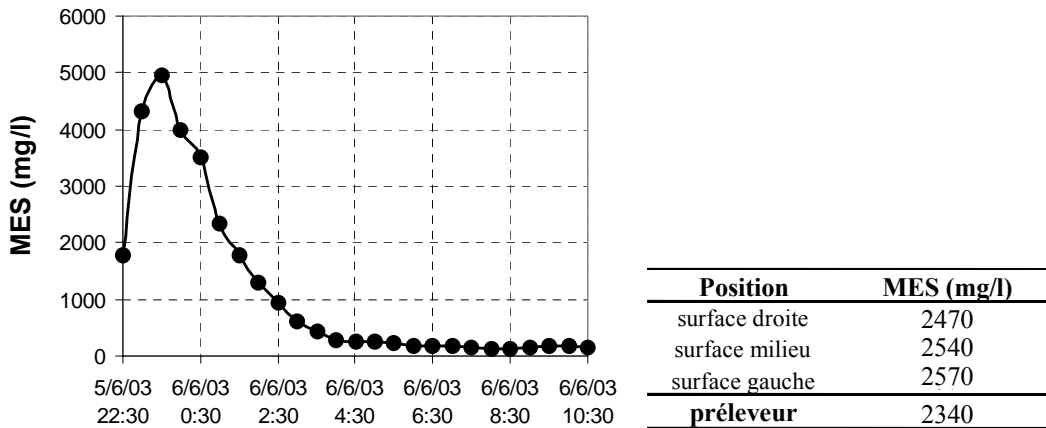


Figure V - 53 : Evolution des concentrations en MES lors de la crue du 06/06/03 sur le Riou Mort amont à FIRMI. Le tableau indique les résultats des concentrations en MES de prélèvements manuels effectués à différentes positions le 6/06/03 à 1h00 et de celle obtenue avec le préleveur automatique.

L'analyse statistique (ACP ; Saporta, 1990 ; Grolier et Riss, 1997) a permis de déterminer les corrélations entre les ETM dissous lors de cette crue. Suite à l'échantillonnage, nous disposons de n individus ( $n=17$ ) correspondant aux prélèvements espacés de 30 min formant un nuage de points représentés dans un repère à k variables (concentrations en ETM dissous et MES). Les corrélations entre les ETM dissous s'analysent au travers de la matrice des variances-covariances (Tableau V - 10) et par la lecture de la Figure V - 54. La figure représente la projection des concentrations des MES et ETM dissous dans le plan F1-F2 des composantes principales.

Trois ensembles se distinguent ; on remarque la forte corrélation positive des concentrations en V, Mo, Co, MES et de façon moindre Sb et As d'une part, et d'autre part des éléments Cd, Cr, Zn et U ; les deux groupes présentent, entre eux, une forte corrélation négative (Tableau V - 10 ; Figure V - 54). L'augmentation des MES se traduit simultanément, dans un sens par une augmentation des concentrations en V, Mo, Co, As et Sb et dans le sens diamétralement opposé par une diminution des concentrations en U, de façon moindre en Zn, Cd et Cr. Le troisième groupe représenté par Cu et Th ne présente aucune corrélation avec les deux ensembles précédents. Les éléments Ni, Sn et Pb montrent une faible variation temporelle sans lien avec l'hydrologie (Tableau V - 10).

Les résultats de concentrations en ETM dissous sont illustrés par quatre représentants, V, Cd, U et Th permettant d’analyser plus finement l’évolution des concentrations durant des crues (Figure V - 55).

Tableau V - 10 : Matrice des variances-covariances lors de la crue du 6 juin 2003.

	MES	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sn	Sb	Pb	Th	U
MES	1.00	0.92	-0.37	0.85	0.22	0.24	-0.72	0.56	0.93	-0.34	0.02	0.47	0.22	0.27	-0.76
V		1.00	-0.31	0.94	0.28	0.02	-0.63	0.76	0.95	-0.48	0.15	0.44	0.27	0.08	-0.58
Cr			1.00	-0.46	-0.03	0.09	0.51	-0.24	-0.34	0.35	-0.03	-0.26	-0.45	-0.16	0.40
Co				1.00	0.08	-0.24	-0.55	0.84	0.90	-0.49	0.16	0.32	0.50	-0.06	-0.51
Ni					1.00	0.44	-0.42	0.09	0.24	-0.38	0.15	0.15	-0.57	0.06	0.05
Cu						1.00	-0.36	-0.54	0.00	0.17	-0.11	0.37	-0.62	0.70	-0.40
Zn							1.00	-0.30	-0.63	0.67	-0.12	-0.69	-0.02	-0.23	0.46
As								1.00	0.77	-0.64	0.23	0.15	0.43	-0.50	-0.05
Mo									1.00	-0.49	0.08	0.42	0.24	0.00	-0.56
Cd										1.00	-0.35	-0.42	-0.07	0.44	-0.19
Sn											1.00	0.36	0.27	-0.44	0.06
Sb												1.00	-0.01	0.26	-0.39
Pb													1.00	-0.26	-0.33
Th														1.00	-0.63
U															1.00

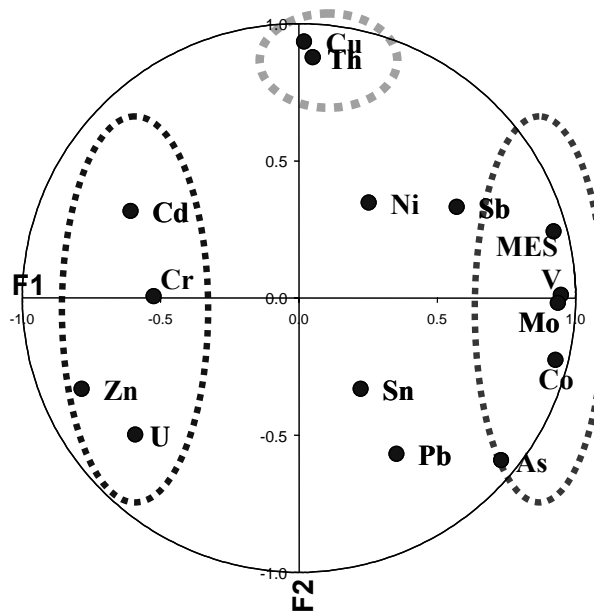


Figure V - 54 : Cercle des corrélations (plan F1-F2).

**1<sup>er</sup> groupe** - Les concentrations en V dissous montrent un parfait synchronisme avec les concentrations en MES. Ce comportement suggère un lessivage par le ruissellement superficiel du bassin permien lors de la crue avec apports de V dissous mais aussi de As, Co, Mo (Figure V - 55) ou un passage particulière vers dissous.

**2<sup>ème</sup> groupe** - les concentrations en U et Cd montrent des minima lors du pic de MES (i.e. maximum de débit), interprétés comme des dilutions (Figure V - 55). Ce phénomène communément attribué à la dilution d’une source ponctuelle pour des éléments majeurs et traces (e.g. Walling et Forster, 1975), a déjà été observé pour l’exutoire du bassin de Decazeville (Audry et al., 2005).



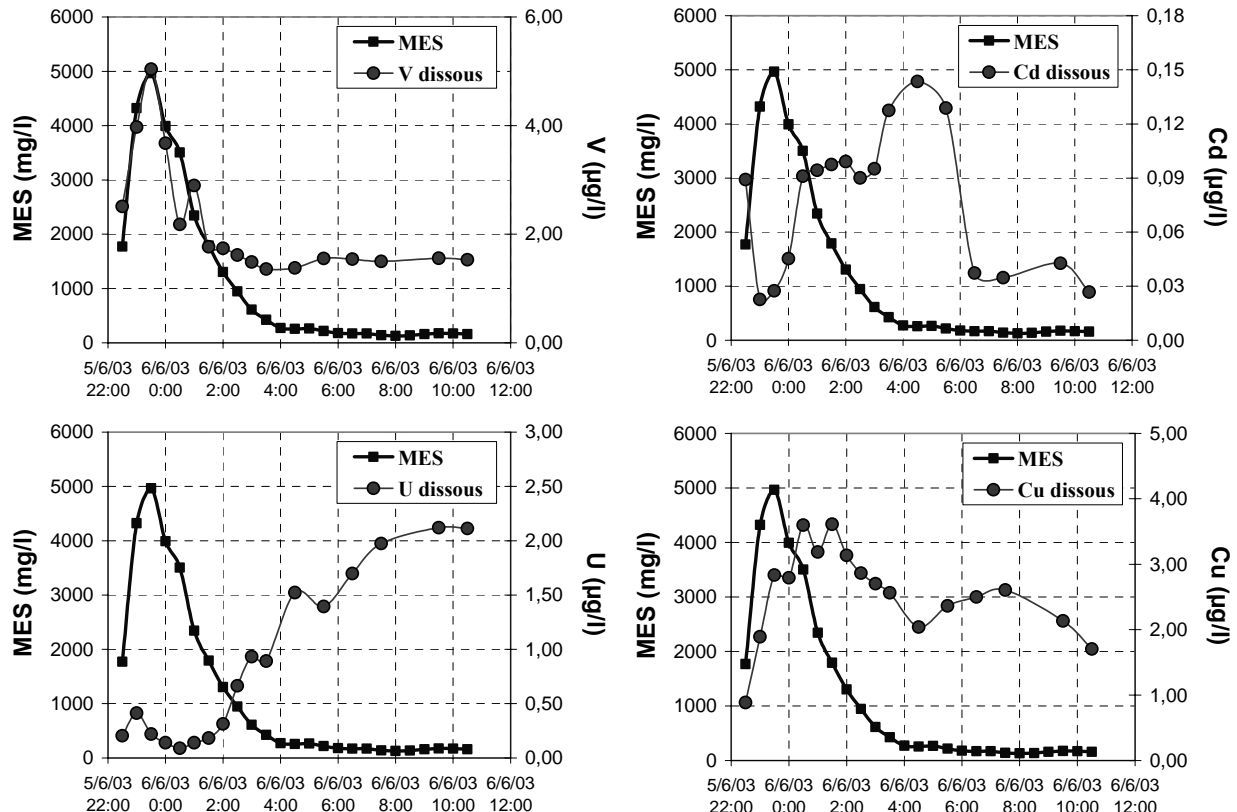


Figure V - 55 : Evolution des concentrations en MES, V, U, Cd et Cu dissous lors de la crue du 6/06/03 sur le Riu Mort amont à FIRMI.

La forte augmentation des concentrations en U dissous suite à la décrue pourrait être liée à un relargage tardif via les nappes qui se vidangeraient, à l’instar du Lot (article#4 ; **Figure V - 30**). La diminution des concentrations en ETM (e.g. Cd) pourrait être davantage liée à des changements de circulation d’eau du bassin vers la rivière comme observée sur un bassin écossais pour des ETM et des majeurs (Jarvie et al., 2000). En effet, lors des basses eaux, l’écoulement serait essentiellement dominé par les eaux de nappes et des eaux drainant les horizons profonds des sols (Jarvie et al., 2000). Ces zones correspondent à des niveaux où l’altération des roches est la plus grande pouvant se traduire par de fortes concentrations en ETM. Durant les crues, l’eau proviendrait principalement du ruissellement de surface et des niveaux superficiels des sols où les minéraux réactifs du substrat sont plus faibles (Jarvie et al., 2000). De plus, l’hydrologie du bassin de Decazeville est de type torrentiel ; le potentiel de dissolution des minéraux des sols est réduit aboutissant à des concentrations plus diluées en U que lors des basses eaux.

Les différences d’évolution observées pour Cd (mais également Zn et Cr) par rapport à U dissous sont liées à la surimposition tardive d’une source ponctuelle en plus du phénomène de dilution et d’un rôle plus ou moins important des nappes (**Figure V - 55**). Le caractère ponctuel de cet apport serait lié à une mobilisation par drainage d’une source supplémentaire

(e.g. dépôts de remblais plus en amont) lors de forts événements pluvieux, de même qu'une possible influence de la formation carbonifère qui est drainée sur une zone restreinte par des petits affluents (**Figure V - 37**).

**3<sup>ème</sup> groupe** - Les deux éléments Cu et Th diffèrent des précédents avec des concentrations supérieures durant la phase intermédiaire de décrue (e.g. Cu, **Figure V - 55**). L'évolution temporelle des concentrations en Cu et le déphasage vis-à-vis des débits (concentrations en MES) ressemblent aux observations faites pour Mn dissous lors de la crue cinquantennale sur le Lot (**Figure V - 29**), suggérant une forte influence de la nappe sur le comportement de Cu dissous.

### IV.4.3.1.b. Variations temporelles à l'échelle annuelle

L'analyse menée sur les variations temporelles à l'échelle d'une crue a mis en évidence des mécanismes diamétralement opposés, lessivage et dilution, observés respectivement pour V, As, Mo, Co d'un côté et U, Cr, Zn et Cd de l'autre. L'influence des nappes a également été suggérée pour expliquer les réaugmentations de U (tout comme Cr, Zn et Cd) et Th (et Cu ?). Le suivi du bassin amont du Riou Mort durant une année permet de vérifier ces tendances pour des situations hydrologiques contrastées.

#### ❖ Utilisation de U dissous comme indicateur de l'influence des nappes

Les concentrations en U dissous ont été reportées pour la période novembre 2003 et mars 2004 montrant de fortes variations des débits (**Figure V - 56**). La succession de trois crues importantes durant cette période (dont la crue centennale de décembre 2003) permet d'appréhender l'évolution de U dissous. Les plus faibles concentrations sont observées lors des crues par effet de dilution. Après chaque crue, les concentrations en U dissous réaugmentent avec la diminution du niveau d'eau dans la rivière puis diminuent lorsque le niveau bas des débits se prolonge (**Figure V - 56**).

Ce phénomène peut être attribué à des phénomènes d'oxydo-réduction s'opérant dans les zones riveraines qui seront essentiellement fonction du niveau de la nappe par rapport au sol de surface et à sa contribution à l'alimentation de la rivière. En effet, l'étude des sédiments marins et lacustres a révélé que U était un marqueur des conditions d'oxydo-réduction du milieu ; U est dissous en milieu oxique correspondant à l'espèce U(VI) et précipite en U(V) ou (IV) dans les environnements dépourvus d'oxygène et notamment dans les sédiments réduits (e.g. Langmuir, 1978 ; Klinkhammer et Palmer, 1991 ; Chaillou et al., 2002). Ces

espèces peuvent précipiter sous forme d'oxydes insolubles ou être adsorbées à la surface de minéraux préexistants (Langmuir, 1978 ; Anderson et al., 1989) et à nouveau s'oxyder très vite au contact de l'air (Santschi et al., 1988).

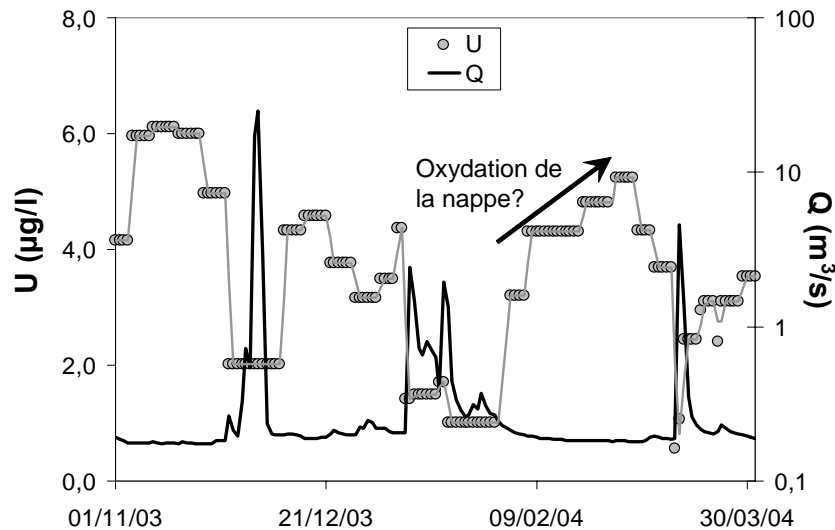


Figure V - 56 : Evolution des concentrations en U dissous (cumul sur 6 jours maximum) en fonction de l'hydrologie (débits journaliers établis à FIRMI, en échelle log) sur le Riou Mort à FIRMI entre le 1<sup>er</sup> novembre 2003 et le 1<sup>er</sup> avril 2004.

Pour expliquer les variations de concentrations en U dissous, nous proposons un schéma conceptuel (Figure V - 57) :

Lors d'un événement de crue, les concentrations en U dissous ont diminué en raison des fortes dilutions par les eaux du ruissellement superficiel. Suite à la recharge en eau durant la crue, le toit de la nappe est haut. L'eau de la zone peu profonde des sols est riche en O<sub>2</sub>. Par contre, le transport direct de O<sub>2</sub> atmosphérique vers des niveaux profonds des sols est limité à la diffusion. Puis, en raison des apports en eau limités pendant des périodes de basses eaux, le positionnement du toit de la nappe va migrer vers le bas permettant la pénétration de l'air et l'oxydation de U et de ses phases porteuses (Figure V - 57B) ; les concentrations en U dissous dans la rivière augmentent.

En étiage prolongé, le niveau de la nappe est bas et stable. Le manque de recharge en eau atmosphérique induit probablement une diminution (ou au moins une stagnation) des concentrations en O<sub>2</sub> dissous. De plus, la dégradation microbienne de la matière organique des sols consomme l'oxygène et crée un milieu réducteur dans la zone saturée qui entraîne une baisse des concentrations en U dissous par passage de U dissous vers U particulaire (Figure V - 57A). La baisse des concentrations en U dissous observée en novembre 2003 et en février 2004 vers la fin de la période sèche pourrait être imputée à une telle baisse du potentiel d'oxydo-réduction du milieu ou à un déficit en eau. En effet, l'exportation de U dissous vers

la rivière nécessite des conditions oxydantes et la présence d'eau en tant qu'agent d'altération et de transport.

La prochaine recharge de la nappe avec des eaux atmosphériques permettra de réaliser les deux conditions nécessaires à l'exportation de U dissous qui sera masqué pendant la crue par le phénomène de dilution. Le cycle des variations temporelles de U dissous est alors bouclé.

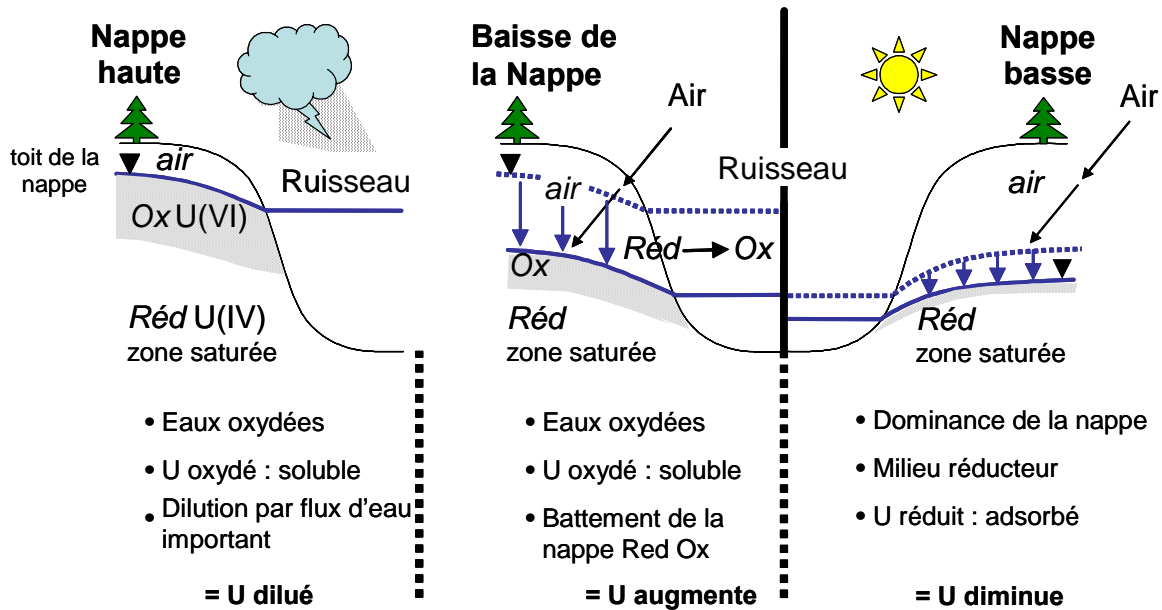


Figure V - 57 : Schéma conceptuel des variations saisonnières de U dissous en fonction du niveau de la nappe (A : nappe haute ; B : nappe basse).

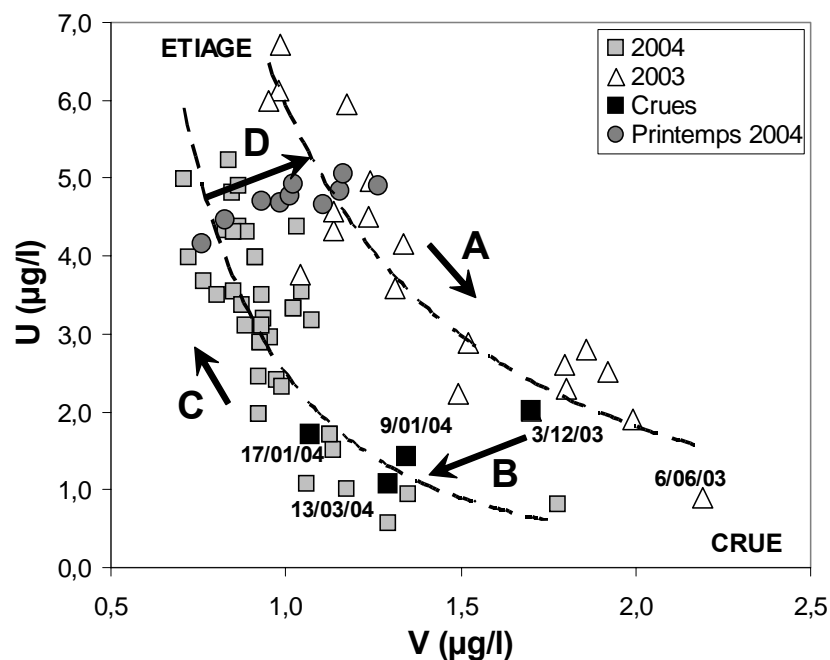
#### ❖ Cycle annuel des mécanismes de lessivage/dilution/nappe : cas de U et V

La variabilité temporelle inverse des concentrations en U et V dissous, mise en évidence lors de la crue du 6 juin 2003 (Figure V - 55), est également observée à l'échelle annuelle. L'analyse annuelle des relations entre U et V dissous met en évidence une évolution cyclique pouvant se décomposer en quatre parties représentées par des flèches (Figure V - 58):

- la première relation (A) met en évidence une décroissance des concentrations en U associée à une augmentation des concentrations en V dissous sous la forme d'une courbe de corrélation de type puissance ( $[U]=5,93[V]^{-1,71}$ ,  $R=-0,89$ ; Figure V - 57). Cette corrélation ne concerne que les échantillons de l'année 2003 et présente deux pôles : l'un représentant des conditions d'étiage, l'autre des événements de crues avec les crues du 6 juin et du 4 décembre 2003. La décroissance de U est imputée aux effets de dilution et/ou à une baisse de la contribution relative de la nappe, comme exposée précédemment; l'augmentation associée de V serait liée au lessivage superficiel lors des crues et hautes eaux.

- une diminution des concentrations en V au cours de crues successives rapprochées dans le temps est observée (**B**), suggérant un appauvrissement du stock saisonnier/disponible par lessivage intensif; les concentrations en U dissous ne montrent pas de variations significatives.

- la troisième relation (**C**) est basée sur les prélèvements du 1<sup>er</sup> trimestre 2004 hors crues majeures (**Figure V - 58**). Elle illustre (sous la forme d'une courbe de type puissance :  $[U]=247[V]^{-2,51}$ ;  $R=-0,76$ ) la réaugmentation des concentrations en U dissous suite à l'abaissement du niveau de la nappe et de l'oxydation des phases porteuses de U (**Figure V - 57**). Parallèlement, les concentrations en V dissous diminuent légèrement.



**Figure V - 58 : Relation entre V et U dissous sur le Riou Mort amont (site de FIRM1) entre juillet 2003 et septembre 2004.**

- l'évolution soulignée par la flèche **D** des concentrations en U et V du printemps 2004 (mai à juillet) met en évidence une augmentation successive de V dissous jusqu'à se situer à nouveau sur la première courbe de corrélation, bouclant ainsi un cycle annuel (**Figure V - 57**). Les concentrations en U ne varient pas significativement. Cette légère augmentation de V ne peut être attribué à du lessivage car les débits sont excessivement bas. Il est admis que V montre généralement une diminution de sa solubilité des environnements oxydés vers les environnements réduits (Wehrli et Stumm, 1989); il devrait donc avoir le même comportement que U ce qui peut expliquer l'évolution parallèle des concentrations en V et U dissous pendant l'étiage du printemps 2004, en absence de ruissellement superficiel.

**En résumé -**

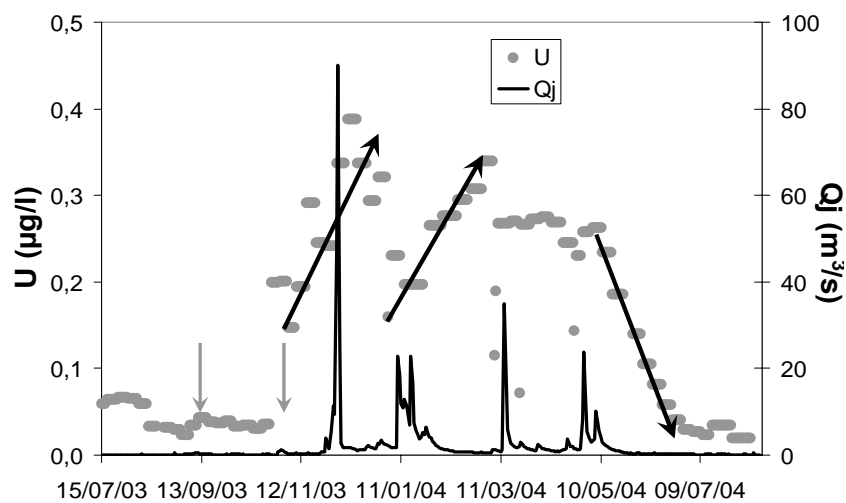
L'étude réalisée à FIRMI a mis en évidence des variations temporelles relativement complexes et ce, malgré la faible superficie du sous-bassin ( $\sim 20 \text{ km}^2$ ), constitué par une seule formation géologique (Permien, i.e. argilites), peu influencée par des apports anthropiques. Si les mécanismes de lessivage et de dilution semblent être les facteurs de contrôle prédominants sur les variations temporelles à courte et moyenne échelles de temps, les mécanismes d'oxydo-réduction pourraient se superposer sur une échelle saisonnière en relation avec le niveau de la nappe.

**IV.4.3.2. Relation entre la variabilité de la composition géochimique des eaux et le fonctionnement hydrologique du bassin hétérogène du Riou Viou**

Les mécanismes de dilution/lessivage et l'influence des nappes ne sont probablement pas les seuls responsables de la variabilité temporelle des concentrations. L'application des résultats acquis sur le bassin expérimental de FIRMI au bassin versant du Riou Viou, moins homogène du point de vue lithologie et impact anthropique permettra d'identifier des mécanismes supplémentaires intervenant dans la variabilité temporelle des concentrations en ETM dissous.

**IV.4.3.2.a. Fonctionnement hydrologique du Riou Viou sensu-stricto**

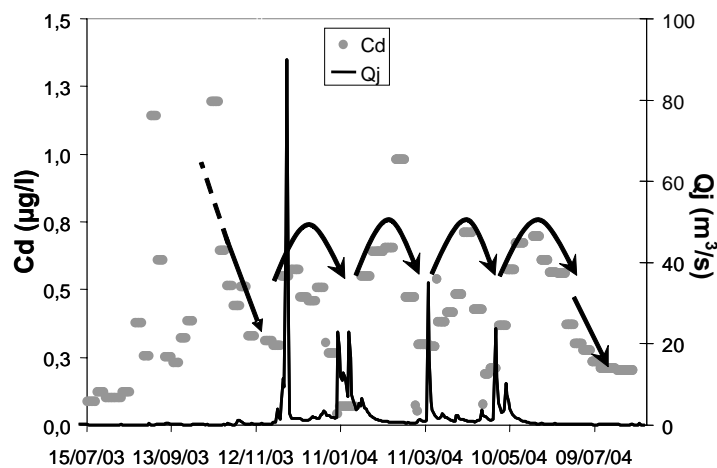
Dans un premier temps, l'étude est restreinte au sous-bassin du Riou Viou *sensu-stricto*, où les sources ponctuelles de pollution restent très limitées. L'évolution des concentrations en U en fonction du temps du Riou Viou à MOULIN montre une allure inverse à celles du Riou Mort amont à FIRMI ; les concentrations en U dissous sont faibles en basses eaux et étiages, augmentent lors des crues et se stabilisent tant que le niveau d'eau est haut et stable pour rediminuer avec la baisse des débits (**Figure V - 59**). Lors des crues, les concentrations en U dissous devraient baisser par dilution au regard du comportement de U sur le bassin expérimental de FIRMI. L'augmentation des concentrations en U dissous pourrait indiquer que des apports d'eau riche en U l'emportent sur la dilution. Les affluents drainant la formation permienne (caractérisée par des fortes concentrations en U dissous – entre ~1 et 6  $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ ) localisée en tête de bassin du Riou Viou pourrait influencer la composition des eaux du Riou Viou sensu stricto au cours des crues et hautes eaux.



**Figure V - 59 : Evolution des concentrations en U dissous et de l'hydrologie (débit journalier) sur le Riou Mort (JOANIS) ; les flèches noires soulignent les tendances observées ; les flèches grises indiquent deux montées des eaux liées à des orages.**

Ainsi, en étiage, la composition des eaux du Riou Viou serait imputée aux apports des tributaires situés en aval drainant la formation cristallophyllienne ; en crue et hautes eaux, les affluents de l'amont contribueraient significativement à la signature géochimique des eaux. Cette hypothèse de contribution différente des affluents semblent être étayées par d'autres éléments, expliquant alors leur variation en fonction de l'hydrologie.

L'évolution des concentrations en Cd dissous au MOULIN en fonction du temps s'apparente à une répétition de formes en cloche avec le maximum de concentration en Cd dissous entre deux événements majeurs de crue (**Figure V - 60**) ; les amplitudes d'augmentation sont similaires quelle que soit la crue. De fortes diminutions en Cd dissous sont observées au MOULIN durant les étiages, de septembre à décembre 2003 et à partir de juin 2004 (**Figure V - 60**). Ce phénomène coïncide avec des faibles concentrations en U dissous (**Figure V - 59**), attribués aux apports provenant essentiellement de zones situées en aval du bassin, principalement de rivières drainant des terrains cristallophylliens.



**Figure V - 60 : Evolution des concentrations en Cd dissous du Riou Viou au MOULIN et de l'hydrologie (débits journaliers) sur le Riou Mort à JOANIS.**

A l'inverse, l'influence de l'amont du bassin du Riou Viou *sensu stricto* serait associée à des concentrations plus élevées en Cd. Ces plus fortes concentrations ne sont pas forcément liées à une source ponctuelle de pollution et peuvent éventuellement être attribuées à une lithologie plus riche en Cd. Ainsi, même pour des bassins proches d'un état naturel, les concentrations en Cd peuvent être supérieures à la valeur moyenne des rivières mondiales (e.g. l'Oubangui ; Seyler et Elbaz-Poulichet, 1996). Le drainage de la formation permienne ne peut probablement pas causer de telles concentrations au regard des valeurs mesurées à FIRMI ( $< 0,25 \mu\text{g.l}^{-1}$  ; **Tableau V - 6**) ; elles sont probablement dues aux affluents du Carbonifère. Toutefois, si le drainage du Carbonifère provoque des concentrations en Cd supérieures en moyennes et hautes eaux aux valeurs en étiage, les concentrations sont minimales par dilution durant les événements de crues (**Figure V - 61**).



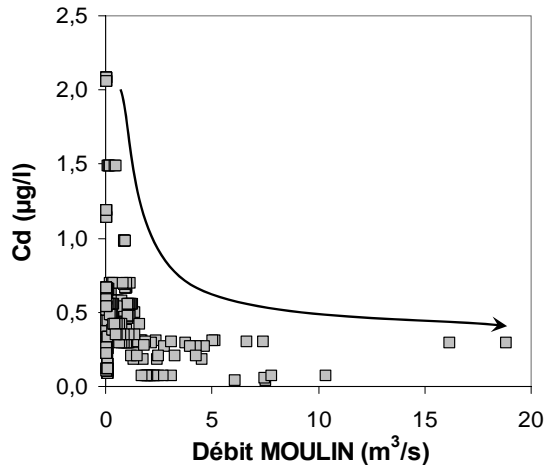


Figure V - 61 : Relations entre les débits du Riou Mort et les concentrations en Cd dissous sur le Riou Viou au MOULIN.

Ces résultats de géochimie des métaux montrent le fonctionnement hydrologique du bassin et notamment les dominances relatives des affluents amont ou aval. Pour s'en convaincre, l'évolution de deux rapports Zn/Cd et As/Sb sont présentés en fonction du temps (Figure V - 62).

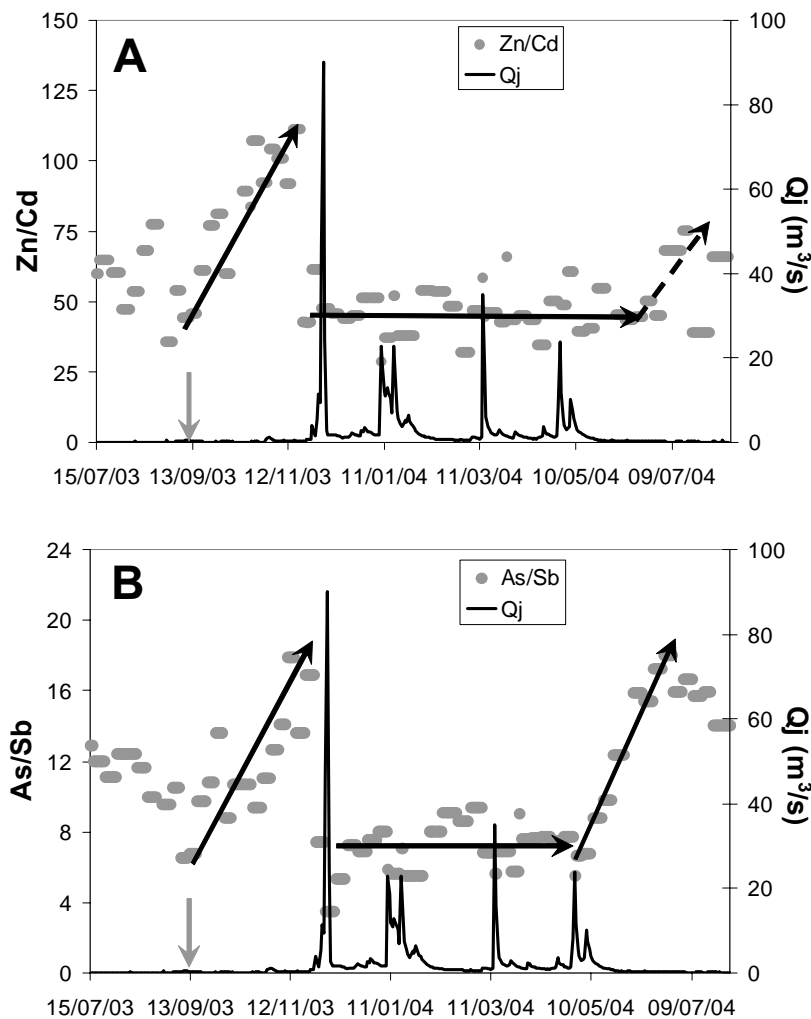


Figure V - 62 : Evolution des rapports Zn/Cd dissous (A), As/Sb dissous (B) et des débits journaliers dans le temps du Riou Mort à JOANIS ; les flèches soulignent les tendances observées.

Les rapports Zn/Cd et As/Sb évoluent de manière similaire et montrent un fort effet hydrologique : les rapports sont d'autant plus élevés que les débits sont faibles lié à une baisse importante des concentrations en Cd et une augmentation de As, respectivement. Lors des crues et des débits moyens, les rapports se stabilisent à ~50 pour Zn/Cd et ~6 pour As/Sb, quelles que soient les concentrations (e.g. Cd ; **Figure V - 60**).

Les relations eau de nappe / eau ruissellante ne sont pas exclues pour expliquer les variations des concentrations et des signatures géochimiques. En effet, la mobilité de As est étroitement liée aux conditions rédox du milieu (e.g. Smedley et Kinniburgh, 2002 ; Chaillou et al., 2003). Ainsi, en milieu réducteur, les concentrations en As et Sb dissous (essentiellement sous forme de As(III) et Sb(III)) sont souvent plus élevées qu'en milieu oxydant (e.g. Yudovich et Ketriss, 2005). Cette hypothèse devra être vérifiée.

### IV.4.3.2.b. Fonctionnement hydrogéochimique du Riou Viou

#### ❖ Variations saisonnières des contributions des affluents aux apports en eau à USINE

Des éléments de réponse peuvent être apportés en analysant deux bassins emboîtés : le Riou Viou *sensu stricto* au MOULIN et le Riou Viou à USINE intégrant les apports des affluents de l'Enne et du Banel et du Riou Viou *sensu stricto*. L'objectif de cette approche est de vérifier si des variations de contributions des affluents en terme de débits peuvent exister, même à l'échelle d'un petit bassin versant (97 km<sup>2</sup>). Puis, nous verrons si cette distribution des débits peut expliquer les variations temporelles d'ETM dissous. Nous avons choisi d'étayer nos hypothèses à partir de la description de As et Sb, caractérisés par des variabilités spatiales contrastées (**Tableau V - 6**).

L'analyse du rapport des débits journaliers du Riou Viou au MOULIN sur les débits du Riou Viou à USINE (incluant l'Enne et le Banel) en fonction de l'hydrologie permet d'évaluer l'influence relative de l'Enne et du Banel. Nous avons restreint cette analyse à la période mars à juin, pour laquelle les données de débits ont été mesurées et validées pour les deux sites (**Figure V - 63**).

En étiage, les rapports des débits journaliers du MOULIN sur ceux de USINE diminuent (jusqu'à 0,2). Durant cette période, l'Enne et le Banel représentent 80% du débit de USINE. Lors de crues, la contribution des apports en eau du Riou Viou *sensu stricto* augmente et devient prépondérante aux débits mesurés à USINE.

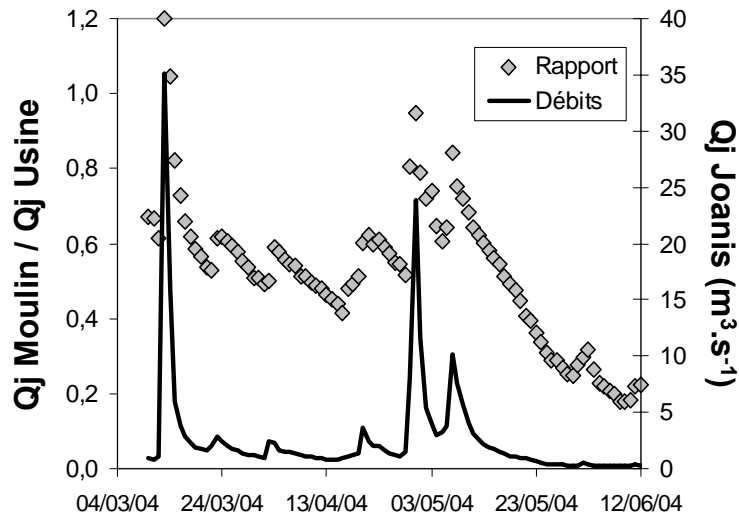


Figure V - 63 : Evolution de la contribution relative (rapport) des débits journaliers du Riou Viou au MOULIN par rapport à ceux du Riou Viou USINE. Les débits journaliers de JOANIS sont indiqués.

L'analyse de la conductivité mesurée mensuellement à USINE et au MOULIN semble conforter ce schéma de contribution en apports liquides. La conductivité au MOULIN est faible et homogène ( $\sim 200 \text{ mg.kg}^{-1}$ ) tout au long de l'année. A l'inverse, elle présente de fortes variations saisonnières à USINE (Figure V - 64). Entre décembre et juin, les faibles conductivités à USINE résulteraient de la dominance des apports d'eau du Riou Viou *sensu stricto* provenant des affluents de l'amont. Sur la période juin-décembre, les fortes conductivités seraient imputées à la dominance des apports du Banel et de l'Enne peu dilués par le Riou Viou *sensu stricto*.

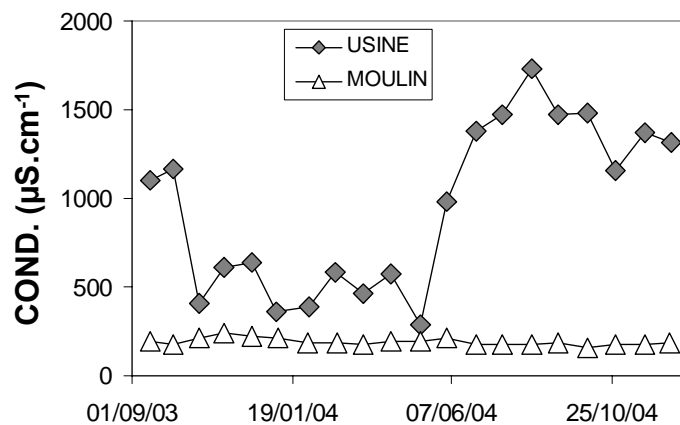


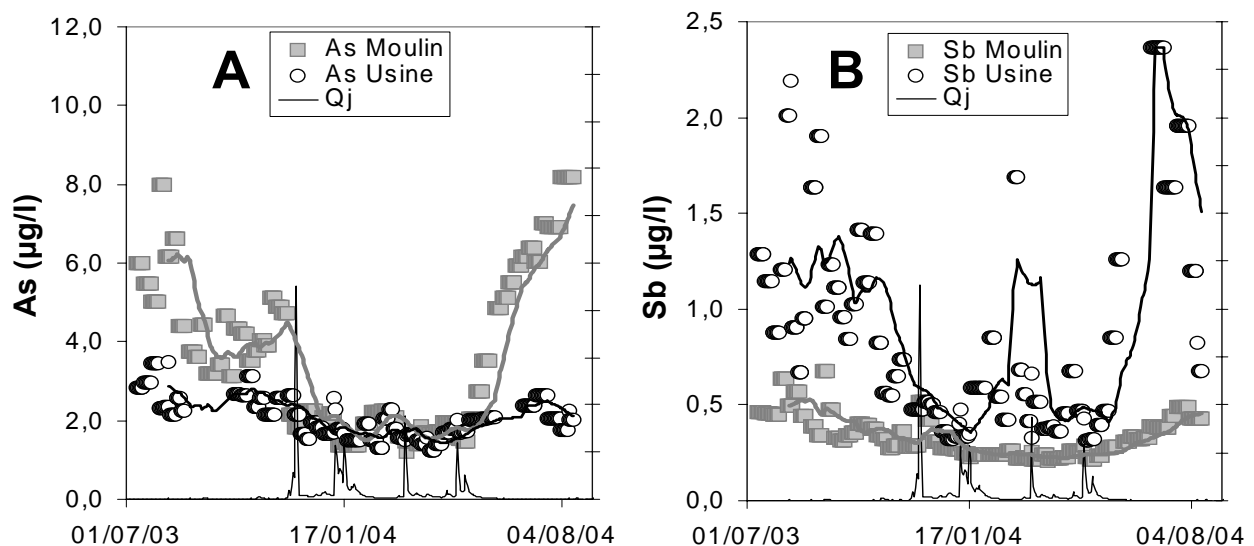
Figure V - 64 : Comparaison des variations mensuelles de conductivité sur le Riou Viou au MOULIN et à USINE (la période est étendue à fin 2004 pour valider les variations saisonnières).

**Il existe bien à des contributions différentes des affluents Riou Viou *sensu stricto* et Enne-Banel suivant les conditions hydrologiques aux débits mesurés à USINE.**

❖ **Interprétation des variations de concentrations en As et Sb à USINE**

L'examen des variations temporelles en As et Sb dissous peut alors s'appuyer sur les variations de contributions des affluents aux apports en eau à USINE. Les concentrations en As dissous montrent de très faibles variations temporelles à USINE à l'inverse de celles du MOULIN (**Figure V - 65A**). Les concentrations en As sont similaires sur les deux sites lors des crues et débits moyens alors qu'elles sont nettement supérieures en été au MOULIN. Les concentrations en Sb dissous sont fortement variables à Usine alors qu'elles présentent de faibles variations au MOULIN.

➤ **Les écarts observés en étiage** entre USINE et MOULIN peuvent s'expliquer par la contribution majoritaire de l'Enne et du Banel aux apports liquides. Les eaux de l'Enne et du Banel dilueraient les fortes concentrations en As du Riou Viou *sensu stricto* suggérant que la composition géochimique des eaux de l'Enne-Banel présente de faibles concentrations en As dissous. Le Banel a été échantillonné le 22/07/04 ; la concentration en As dissous était de  $3,04 \mu\text{g.l}^{-1}$  (i.e. comparable à la valeur mesurée à USINE mais nettement plus faible qu'au MOULIN). A l'inverse, les eaux de l'Enne-Banel présenteraient de très fortes concentrations en Sb en comparaison de celles de MOULIN expliquant les fortes concentrations en Sb dissous mesurées à USINE (**Figure V - 65B**). Nous pouvons en déduire que le drainage de la formation carbonifère riche en charbon serait la source principale du Sb dissous du bassin de Decazeville.



**Figure V - 65 : Comparaison des concentrations en As (A) et Sb (B) du Riou Viou au MOULIN avec celles de USINE ; les courbes sont des moyennes mobiles de période 30 jours ; les débits journaliers (Qj) du Riou Mort à JOANIS sont indiqués.**

➤ **Les écarts** observés dans les concentrations en As dissous sont faibles **durant les débits moyens ou les crues** entre USINE et MOULIN dues :

(1) au fait que l'Enne et le Banel montrent des valeurs quasi similaires en As dissous à celles du MOULIN durant ces périodes (**Figure V - 65A**) ; l'échantillonnage de la crue du 9 janvier 2004 a mis en évidence que les concentrations en As dissous étaient sensiblement identiques à la confluence Enne/Banel ( $1,76 \mu\text{g.l}^{-1}$ ), Riou Viou MOULIN ( $1,71 \mu\text{g.l}^{-1}$ ) et USINE ( $1,87 \mu\text{g.l}^{-1}$ );

(2) d'autre part, à la contribution plus importante des débits du Riou Viou *sensu stricto* (MOULIN) aux apports liquides à USINE. La composition géochimique des eaux à USINE porte la signature de celle du MOULIN, expliquant les faibles écarts entre les deux sites.

(3) enfin, à des concentrations plus faibles en As au MOULIN relatives à la baisse consécutive de la contribution des affluents riches en As (i.e. en aval du bassin) durant ces événements hydrologiques.

La dominance des apports d'eau du Riou Viou *sensu stricto*, caractérisés par des concentrations faibles en Sb dissous entraîne la dilution des eaux de l'Enne et du Banel présentant de fortes concentrations en Sb dissous ; les concentrations en Sb à USINE diminuent (**Figure V - 65B**).

### **En résumé –**

Les contributions différentes des affluents d'un bassin versant hétérogène suivant les conditions hydrologiques peuvent induire de fortes variations temporelles des concentrations en ETM dissous. A l'inverse, l'analyse des variations de concentrations peut permettre de cerner le fonctionnement hydrologique d'un bassin.

## IV.5. COMPORTEMENT DES ETM PARTICULAIRES

### IV.5.1. Concentrations totales dans les MES

#### IV.5.1.1. Distribution annuelle des concentrations

Les compositions moyennes en éléments traces contenus dans les MES prélevées sur les trois sites du bassin (MOULIN, USINE et JOANIS) entre juillet 2003 et juillet 2004 et sur FIRMI entre octobre 2003 et juin 2004 sont données dans le **Tableau V - 11** et représentées par la **Figure V - 66**.

**Tableau V - 11 : Concentrations moyennes en ETM particulières (valeurs minimum, maximum et écartype et n=nombre d'éch.) sur les quatre sites du bassin de Decazeville durant notre période d'étude.**

	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)	(mg/kg)
<b>FIRMI</b>													
Moyenne (n=43)	69,1	53,4	15,6	45,2	40,9	430	38,6	1,02	3,74	4,64	49,7	9,21	3,82
Ecartype	27,7	27,1	4,66	17,2	20,5	302	14,0	1,07	3,45	1,89	33,8	4,04	1,31
MIN	21,3	15,2	6,6	15,9	19,4	98	15,3	0,395	0,68	1,66	18,6	2,47	1,08
MAX	142	150	30,7	121	92,9	1410	96,5	15,7	18,7	11,7	235	20,4	8,12
<b>MOULIN</b>													
Moyenne (n=70)	60,8	53,3	15,2	43,0	61,9	1581	56,9	1,25	39,4	5,21	106	9,90	4,36
Ecartype	14,3	11,6	2,68	27,7	35,5	927	13,0	0,705	33,9	1,38	39,2	1,75	0,898
MIN	19,9	18,1	7,72	15,2	9,76	144	15,8	0,550	1,29	2,48	42,7	2,83	2,59
MAX	118	85,2	24,9	271	231	6021	137	6,22	183	14,9	283	14,2	6,87
<b>USINE</b>													
Moyenne (n=86)	49,4	42,6	35,7	192	125	16826	126	4,07	484	10,9	302	6,76	2,77
Ecartype	23,6	20,4	24,6	206	89,8	13968	88,5	3,26	558	11,3	225	3,26	1,13
MIN	1,41	1,24	1,89	12,1	3,25	274	4,45	0,289	2,78	0,725	6,83	0,147	0,632
MAX	94,1	92,2	116,3	1303	404	64885	396	15,9	3916	88,0	1112	12,2	5,20
<b>EXUTOIRE</b>													
Moyenne (n=74)	44,4	40,8	40,8	126	144	11274	110	4,54	493	9,61	239	6,44	3,36
Ecartype	28,7	24,1	27,0	87,7	77,2	7567	87,2	2,72	416	6,65	244	5,33	1,99
MIN	0,627	0,595	1,26	14,0	4,95	542	6,80	0,331	14,8	0,907	2,30	0,163	0,724
MAX	139	115	132	468	354	32446	586	14,7	1440	34,5	1604	39,6	11,1

Les concentrations moyennes en ETM particulières des MES prélevées à JOANIS sont comparées à celles mesurées à FIRMI, MOULIN et USINE (**Figure V - 66**).

Globalement, les concentrations en ETM de USINE s'aligne sur la droite en pointillée (rapport 1:1), suggérant que la composition géochimique moyenne de USINE est similaire à celle de JOANIS. A l'inverse, les concentrations particulières en Zn, Cd, Ni, Pb, Cu, As, Sb, Mo et Co au MOULIN et à FIRMI montrent des teneurs nettement inférieures à celles de JOANIS. Cette première analyse indique de fortes variations spatiales pour ces ETM. A l'inverse, les concentrations moyennes en V, Cr, Th et U semblent homogènes sur les sous-bassins. D'autre part, on observe de forts écarts dans les concentrations en Zn, Cd, Ni, Pb, Cu, As, Sb, Mo et Co entre USINE et MOULIN. Cette différence est attribuée aux apports de l'Enne et du Banel drainant le Carbonifère. De plus, les concentrations plus élevées en Zn, Cd, Ni, Pb, Cu et As au MOULIN en comparaison de celles de FIRMI (identifiés tous deux comme des bassins peu pollués ; cf. choix des sites) suggère un contrôle des ETM par la lithologie.

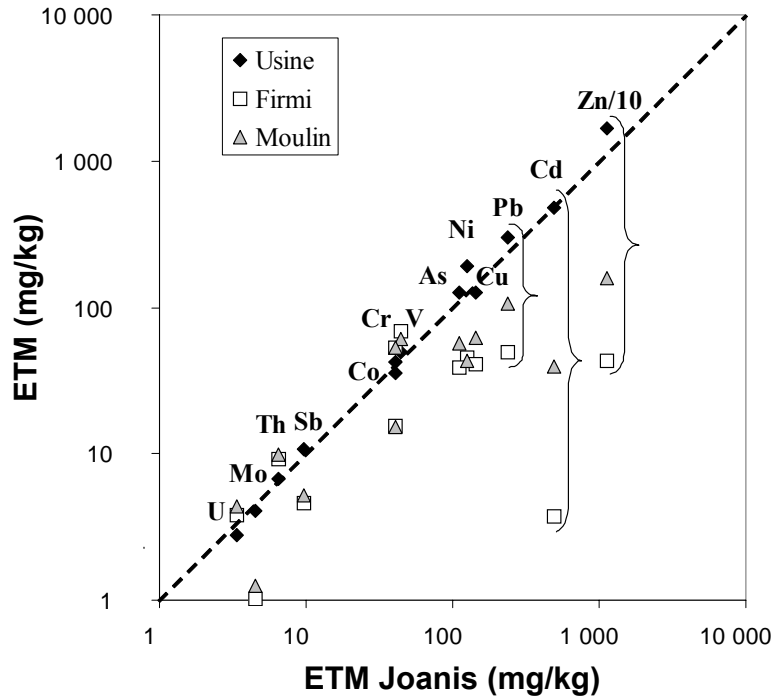


Figure V - 66 : Comparaison entre les concentrations moyennes annuelles en ETM particulaire aux sites USINE, FIRMI et MOULIN en fonction des concentrations annuelles à JOANIS (exutoire du bassin).

#### IV.5.1.2. Comparaison des concentrations en ETM du bassin du Riou Mort avec les valeurs moyennes mondiales

Afin d'identifier des anomalies sur le bassin de Decazeville, les concentrations annuelles des ETM particulaires des quatre sites ont été normalisées par des valeurs moyennes caractérisant un grand nombre de rivières et fleuves à l'échelle mondiale (Tableau V - 12).

A FIRMI, représentant le partie amont du bassin, la composition des MES est proche de la composition des fleuves et rivières à l'échelle mondiale (Tableau V - 12). Seules les concentrations moyennes en As particulaire (facteur ~8) et légèrement en Cd (facteur~4) s'écartent de la moyenne mondiale. L'enrichissement en As particulaire pourrait être lié à la forte présence d'oxydes de fer (e.g. goetite et hématite) composant les latérites de la formation permienne (e.g. Braun et al., 1998) sur lesquels As réduit peut précipiter.

Tableau V - 12 : Comparaison des concentrations moyennes en ETM particulaires avec les moyennes mondiales (cf. valeurs dans le Tableau V - 1).

Particulaire - Facteur d'enrichissement	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
Firmi / "rivière mondiale"	0,4	0,5	0,8	0,5	0,4	1,7	7,7	0,3	3,7	1,9	0,5	0,7	1,3
Moulin / "rivière mondiale"	0,4	0,5	0,8	0,5	0,6	6,3	11	0,4	39	2,1	1,1	0,7	1,5
Usine / "rivière mondiale"	0,3	0,4	1,8	2,1	1,3	67	25	1,4	484	4,3	3,0	0,5	0,9
Joanis / "rivière mondiale"	0,3	0,4	2,0	1,4	1,4	45	22	1,5	493	3,8	2,4	0,5	1,1

Le Riou Viou *sensu stricto* diffère du bassin amont du Riou Mort et des rivières mondiales par un enrichissement en Cd (avec respectivement des facteurs de 10 et 39), en Zn (avec respectivement des facteurs de 4 et 67) et en As dont la valeur est 11 fois plus élevée que la moyenne mondiale.

Le Riou Viou USINE et l'exutoire du bassin à JOANIS montrent de plus fortes anomalies par rapport aux moyennes mondiales en Cd (facteur ~490), Zn (facteur ~47-65) et As (22-25) que le Riou Mort amont et le Riou Viou *sensu stricto*. Les apports de l'Enne et du Banel sont donc caractérisés par des concentrations élevées en Cd, Zn et As particulière et expliquent les écarts entre MOULIN et USINE.

Les concentrations en ETM particulières de bassins pollués sont « comparées » aux moyennes annuelles mesurées à JOANIS (**Tableau V - 13**) ; les concentrations en Cd, Zn et Ni du bassin de Decazeville apparaissent relativement plus élevés que les exemples recensés de bassins pollués. Toutefois, les contextes de pH peuvent y être très différents expliquant ces écarts.

**Tableau V - 13 : Concentrations en ETM particulières (mg.kg<sup>-1</sup>) de différents systèmes fluviaux.**

Bassin/Rivière	Référence	Cu	Zn	Pb	Cd	Ni	As	Sb
<i>Upper Continental Crust</i>	Wedepohl (1995)	14,3	52	17	0,1	18,6	2	0,3
Malborough (Nouvelle Zélande)	Wilson et al. (2004)	-	-	-	-	-	30-15000	30-5000
Vale das Gatas (Portugal)	Freire Avila et al. (2005)	451	446	2088	5,6	9	3268	-
Pinhão (Portugal)	Freire Avila et al. (2005)	87	137	207	1,3	19	404	-
Juan (Espagne)	Loredo et al. (2005)	-	-	198-247	-	-	12-34	1-3,7
Kafue River (Zambie)	Pettersson et Ingri (2001)	~12000	-	-	-	-	-	-
Tinto (Espagne)	Galan et al. (2003)	2650	6730	1650	23	43	3090	-
Odiel (Espagne)	Galan et al. (2003)	2700	7460	1660	10	65	1090	-
Shing Mum (Hong Kong)	Sin et al. (2001)	207-1660	32-2200	126-354	22-47	-	-	-
Kaohsiung (Taiwan)	Chen et Hung (1993)	347-505	-	92-140	9-46	-	-	-
Upper Spokane (USA)	Grosbois et al. (2001)	45	2800	1500	24	27	36	9,2
<b>Riou Mort Joanis</b>	<b>cette étude</b>	<b>144</b>	<b>11300</b>	<b>239</b>	<b>493</b>	<b>126</b>	<b>110</b>	<b>9,6</b>

**En résumé** – L'analyse des moyennes annuelles des ETM particulières diffère peu de celle faite sur les ETM dissous. Les teneurs en ETM contenues dans les MES du Riou Mort amont correspondent au bruit de fond géochimique du bassin de Decazeville ; celui-ci est comparable à la composition moyenne des rivières à l'échelle mondiale. Le Riou Viou *sensu stricto* s'écarte légèrement de cette composition géochimique avec des valeurs plus élevées en Cd, Zn et As, probablement lié à l'érosion du Carbonifère. Cette formation est responsable également des concentrations excessivement élevées en Cd, Zn et As du Riou Viou USINE via les apports de l'Enne et du Banel. Toutefois, le lessivage de terrils disposés sur la formation carbonifère du bassin du Banel peut contribuer à de tels écarts. La composition particulière en ETM des MES du Riou Mort à JOANIS est comparable à celle du Riou Viou USINE.



## **IV.5.2. Variabilité spatiale des concentrations en ETM de laisses de crue : « stream sediments »**

Les « stream sediments » sont communément utilisés comme un moyen d'exploration géochimique d'une région mais également comme un indice de contamination. Dans les environnements fluviaux, les transferts en ETM sont essentiellement véhiculés lors d'épisodes de crue (e.g. Leenaers, 1989), en majorité sous forme particulaire, plus spécifiquement en suspension (Gibbs, 1973, 1977; Bradley and Lewin, 1982; Salomons and Förstner, 1984). La crue la plus importante sur le bassin de Decazeville lors de notre suivi fut l'événement de décembre 2003 qui a été général sur le bassin. En conséquence de ces observations, cette étude des laisses de crue a été entreprise début janvier (6 au 8 janvier 2004), suite à la crue de décembre, dans le but de déterminer la composition géochimique en ETM des sédiments de rivière. Le lessivage causé par la crue correspond à une situation idéale pour que les échantillons collectés reflètent correctement la signature géochimique de la zone étudiée. Les données en ETM ont été essentiellement acquises dans le cadre du DES (Diplôme d'Etudes Supérieures) d'Aymeric Dabrin. L'analyse menée sur les concentrations, à partir d'un suivi haute résolution spatiale, permet d'identifier des signatures de sous-bassins et des « sources anthropiques ».

### **IV.5.2.1. Localisation des prélèvements et analyses**

Trente cinq échantillons ont été collectés, dans la rivière, à partir de dépôts distants de quelques mètres afin de récupérer un échantillon représentatif (**Figure V - 67**). Afin de limiter les différences granulométriques entre les différents échantillons, des tamisages ont été réalisés (< 63  $\mu\text{m}$  ; 63  $\mu\text{m}$  à 2 mm ; > 2 mm). Les trois fractions granulométriques de chaque échantillon ont été analysées en Zn, Cd, Cu, Pb, As, Mo, Sb, Co, Ni, V, Cr, Th et U particulières selon la méthode décrite dans le chapitre II. En effet, la taille granulométrique peut influencer les concentrations en ETM (e.g. Horowitz, 1991 ; Pagnanelli et al., 2004) : généralement, la plus grande partie des métaux est concentrée dans la fraction fine des sédiments (Förstner et Wittmann, 1981 ; Horowitz, 1991, Benoit et Rozan, 1998). Les faibles variations constatées dans la distribution granulométrique entre les différentes formations géologiques suggèrent que la granulométrie ne peut pas être à l'origine des variations en ETM entre ces différentes formations (Dabrin, 2004). En conséquence, seuls les résultats du tamisage à 63 $\mu\text{m}$ , permettant de récupérer les silts et les argiles et d'éliminer le matériel le plus grossier, sont présentés dans ce qui suit (**Tableau V - 14**). Cette classe granulométrique

correspond à du matériel très fin et est susceptible d’être plus représentative du transport en suspension.

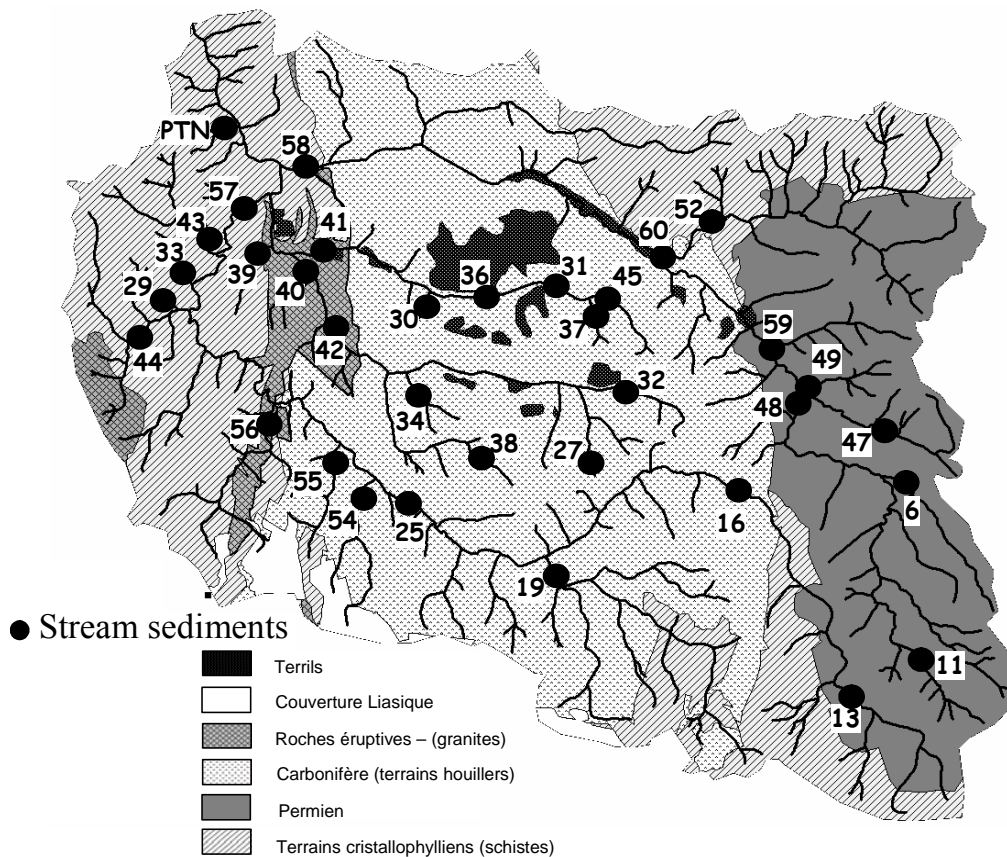


Figure V - 67 : Carte de localisation des prélèvements des stream sediments.

#### IV.5.2.2. Distribution spatiale des concentrations en ETM

Les coefficients de variation (CV), établis en divisant les écart-types par les concentrations moyennes en ETM, permettent d’identifier deux groupes d’éléments sur le bassin : le premier groupe composé de V, Cr, Co, Ni, Th et U présente des concentrations assez homogènes ( $CV < 50\%$ ); le second groupe (Cu, Zn, As, Mo, Cd, Sb et Pb) montre, à l’inverse, une plus grande variabilité spatiale des concentrations des stream sediments ( $CV > 95\%$ ; **Tableau V - 14**). Les éventuelles corrélations entre les concentrations en ETM des stream sediments, hors Venturi (petit drain « naturel » qui contourne Igue de Mas), peuvent être analysées au travers des résultats de la matrice des variances-covariances (**Tableau V - 15**). Il n’existe pas de limite inférieure stricte en valeur absolue pour définir l’existence d’une « bonne » corrélation. Dans notre étude, nous parlerons de corrélation, positive ou négative, dès que la valeur absolue du coefficient est supérieure ou égale à 0,60. Ainsi, il ressort cinq groupes d’éléments.

## Chapitre V – Erosion et transferts en Eléments Traces Métalliques

Tableau V - 14 : Résultats des analyses en ETM particulières (en mg.kg<sup>-1</sup>) des stream sédiments (données Dabrin 2004, pour la localisation des échantillons, voir la correspondance entre les n° et la Figure V - 67) ;  
cv : coefficient de variation

Bassin	N°	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
Riou Mort	11	62,7	68,4	12,4	45,2	28,5	90,4	45,3	0,177	0,551	3,16	28,4	17,9	2,24
Riou Mort	6	112	70,4	20,2	46,7	29,2	154	44,4	0,315	1,02	4,77	47,5	22,1	3,38
Riou Mort	2	117	99,2	36,7	83,1	38,8	348	38,8	1,17	4,01	13,1	67,6	22,3	4,82
Riou Mort	48	73,0	60,2	13,7	32,5	25,0	132	32,6	0,587	1,11	3,45	34,7	9,23	2,79
Riou Mort	47	117	90,3	19,5	55,1	36,6	175	59,2	0,861	1,28	6,60	53,4	13,4	3,37
Riou Mort	49	121	79,1	19,1	44,5	39,3	225	45,1	0,490	2,01	10,1	73,1	12,9	4,33
Riou Mort	59	83,0	64,5	14,0	37,7	26,6	119	39,3	0,478	0,824	4,31	35,5	11,4	3,24
Riou Mort	52	97,4	87,7	17,0	55,0	25,2	163	24,3	0,307	0,945	3,96	41,2	12,2	3,99
Riou Mort	60	77,6	72,1	15,8	44,5	29,1	282	36,5	0,761	1,43	5,25	123	10,6	3,31
Riou Mort	58	91,3	100	25,3	173	320	1801	115	2,75	17,0	9,21	189	10,6	4,08
Riou Viou	13	132	108	31,1	67,0	45,5	188	60,6	1,10	0,624	4,80	62,7	31,9	5,01
Riou Viou	16	141	121	29,2	74,9	56,6	267	41,8	1,03	1,05	4,52	77,0	23,5	4,33
Riou Viou	19	100	78,5	22,2	44,1	33,4	183	34,6	0,603	0,578	8,49	58,3	23,7	4,66
Riou Viou	25	122	99,2	31,0	58,9	43,0	251	56,4	1,08	1,10	8,35	81,2	27,6	5,74
Riou Viou	54	85,6	77,2	21,4	47,7	20,2	154	49,8	0,755	1,13	6,79	58,2	14,4	10,7
Riou Viou	55	73,5	64,5	15,0	34,4	21,9	132	44,0	0,666	1,29	3,39	62,6	16,9	11,0
Riou Viou	56	117	84,5	19,7	48,8	37,1	251	104	0,876	1,32	6,28	73,4	19,6	6,60
Riou Viou	44	123	94,6	26,6	61,0	35,2	325	110	0,777	2,55	1,56	87,8	14,6	4,93
Riou Viou	29	127	117	34,2	70,6	35,7	414	193	1,14	5,34	2,41	77,1	22,7	4,19
Riou Viou	33	114	100	25,2	67,6	46,7	550	194	1,04	6,83	3,84	106	21,5	4,43
Riou Viou	43	100	87,3	22,7	51,4	51,6	572	93,5	0,745	7,84	2,88	98,0	13,2	3,72
Riou Viou	57	130	94,4	21,0	57,4	38,5	314	83,6	1,21	3,35	5,51	77,3	22,3	6,53
Enne	32	124	105	25,8	69,0	52,7	2697	51,6	1,52	4,41	13,6	121	26,2	5,01
Enne	27	85,2	63,7	17,8	35,9	41,8	304	61,7	1,77	1,87	9,43	127	25,9	5,33
Enne	34	105	84,5	19,5	48,2	49,7	435	113	2,52	3,16	7,02	215	27,2	14,7
Enne	38	114	92,0	21,5	47,3	36,5	244	65,2	1,73	2,09	3,98	86,7	16,9	8,51
Enne	42	73,3	56,5	14,9	34,2	88,5	738	352	2,15	5,93	6,76	117	9,10	5,00
Enne	40	76,7	63,6	19,5	42,9	85,9	938	344	2,40	8,99	9,38	197	10,1	6,11
Banel	45	97,6	84,4	29,0	56,2	43,2	379	38,3	1,30	1,95	11,2	98,5	16,0	5,05
Banel	37	101	87,0	22,0	36,3	42,0	156	59,4	1,47	0,661	8,77	58,1	16,5	6,46
Banel	36	53,6	49,2	18,8	61,7	116	617	185	3,78	4,98	7,82	116	10,4	8,23
Banel	31	128	104	21,7	52,8	40,0	192	37,9	1,18	0,485	9,95	67,0	26,8	5,31
Banel	30	169	145	24,8	81,9	70,7	640	69,3	3,46	3,24	8,58	401	31,0	7,98
Banel	41	59,3	51,3	18,2	49,9	94,3	4118	137	2,07	108	13,5	216	6,81	4,39
Venturi	39	133	121	38,7	79,5	337,9	15042	464	4,66	79,8	107	3906	13,5	6,37
PTN	PTN	132	110	45,7	99,7	87,4	1892	871	8,33	16,7	39,1	183	35,3	10,8
Moyenne		105	87,1	23,1	58,3	62,5	986	122	1,59	8,48	10,5	209	18,5	5,74
minimum		53,6	49,2	12,4	32,5	20,2	90,40	24,3	0,177	0,48	1,56	28,4	6,81	2,24
maximum		169	145	45,7	173	338	15042	871	8,33	108	107	3906	35,3	14,7
ecartype		25,7	21,4	7,37	24,9	68,3	2510	160	1,52	21,3	17,4	629	7,27	2,63
CV		25%	25%	32%	43%	109%	255%	131%	95%	252%	165%	301%	39%	46%

Tableau V - 15 : Matrice des corrélations (R), n=36 échantillons.

	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
V	1	<b>0,91</b>	<b>0,62</b>	0,33	-0,13	-0,14	0,03	0,13	-0,29	0,16	0,20	<b>0,72</b>	0,09
Cr	<b>0,91</b>	1	<b>0,68</b>	0,54	0,06	-0,04	0,05	0,20	-0,24	0,16	0,30	<b>0,67</b>	0,08
Co	<b>0,62</b>	<b>0,68</b>	1	0,57	0,14	0,18	0,46	0,50	-0,01	0,58	0,17	<b>0,62</b>	0,16
Ni	0,33	0,54	0,57	1	<b>0,80</b>	0,35	0,25	0,44	0,11	0,34	0,37	0,21	0,00
Cu	-0,13	0,06	0,14	<b>0,80</b>	1	0,48	0,26	0,44	0,30	0,24	0,44	-0,18	0,00
Zn	-0,14	-0,04	0,18	0,35	0,48	1	0,36	0,45	<b>0,83</b>	0,51	0,49	-0,08	0,02
As	0,03	0,05	0,46	0,25	0,26	0,36	1	<b>0,84</b>	0,19	<b>0,74</b>	0,33	0,20	0,32
Mo	0,13	0,20	0,50	0,44	0,44	0,45	<b>0,84</b>	1	0,22	<b>0,82</b>	<b>0,60</b>	0,33	0,50
Cd	-0,29	-0,24	-0,01	0,11	0,30	<b>0,83</b>	0,19	0,22	1	0,28	0,36	-0,27	-0,05
Sb	0,16	0,16	0,58	0,34	0,24	0,51	<b>0,74</b>	<b>0,82</b>	0,28	1	0,35	0,38	0,31
Pb	0,20	0,30	0,17	0,37	0,44	0,49	0,33	<b>0,60</b>	0,36	0,35	1	0,20	0,37
Th	<b>0,72</b>	<b>0,67</b>	<b>0,62</b>	0,21	-0,18	-0,08	0,20	0,33	-0,27	0,38	0,20	1	0,33
U	0,09	0,08	0,16	0,00	0,00	0,02	0,32	0,50	-0,05	0,31	0,37	0,33	1

Ce premier groupe d'ETM (V, Cr, Co, Th) est caractérisé par de variations spatiales modérées des concentrations particulières (Tableau V - 14). Les concentrations en V montrent une bonne corrélation avec Cr, Th et, dans une moindre mesure, avec Co dont une partie de la distribution spatiale est à rapprocher des éléments comme Mo, As ou Sb (Tableau V - 15). Les plus fortes concentrations en V, Cr et Th observées sur le bassin ne mettent pas en évidence une zone ou une lithologie précise puisque touchant à la fois le Permien (éch. 13 et 2), le Carbonifère (éch. 16, 30 et 31), les schistes (29 et 57), de même que les dépôts anthropiques (PTN [cendres de charbon de l'ancienne usine thermique] et Venturi).

Le second groupe est représenté par Cu et Ni. Une première corrélation (A) est observée pour la quasi-totalité des stream sediments, y compris le PTN, pour laquelle le rapport Cu/Ni est  $\sim 1,0$  plus généralement 0,7 (Figure V - 68).

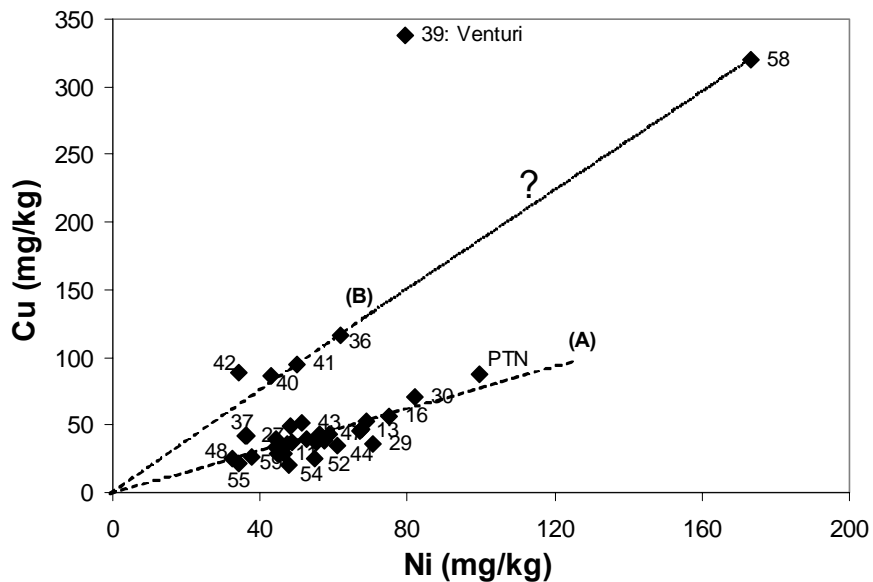


Figure V - 68 : Corrélation entre les concentrations en Cu et Ni des stream sediments.

La deuxième droite de corrélation (B) met en évidence des concentrations plus élevées en Cu ( $Cu/Ni = \sim 2$ ) alors que les concentrations en Ni sont équivalentes pour des stream sediments provenant de l'Enne et du Banel (Tableau V - 14). Les échantillons 36 et 41 sont situés sur le Banel à proximité de dépôts anthropiques de la Découverte et du Cérons et peuvent être influencés dans leur composition géochimique. L'Enne draine également des dépôts anthropiques situés plus en amont que la localisation des échantillons 40 et 42, mais qui semblent expliquer le rapport Cu/Ni élevé. Il est à noter que ces échantillons sont situés sur une formation plutonique correspondant à des granites cataclasés qui peuvent contribuer également à une part de la signature géochimique de ces sédiments. L'échantillon 58 s'écarte fortement de l'ensemble des stream sediments du bassin avec des concentrations en Cu et Ni

très importantes. Cependant, le rapport entre les concentrations en Cu et Ni est similaire à ceux calculés pour les échantillons correspondant au groupe B (36, 40, 41, 42). Cet échantillon 58 situé sur le Riou Mort se trouve dans le même contexte que ceux de l'Enne, à savoir localisé en aval de dépôts anthropiques et à proximité d'intrusion plutonique. A part ses concentrations très élevées, ce point peut être associé au groupe B. Avec une concentration en Cu équivalente à l'échantillon 58, l'échantillon 39 (Venturi) présente une concentration inférieure de moitié en Ni et un rapport Cu/Ni de 4,5 (**Figure V - 68**). L'utilisation du rapport Cu/Ni des stream sediments et probablement des MES semble être un indicateur de l'influence de dépôts anthropiques de type « résidus d'extraction de Zn ».

**Le troisième groupe** inclut **As**, **Mo** et **Sb**, éléments pour lesquels les concentrations les plus élevées sont observées sur les stream sediments du PTN drainant une ancienne zone de dépôts de résidus de combustion de charbon (**Tableau V - 14**; **Tableau V - 15**). En effet, le charbon est connu depuis longtemps pour être une source d'arsenic selon les premières estimations de Daubrée (1851), avec cependant de fortes variabilités régionales en fonction de la géologie des bassins houillers (Yudovich et Ketris, 2005). Les concentrations en As sont également élevées pour les échantillons 40 et 42 situés sur les plutons granitiques pour lesquels un rapport Cu/Ni élevé est observé (**Figure V - 68**). Est-ce que les concentrations en As sont attribuables à une influence des dépôts situés en amont de l'Enne ou à cette formation granitique ? Les concentrations en As mesurées sur le Banel à proximité directe des terrils montrent des valeurs nettement inférieures à celles sur l'Enne, donc les seuls dépôts anthropiques ne peuvent expliquer les valeurs élevées pour 40 et 42 (**Tableau V - 14**). La géologie jouerait donc un rôle sur les teneurs en As dans le bassin de Decazeville avec des concentrations très importantes mesurées sur des affluents du Riou Viou drainant le socle cristallophyllien (éch. 29, 33). L'influence de la géologie a déjà été mise en évidence en amont de la confluence Lot-Riou Mort, dans la vallée de la Truyère, où certains filons de quartz du granite de la Margeride et ses marges métamorphiques (mis en place par minéralisation hydrothermale) recèleraient des minéraux d'arsénopyrite (BRGM, 1977).

**Le dernier groupe** est basé sur la distribution spatiale de **Zn** et **Cd**. Comme nous avons pu l'observer, le Permien montre des concentrations en Zn et Cd faibles dans les MES alors que les plus fortes concentrations sont localisées au niveau des dépôts anthropiques (échantillon 39, Venturi influencé par Igue de Mas ; éch. 41 avec les dépôts du Cérons ; éch. 58 avec les dépôts en amont de la découverte et la traversée de la ville de Decazeville).

Les éléments restants ont des répartitions plus complexes et ne montrent pas de corrélation nette avec un des groupes identifiés (**Tableau V - 15**). Ils ne sont pas directement utilisables comme indicateurs. Le plomb est partiellement corrélé avec Mo ; les plus fortes concentrations ont été mesurées au niveau des dépôts anthropiques (Venturi ou sur le Banel). L'uranium ne présente aucune corrélation avec d'autres éléments et montre les concentrations les plus importantes au niveau du PTN et aux points 34, 38, 36, 54 et 55 correspondant à des formations carbonifères non anthropisées.

### IV.5.2.3. Bruit de fonds géochimique

Pour les éléments présentant une forte hétérogénéité spatiale, le bruit de fond du bassin versant a été estimé à partir des concentrations d'échantillons peu influencés par l'anthropisation (e.g. échantillons localisés sur la formation permienne en amont de FIRMI comme éch. 6 ou 11, sur le Carbonifère au sud du bassin versant comme éch. 16). Une moyenne pour chaque ETM a été obtenue en appliquant un coefficient à chaque formation, coefficient tenant compte de la superficie de la formation par rapport au bassin entier (**Tableau V - 16**). Il s'agit d'une moyenne pondérée par la taille des sous-bassins; par exemple dans le cas de deux sous-bassins, 1 et 2, la moyenne est calculée à partir de la formule ci-dessous, sachant que  $A_1$  correspond à la superficie du sous-bassin 1 et  $C_1$  est la concentration de l'ETM choisi du sous-bassin 1.

$$\text{Concentration pondérée} = \frac{A_1 \times [C_1] + A_2 \times [C_2]}{A_1 + A_2}$$

**Tableau V - 16 : Concentration en ETM particulières des stream sediments correspondant au bruit de fond géochimique.**

<b>Bruit de fond géochimique (mg.kg<sup>-1</sup>)</b>	
<b>Cd</b>	1,1
<b>Zn</b>	188
<b>Ni</b>	45,1
<b>As</b>	41,7
<b>Sb</b>	5,6
<b>Mo</b>	0,65
<b>Cu</b>	31,9
<b>Pb</b>	58,3

Les prélèvements dont les concentrations sont nettement supérieures aux moyennes des ETM caractérisant le bruit de fond géochimique permettent d'identifier, d'une manière globale, les zones présentant des anomalies, pouvant correspondre à des zones plus ou moins polluées.

### IV.5.3. Dominance relative des effets de dilution / érosion et variabilité spatio-temporelle des ETM particulières

L'objectif de cette partie est d'étudier le comportement des métaux particuliers vis-à-vis des changements hydrologiques, i.e. déterminer les causes de la variabilité temporelle des teneurs métalliques dans les particules en suspension. Pour cela, nous allons nous baser sur l'information spatiale obtenue à partir des concentrations en ETM dans les stream sediments, notamment sur la localisation des zones sources. Les informations apportées par la haute résolution spatiale de la distribution des teneurs en ETM des stream sediments doivent permettre d'expliquer les concentrations en ETM des MES mesurés sur les quatre sites. Afin d'illustrer le plus clairement possible les variabilités temporelles des concentrations en ETM particulières observées, nous avons sélectionné deux types de situations hydrologiques diamétralement opposées : les étiages de l'été 2003 et de l'été 2004 et les épisodes de crues majeures (dont la crue centennale du 4/12/03 ; **Tableau V - 17**). Les crues étudiées du 9/01/04, 17/09/04, 13/03/04 et 30/04/04 sont caractérisées par des débits journaliers équivalents et permettent d'appréhender l'évolution des ETM lors de crues successives (**Tableau V - 17**). Ces deux situations hydrologiques ont été comparées aux moyennes annuelles (**Tableau V - 11**), présentées précédemment.

**Tableau V - 17 : Débits journaliers pour les périodes étudiées à l'Exutoire du bassin de Decazeville à Joanis (en été, moyenne des débits journaliers).**

	Qj Exutoire (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )
<b>Eté 2003</b>	0,15
<b>04/12/2003</b>	~ 90
<b>09/01/2004</b>	22,8
<b>17/01/2004</b>	22,9
<b>13/03/2004</b>	35,1
<b>30/04/2004</b>	23,8
<b>Eté 2004</b>	0,14

Deux « groupes » d'éléments ont été analysés. Le premier groupe (V, Cr, Th et U), représenté par V correspond aux éléments présentant de faibles variations spatiales à l'échelle du bassin versant, mises en évidence par l'étude des streams sediments (**Tableau V - 14**). Le deuxième groupe (Cd, Zn) montrent de fortes variations spatiales liées à des différences lithologiques et à l'influence des terrils.

➤ Les concentrations en V des MES confirment les résultats des stream sediments ; pour une situation hydrologique donnée, les valeurs sont pratiquement identiques sur les quatre sites (**Figure V - 69A**). Au niveau temporelle, les concentrations sont plus élevées durant les

crues qu'en basses eaux, comme l'indique le comportement de V (**Figure V - 69A**). Par exemple, les concentrations en V, à JOANIS, sont 13 fois plus importantes lors de la crue du 9/01/04 que durant l'été 2003. Les variations temporelles observées dans les concentrations de V particulières se situent dans la gamme de valeurs mesurées au niveau spatial avec les stream sediments (entre 53 et 169 mg.kg<sup>-1</sup>; **Tableau V - 14**). Elles seraient donc liées à des changements de zones émettrices en MES en fonction de l'hydrologie (zones ± érosives), de granulométrie ou de natures de MES.

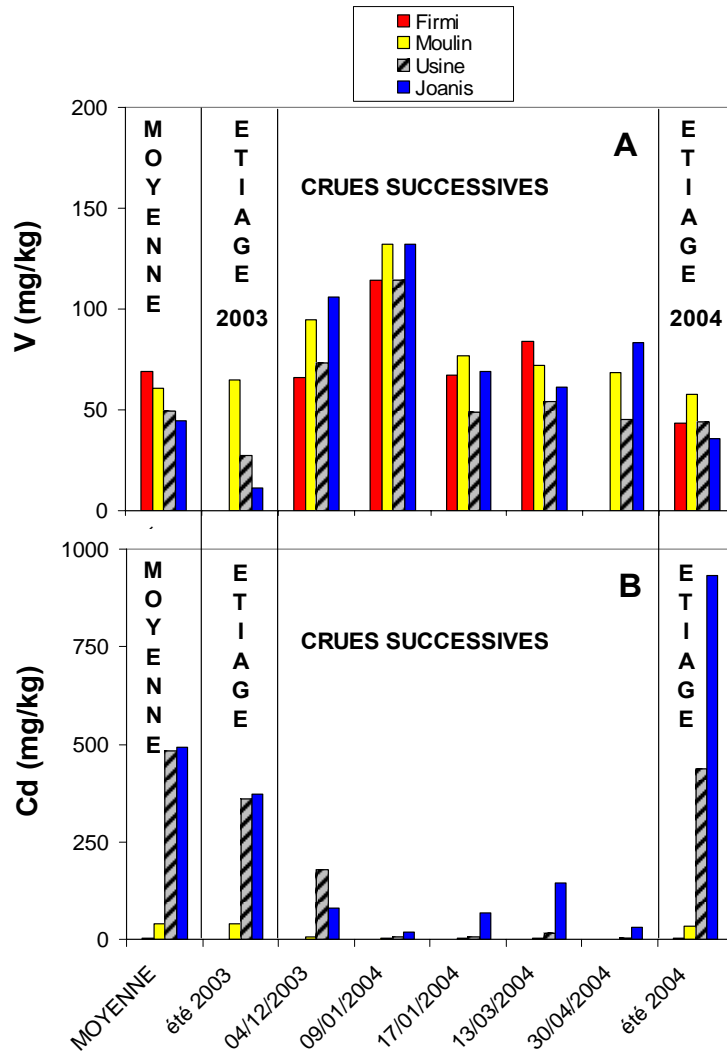


Figure V - 69 : Comparaison des concentrations en V et Cd des MES pour différentes situations hydrologiques.

Des corrélations identiques sont observées, quel que soit le site étudié, entre les concentrations V-Cr ou entre V-Th (**Figure V - 70**). Par conséquent, le haut des droites de corrélation (V-Cr, V-Th) caractérise des crues ou hautes eaux (**Figure V - 69A**), le bas de la droite correspond à des étiages. La corrélation mise en évidence entre V et Cr semble même pouvoir être généralisée sur l'ensemble du bassin de la Garonne (Tarn, Lot et Garonne), lors



d'épisodes de crue (**Figure V - 70**). A l'inverse, la corrélation entre V avec Th, selon une droite caractérisée par un rapport V/Th ~7, ne concerne que les quatre sites du bassin de Decazeville. Les concentrations des MES du Lot, du Tarn et de la Garonne lors de crues s'écartent de cette droite avec un rapport V/Th ~12.

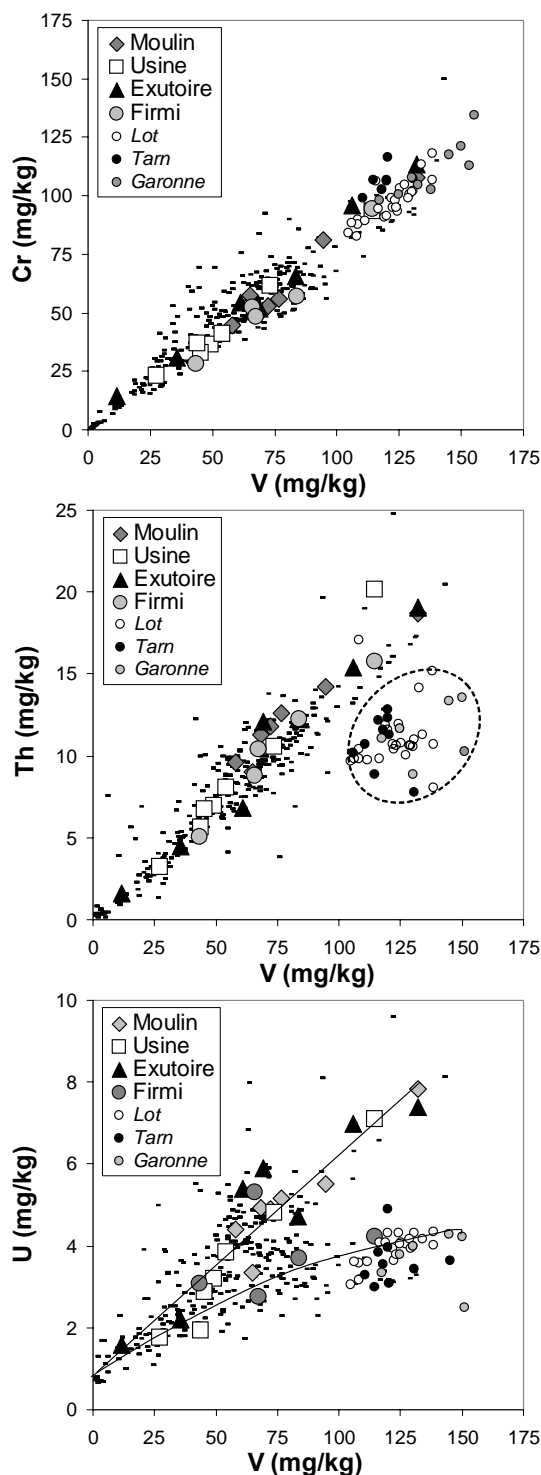


Figure V - 70 : Relation entre les concentrations en V d'un côté et Cr, Th et U des étés 2003 et 2004 et des cinq épisodes de crue (Tableau V - 17 ; les tirets représentent toutes les valeurs annuelles mesurées au cours de l'année sans distinction ni de site ni de situation hydrologique) sur le bassin de Decazeville. Les données de la crue de février et décembre 2003 sur le Tarn à Montauban, le Lot à Temple et la Garonne à la Réole ont été superposés à ces relations.

Des éléments comme V et Th appartiennent aux éléments immobiles lors de l'altération des sols (Martinez-Aguirre et al., 1995 ; Aiuppa et al., 2000 ; Negrel et Roy, 2002). Concentrés dans la phase détritique, ils seraient principalement dérivés de l'altération et de l'érosion des silicates (e.g. Négrel et al., 2000). Ainsi, le lessivage superficiel induit des augmentations proportionnelles en V, Th et Cr sur le bassin de Decazeville compte tenu de leur présence sur toutes les unités géologiques du bassin. A l'inverse, le rapport V/Th élevé par rapport au bassin de Decazeville pourrait être attribué au drainage du Massif Central dont le granite de la Margeride.

La relation entre U et V semble montrer deux droites de corrélation dont une essentiellement dictée par la signature de FIRMI, légèrement moins riche en U particulaire et qui s'aligne avec la composition des MES du Lot, Tarn et Garonne durant les crues (**Figure V - 70**). La deuxième est guidée par les MES de USINE et du MOULIN suggérant l'influence du Carbonifère montrant des concentrations légèrement plus élevées en U dans les stream sediments. En effet, lors de la crue du 9/01/04, FIRMI présentait la plus faible concentration en U ( $4 \text{ mg.kg}^{-1}$ ) ; à l'inverse, le PTN (drainant des dépôts de cendres de charbon de l'ancienne usine thermique) montrait la plus forte concentration ( $15 \text{ mg.kg}^{-1}$ ).

➤ Les crues sont caractérisées par des concentrations en **Cd** (ou Zn) particulières inférieures à celles mesurées en basses eaux, et ce, quel que soit le site (**Figure V - 69B**). Ce comportement a été observé sur d'autres systèmes et est attribué à l'addition de sédiments non pollués provenant du bassin et des berges et/ou à un effet de dilution par du matériel plus grossier véhiculé lors des crues et moins riche en ETM (e.g. Schleichert, 1975; Bradley et Lewin, 1982; Dawson et Macklin, 1998; Turner et al., 2002 ; Cobelo-Garcia et al., 2004). **La forte variabilité spatiale**, mise en évidence après l'analyse des moyennes annuelles **des concentrations en Cd** dans les MES des quatre sites et au niveau des stream sediments, **s'associe à un effet temporel très marqué**, visible dans la comparaison crues/basses eaux mais également au niveau des crues entre-elles (**Figure V - 69B**).

En dépit de la variabilité des concentrations de Zn et Cd à l'échelle du bassin du Lot, Audry et al., (2004c) ont mis en évidence un **rapport Zn/Cd des MES**, caractéristique d'une influence du bassin du Riou Mort ( $45 \pm 7$ ) pour la seule année 2001. Un tel facteur témoigne d'un enrichissement des MES en Cd à la différence du rapport du Lot amont ( $170 \pm 25$ ). **L'étude des variations de ce rapport à l'échelle du bassin du Riou Mort** peut permettre de discriminer des zones en **identifiant des sources ponctuelles**. A partir du suivi haute résolution durant un an et de la description des concentrations en Cd lors de situations

hydrologiques contrastées, il est possible de caractériser les concentrations en Zn et Cd des MES des quatre sous-bassins (**Tableau V - 18 ; Figure V - 71 ; Figure V - 72**).

Le rapport Zn/Cd du bassin amont du Riou Mort à FIRMI ( $130 \pm 44$ ), i.e. le rapport correspondant au bruit de fonds géochimique du bassin amont, est proche du rapport de référence du Lot amont ( $170 \pm 25$ ). Toutefois, il peut présenter ponctuellement des rapports plus faibles suggérant une pollution des petits dépôts de remblais ou l'influence de la zone restreinte de carbonifère en tête de bassin, déjà suggéré lors de l'analyse du Cd dissous sur Firmi (cf. **Figure V - 55**). A l'inverse, les rapports des trois autres stations sont très bas, diminuant successivement du MOULIN à JOANIS (**Tableau V - 18; Figure V - 71 ; Figure V - 72**). Quelques valeurs peuvent occasionnellement présenter des rapports proches de ceux de FIRMI, essentiellement lors des crues où les concentrations sont faibles à cause de dilution par du matériel « non contaminé » provenant de la formation permienne fortement érosive. Il ressort de cette comparaison que **le rapport Zn/Cd  $\sim 45$  (Audry et al., 2004c) ne caractérise pas l'intégralité du bassin de Decazeville mais les zones fortement polluées**, ce qui souligne la pertinence de son utilisation en tant qu'indicateur à l'échelle du Lot.

Les stream sediments ont permis de localiser des dépôts présentant des concentrations importantes au niveau des bassins du Banel liées à la présence de terrils (**Tableau V - 14**). Toutefois, les rapports Zn/Cd des stream sediments ne se superposent que partiellement à ceux des MES : les MES les plus « riches » en Zn et Cd ne sont pas représentées par des stream sediments (**Figure V - 71**). Seul l'échantillon 41, fortement influencé par les dépôts du Cérons, présente un rapport inférieur à 40, similaire à la moyenne dans les MES au site USINE. **Il existe donc une source non échantillonnée causant des concentrations en Cd particulières plus importantes et induisant des rapports Zn/Cd des MES plus bas.**

### En résumé –

La distribution spatiale des ETM dans les stream sediment reflète le signal géochimique des différentes zones sources du bassin. La combinaison des informations spatiales avec les variations des concentrations en ETM pour différentes situations hydrologiques (crue/étiage) a permis de mettre en évidence des comportements différents en fonction de l'élément analysé et des sites. Les mécanismes responsables sont imputés soit à des effets de dilution par du matériel moins riche en ETM et/ou plus grossier (i.e. diminution des concentrations lors des crues, par exemple pour Cd, liée aux apports du Permien), soit à des apports par érosion (i.e. augmentation des concentrations, illustrés par V). Pour un site et un élément donné, les variations temporelles des concentrations en ETM particulières peuvent montrer, dans certains

cas (e.g. Cd, V), une amplitude comparable ou supérieure à celles observées au niveau spatial, témoignant d'un contrôle hydrologique marqué (Figure V - 69).

Zn/Cd	moyenne	minimum	maximum
Firmi	130 ± 44	44	300
Moulin	50 ± 19	26	130
Usine	43 ± 18	18	131
Joanis	32 ± 22	11	157

Tableau V - 18 : Rapport Zn/Cd dans les MES collectées sur les quatre sites du Riou Mort.

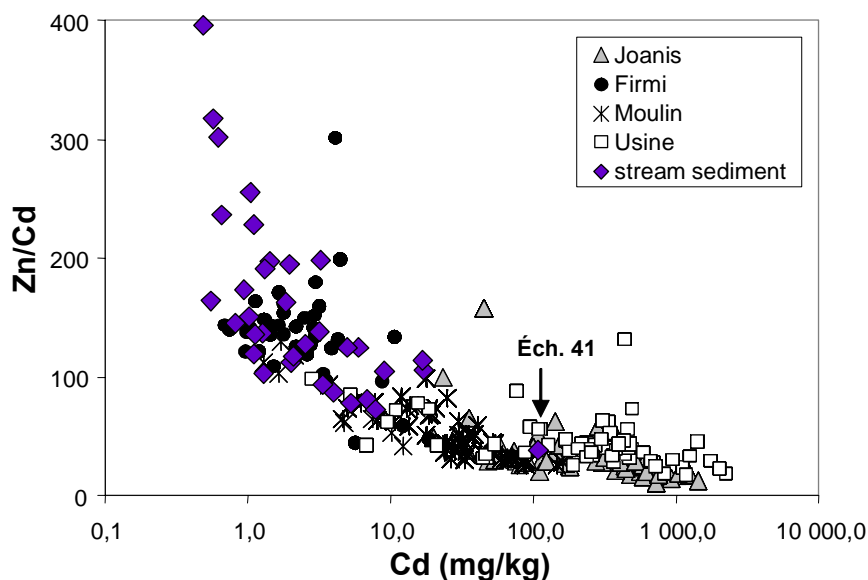


Figure V - 71 : Evolution du rapport Zn/Cd en fonction des concentrations en Cd des MES des 4 sites et des stream sediments.

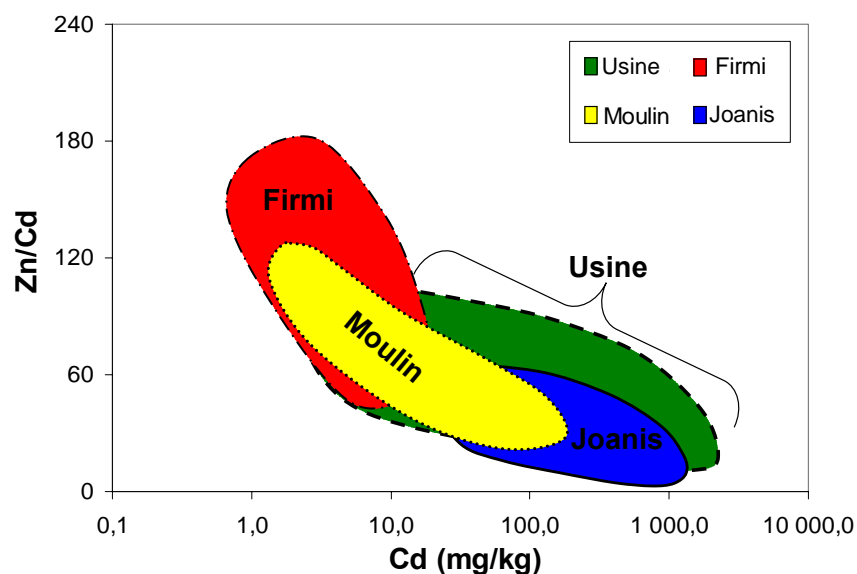


Figure V - 72 : Domaines des rapports Zn/Cd en fonction des concentrations en Cd des MES des 4 sites.

#### IV.5.4. Relations entre les phases particulaire et dissoute

Dans cette partie, les concentrations en ETM dissous et particulaires, précédemment décrites, ont été utilisées pour quantifier les échanges métalliques entre ces deux phases. En effet, la répartition entre phase dissoute et particulaire agit sur le transport, le comportement et le devenir des métaux dans l'environnement (Honeyman et Santschi, 1988 ; Benoit, 1995).

Lorsque les propriétés de surface des particules ne sont pas disponibles, la répartition entre les phases dissoute et particulaire d'un élément donné peut être étudiée au travers d'un coefficient de répartition ( $K_d$ , en  $l.kg^{-1}$ ) défini comme le rapport entre sa concentration particulaire exprimée en  $mg.kg^{-1}$  et sa concentration dissoute en  $mg.l^{-1}$ . Le  $K_d$  n'est pas exactement une constante thermodynamique mais peut y être assimilé si la concentration des sites réactifs est proportionnelle à la masse de particules. Or, plusieurs études ont mis en évidence des variations de  $K_d$  en fonction des concentrations en MES, et ce, au travers de différents environnements tant marins que fluviaux. La diminution du  $K_d$  avec l'augmentation des MES est liée à un effet de concentration en particules appelée pce (particle concentration effect ; O'Connor et Connolly, 1980) observée et commentée pour le Lot (article #4). A l'inverse, aucun pce n'a été observé sur les quatre sites du bassin de Decazeville, confirmant les résultats obtenus lors d'une étude antérieure à l'exutoire du bassin de Decazeville (équivalent JOANIS ; Audry, 2003)

##### ➤ Valeur moyenne du $K_d$ sur les quatre sites

Pour chaque élément, la valeur moyenne, les dixièmes et quatre-vingt-dixième centiles des  $K_d$  ont été déterminées pour les quatre sites du bassin de Decazeville et présentés dans la **Figure V - 73**. Les  $K_d$  diffèrent suivant les éléments et montrent de fortes variabilités temporelles même si l'utilisation des centiles permet de se soustraire de valeurs occasionnellement hautes et basses afin de représenter un comportement moyen.

Pour un site donné, les moyennes des  $K_d$  ont été classées par ordre croissant de la contribution de la fraction particulaire à la charge totale en métaux, représentant une séquence d'affinité inter-élémentaire pour la phase particulaire.

FIRMI : U<Mo<Sb≈As<Cu<Ni<Cr<V<Co<Cd<Zn<Pb<Th

MOULIN : Mo<Sb<As<Cu≈U<Ni<Zn<Cd<V<Co<Cr<Th≈Pb

USINE : U≈Mo<Ni≈Sb<Zn<Cd<As<Cu<Co≈V<Cr<Th<Pb

JOANIS : Mo<U<Ni<Sb≈Zn<As<Cd<Cu<V<Cr<Co<Th<Pb

Cette séquence diffère quelque peu de celles de la Garonne et du Lot (Audry, 2003) qui est :

U<Mo<Cu<Cd<Zn<Ni<Co<V<Cr<Pb<Th

Toutefois, les Kd les plus élevés sont observés, quelque soit le site, pour Pb et Th correspondant à des éléments fortement lithophiles (Vesely et al., 2001 ; Négrel et Roy, 2002). Cette affinité pour la phase minérale se retrouve également pour V et Cr caractérisés également par des Kd élevés.

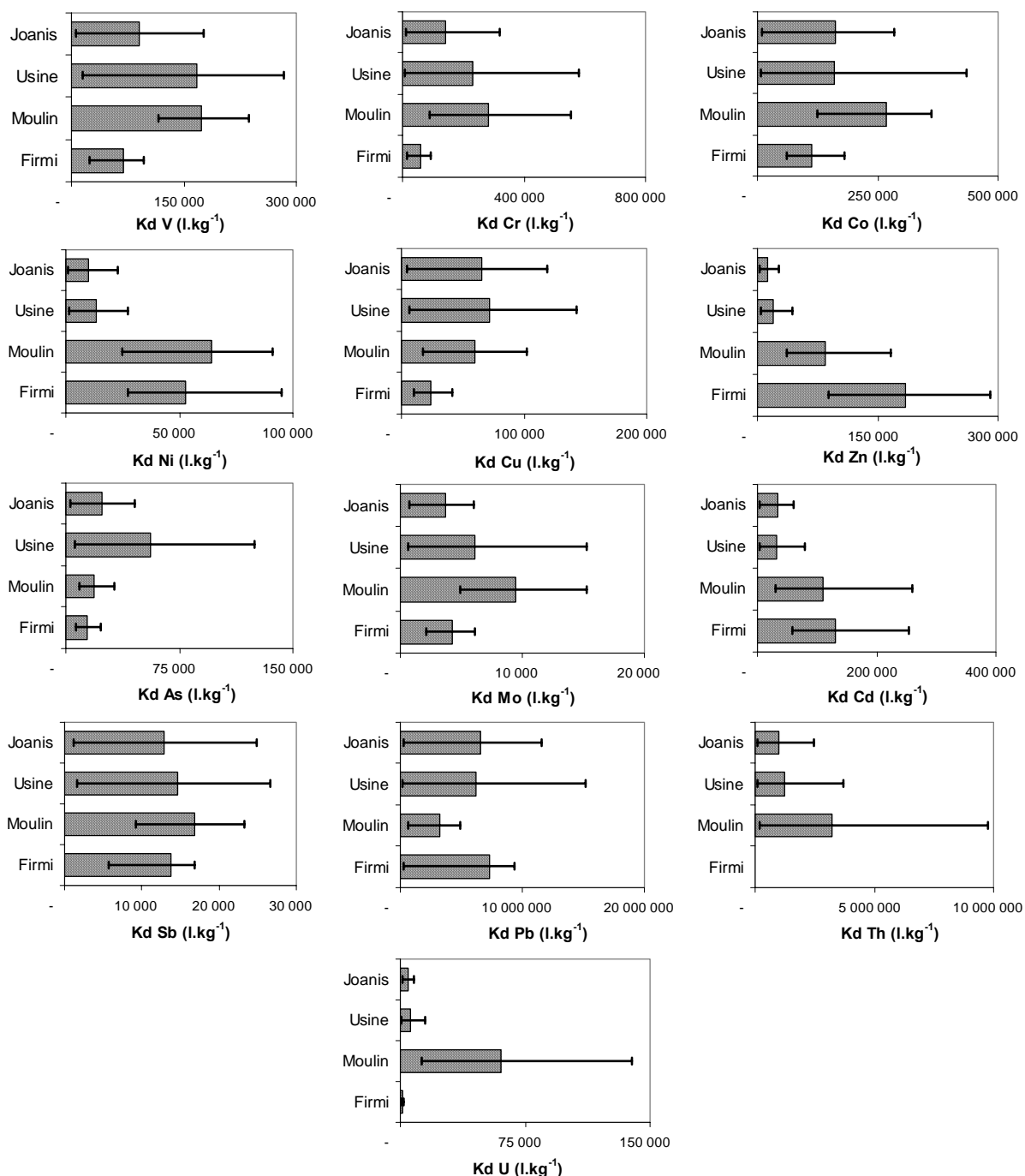


Figure V - 73 : Valeurs moyennes, dixième centiles et quatre-vingt-dixième centiles du coefficient de répartition (Kd) pour les quatre sites de prélèvement.

### ➤ Valeurs du Kd de U

Les plus faibles Kd sont observés pour U (excepté MOULIN), Mo, Sb et Ni pour USINE et JOANIS. Uranium est pourtant considéré comme un élément peu mobile, lié fortement à la phase particulaire (Négrel et al., 2000) et qui est généralement associé à la phase carbonatée (Palmer et Edmond, 1993). Or, ce faible Kd pour U a été déjà mis en évidence pour la Garonne, le Lot et l'exutoire du Riou Mort (JOANIS) par Audry (2003) et expliquée par les faibles concentrations en calcite favorisant la conservation de U dans la phase dissoute sous la forme de complexes carbonatés solubles. Une étude plus récente a montré que U dissous présentait une forte contribution de complexes organo-métalliques hydrophobes (~40% ; extraits par C18, Lemaire et al., sous presse). Une forte présence de colloïdes dans la fraction dissoute (par filtration à 0,02 µm) peut éventuellement expliquer les faibles Kd de USINE et JOANIS. Les faibles Kd de FIRMI seraient liés aux concentrations très élevées en U dissous liées au drainage de la formation permienne. A la différence des trois autres sites de Decazeville, U est représenté par un Kd plus élevé dans le Riou Viou au MOULIN pouvant atteindre des valeurs supérieures à 100 000 l.kg<sup>-1</sup> (**Figure V - 73**). Cette différence est liée à la faible concentration moyenne en U dissous (0,17µg.l<sup>-1</sup>) en comparaison de celles de FIRMI (3,79µg.l<sup>-1</sup>), USINE (0,69µg.l<sup>-1</sup>) et JOANIS (0,87µg.l<sup>-1</sup>) alors que les concentrations en U particulaire sont comparables quel que soit le site. Une contribution de la fraction colloïdale grossière (avec passage vers la phase particulaire pour une part) peut saisonnièrement être très importante. En effet, les concentrations en U de la fraction inférieure à 0,02µm comparées à celle inférieure à 0,2µm montrent une contribution variant de 28% à 98% sur le MOULIN, qui indiquent une présence de colloïdes plus importante que sur les trois autres sites (**Tableau V - 7**). Une formation carbonatée datée du Lias peut générer des concentrations plus élevées en calcite que sur les autres bassins favorisant des complexes particuliers et une augmentation du Kd (**Figure V - 37**).

### ➤ Valeurs du Kd de Co

Les moyennes des Kd de Co sur les quatre sites de Decazeville sont comprises entre 130 000 et 270 000 l.kg<sup>-1</sup> (**Figure V - 73**) et similaires aux valeurs (150 000-300 000 l.kg<sup>-1</sup>) sur les autres sites du système Lot-Garonne (Audry, 2003). Par contre, les valeurs des Kd de Co sur les quatre sites du bassin sont nettement plus fortes que celles déterminées à JOANIS en 2001 (< 22 000 l.kg<sup>-1</sup> ; Audry, 2003). Ce nouveau résultat apporte une information supplémentaire sur l'impact de la variabilité saisonnière. En effet, durant notre suivi, nous avons également observé des valeurs de Kd nettement plus faibles (~8000 l.kg<sup>-1</sup> ; **Figure V -**

73) pour des situations hydrologiques (débits inférieurs à  $4,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) comparables à celles échantillonnées en 2001 (Audry et al., 2005). Cette observation souligne à nouveau la nécessité d'un suivi régulier couvrant des événements de hautes eaux et de crues afin de connaître l'intégralité de la réponse des bassins.

### ➤ Valeurs du Kd de Zn, Cd, Ni

Les moyennes de Kd pour **Zn, Cd et Ni** obtenues à JOANIS durant notre période d'étude corroborent les premières observations faites en 2001 sur ce même site (Audry, 2003). **La comparaison inter-site entre les Kd de ces éléments met en évidence des gammes très différentes de valeurs de Kd suivant les sites échantillonnés (Figure V - 73) avec des valeurs plus faibles à USINE et JOANIS qu'au MOULIN et FIRMI** : les valeurs du Kd de Zn décroissent, de l'amont vers l'aval, avec FIRMI (184 000), MOULIN (85 000), USINE (19 000) et JOANIS (13 000). Les Kd de Cd varient de 132 000 à FIRMI, à 110 000 au MOULIN pour atteindre 31 000 et 33 000 à USINE et JOANIS alors que Ni présente des Kd  $\sim 50\,000$ - $60\,000$  au MOULIN et à FIRMI baissant à  $10\,000$ - $14\,000$  à JOANIS et USINE. L'explication de tels écarts entre les sites **semblerait indiquer que l'augmentation des concentrations dissoutes est prépondérante sur celles particulières**. En effet, bien que les concentrations moyennes dissoutes et particulières augmentent entre FIRMI, MOULIN, USINE et JOANIS, i.e. d'amont vers l'aval (**Tableau V - 6 ; Tableau V - 11**), l'augmentation relative des concentrations dissoutes est beaucoup plus importante que celle des concentrations particulières. Par exemple, les concentrations en Zn dissous à JOANIS sont supérieures de trois ordres de grandeur à celles mesurées à FIRMI alors que le rapport n'est que de deux ordres de grandeur pour le particulaire (**Tableau V - 6 ; Tableau V - 11**). Ces résultats suggèrent que les faibles Kd dans la zone aval du bassin sont dus à un manque de sites de sorption sur les MES présentes et/ou à la cinétique des processus de rééquilibration (processus d'adsorption de métaux dissous sur les particules). Dans les deux cas, les concentrations dissoutes et particulières ne reflètent pas un équilibre thermodynamique mais plutôt un épisode transitoire de la rééquilibration en raison de la proximité immédiate de la source en Cd, Zn, Ni dissous.



## IV.6. IDENTIFICATION DE SOURCES ADDITIONNELLES

### IV.6.1.1. Définition et localisation des anomalies

La crue du 9 janvier 2004 a été échantillonnée sur une dizaine de sites (dont FIRMI, MOULIN, USINE et JOANIS) permettant de localiser les zones sources en ETM dissous et particulaires (**Figure V - 74**). Lors de la crue du 9 janvier 2004, **deux zones d’anomalies** de concentrations ont été détectées au niveau de deux confluences du bassin de Decazeville, se traduisant par :

$$[Cdconf] \neq \left[ \frac{Q_1 \times Cdaff_1 + Q_2 \times Cdaff_2}{Q_1 + Q_2} \right]$$

où :  $[Cdconf]$  est la concentration en Cd dissous de la confluence,  $[Cdaff_1]$  et  $[Cdaff_2]$  les concentrations en Cd des affluents 1 et 2 (par exemple, Riou Viou et Riou Mort),  $Q_1$  et  $Q_2$  les débits des affluents 1 et 2.

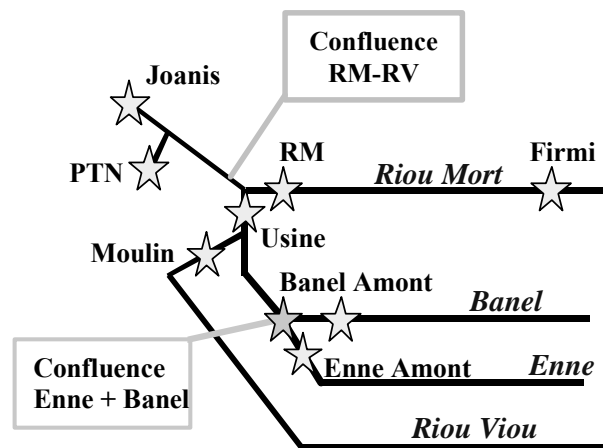


Figure V - 74 : Localisation des prélèvements (étoiles) lors de la crue du 9 janvier 2003.

La première zone est située au niveau des sous-bassins de l'Enne et du Banel : il est à remarquer que, en aval de la confluence Enne/Banel, les concentrations en Zn, Cd, Mo dissous sont supérieures à celles des deux affluents (**Figure V - 75**), sans pour autant avoir observé d'affluent supplémentaire sur le trajet. Cette anomalie se retrouve également sur les concentrations en Zn et Cd particulaires (**Figure V - 75**).

La deuxième zone correspond au tronçon confluence Riou Mort – Riou Viou et JOANIS (exutoire du bassin ; **Figure V - 74**). Les concentrations à JOANIS en Zn, Cd, As, Sb, Mo et Cu sont supérieures à celles mesurées à USINE et RM aval (**Figure V - 75**). Plusieurs arrivées d'eau, naturelles ou artificielles (drain de la station d'épuration, égout du stockage de bois), se déversant dans le Riou Mort, après la confluence Riou Mort/Riou Viou, ont été

analysées en ETM dissous. Elles n'ont présenté des concentrations suffisamment élevées pour expliquer une telle augmentation. Seules les concentrations en As, Sb et Mo pourraient être expliquées par le petit affluent PTN drainant les cendres de charbon. Les observations faites pour le dissous se vérifient pour le particulaire (Figure V - 76).

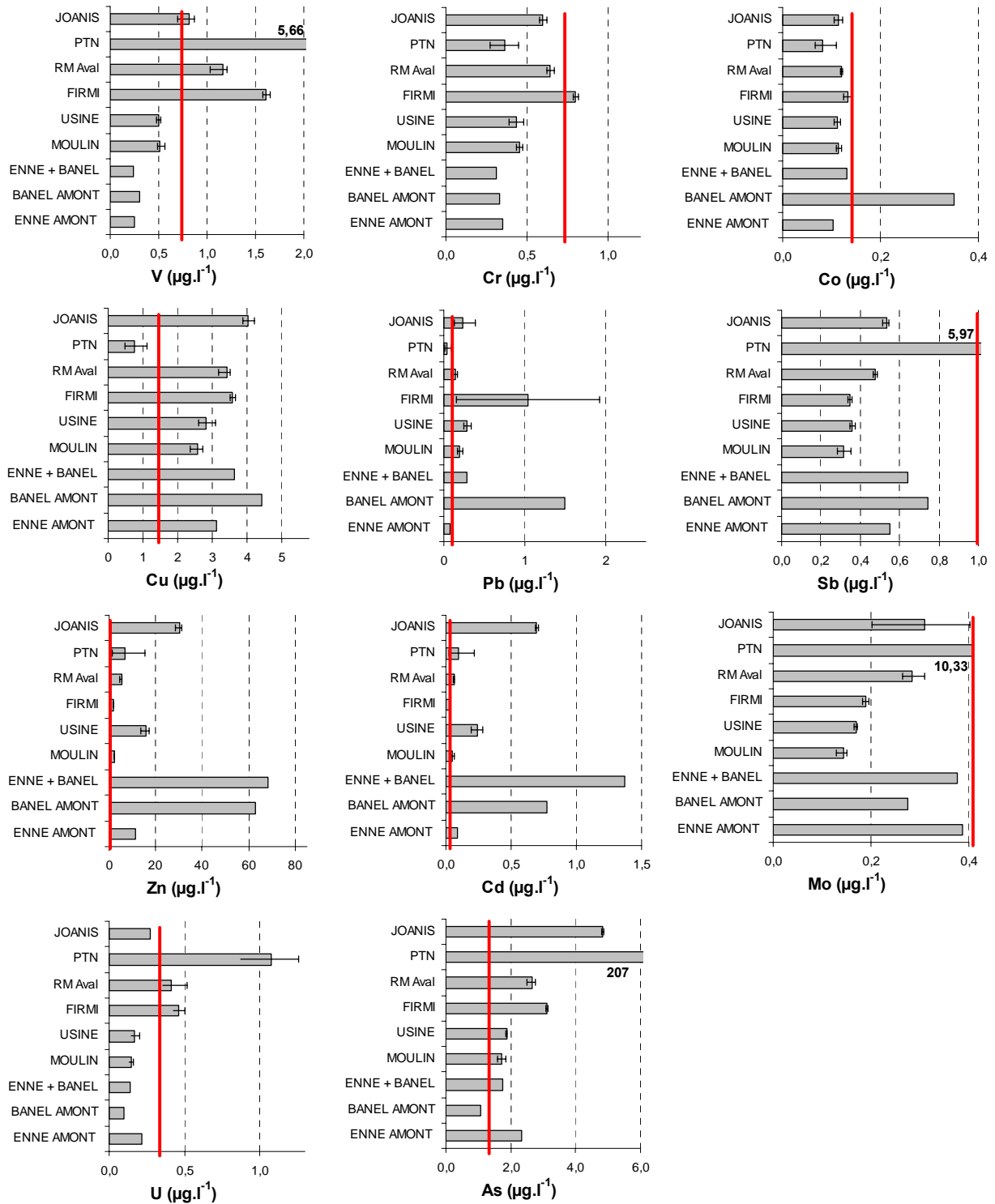


Figure V - 75 : Répartition spatiale des ETM dissous lors de l'événement de crue du 9 janvier 2004 (les valeurs des concentrations moyennes mondiales sont figurées par un trait rouge (Tableau V - 1). Les barres d'erreur des concentrations correspondent à la variabilité temporelle des concentrations lors de la crue du 9 janvier 2004.

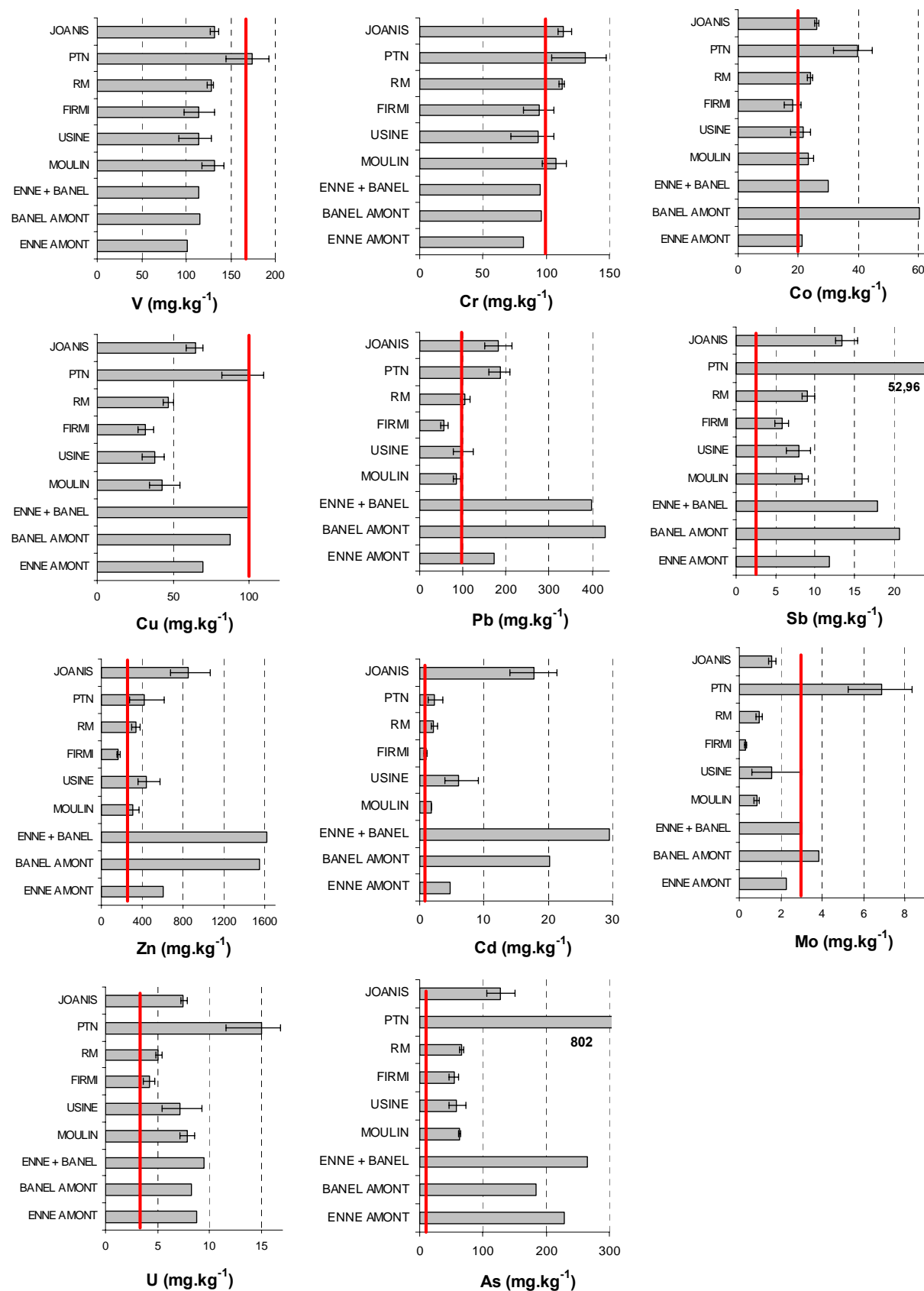
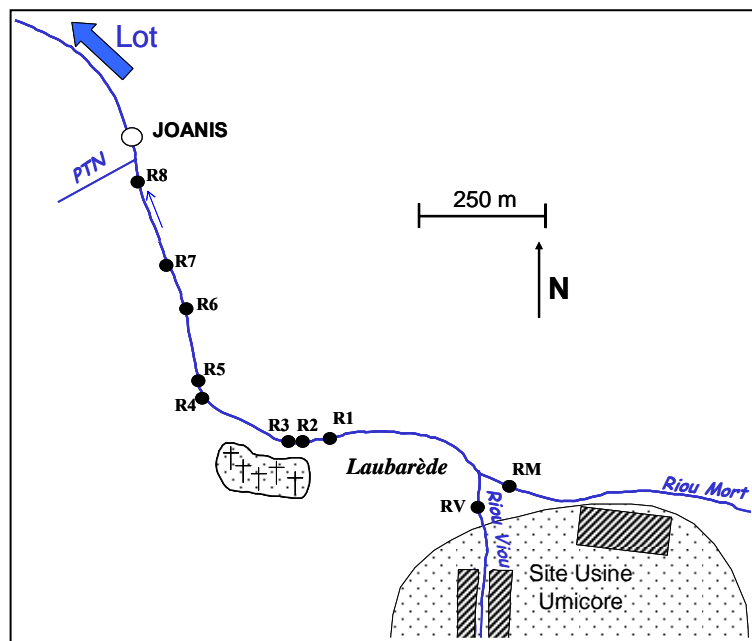


Figure V - 76 : Répartition spatiale des ETM particulières lors de l'événement de crue du 9 Janvier 2004 (les valeurs des concentrations moyennes mondiales sont figurées par un trait rouge (Martin et Meybeck, 1979; Martin et Whitfield, 1983). Les barres d'erreur des concentrations correspondent à la variabilité temporelle des concentrations lors de la crue du 9 janvier 2004.

#### IV.6.1.2. Localisation précise d'une source souterraine

Des études complémentaires ont été réalisées pour comprendre les raisons des « anomalies » observées aux niveaux des concentrations et des flux. Rappelons que des mesures lors de la campagne de prospection sur différents petits ruisseaux sur le tronçon « confluence Riou Mort-Riou Viou » et JOANIS n'ont pas montré de valeurs excessivement élevées. Plusieurs profils longitudinaux ont été réalisés depuis 2004 sur le tronçon confluence Riou Mort – Riou Viou vers l'exutoire (JOANIS ; **Figure V - 77**). A titre d'exemple, les résultats du 23 mars 2004 sont présentés et discutés (**Figure V - 78**).

**La station R1, la plus en amont, est localisée après la confluence RM aval - USINE, la station R8, la plus en aval, est localisée 75 m en amont JOANIS et ne comprend pas le PTN (Figure V - 77).** Figurent également d'une part les valeurs du Riou Mort aval (RM) et d'autre part celles du Riou Viou à la sortie du site USINE (RV), juste en amont de la confluence avec le Riou Mort.



**Figure V - 77 : Position des prélèvements sur le profil longitudinal du tronçon « confluence Riou Mort/Riou Viou – Joanis.**

Les concentrations en Cd, Zn, Ni et Sb dissous ont augmenté de manière significative le long du tronçon d'étude, atteignant des valeurs maximales aux points R3-R4 (juste en aval du cimetière de Viviez ; **Figure V - 78**). **Ces augmentations se manifestent sur un tronçon de ~250 m sans pour autant que l'on ait observé l'arrivée d'un ruisseau ou d'un écoulement, suggérant donc des apports d'eaux souterraines.** A l'inverse, les concentrations en U, V, As n'ont pas varié après la confluence et reflétaient le mélange entre les teneurs en U, V, As du Riou Mort aval et du Riou Viou à USINE. **Ces éléments ont**

permis par un simple calcul de mélange (calcul de dilution entre deux concentrations initiales, à RM et RV, et une concentration finale après confluence, à R1) de déterminer la contribution en terme de volume de masse d'eau du Riou Mort aval (Qa) et du Riou Viou au site USINE (Qb).

Ainsi, à partir de U dissous :

$$Qa \times [U_{RMaval}] + Qb \times [U_{RVUSINE}] = [U_{R1}]$$

$$Qa + Qb = 1 \quad \text{pour } 0 \leq Qa, Qb \leq 1$$

Avec: Qa, la contribution en apport d'eau du Riou Mort aval à la masse d'eau après confluence Riou Mort-Riou Viou;  $[U_{RMaval}]$ , la concentration en U dissous du Riou Mort aval; Qb, la contribution en apport d'eau du Riou Viou au site USINE à la masse d'eau après confluence Riou Mort-Riou Viou;  $[U_{RVUSINE}]$ , la concentration en U dissous du Riou Viou au site USINE;  $[U_{R1}]$ , la concentration en U dissous au site R<sub>1</sub>, juste après la confluence Riou Mort-Riou Viou.

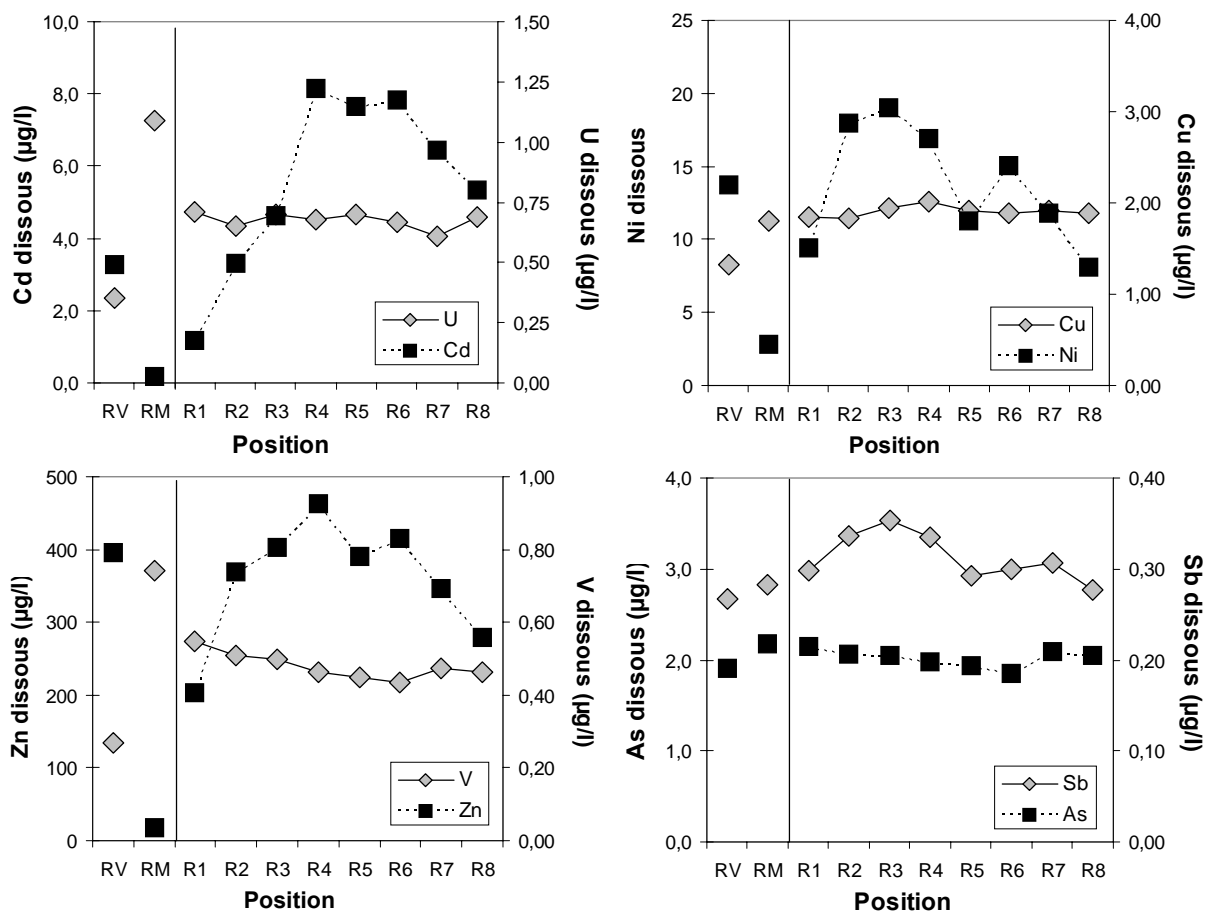


Figure V - 78 : Concentrations en U, Cd, V, Zn, Ni, As, Sb et Cu dissous du profil longitudinal.

Le 23/03/04, la contribution du débit du Riou Viou (USINE) aurait représenté, suivant l'élément utilisé (U, V, As), entre 40 à 50% des débits de JOANIS.

Les concentrations en Cd, Zn et Ni mesurées au point R1, lors de ce profil, correspondraient à ce mélange (40-50% Riou Viou, 50-60% Riou Mort). L'élévation des

concentrations dès le point R2, ayant atteint des valeurs égales voire supérieures aux concentrations du seul Riou Viou à USINE, traduit des apports additionnels (**Figure V - 78**).

### ➤ Contribution de la fraction colloïdale aux apports souterrains

L'analyse des variations spatiales des concentrations le long du profil longitudinal a permis de mettre en évidence une source additionnelle induisant de fortes augmentations en Cd, Zn, Ni en aval de la confluence Riou Viou – Riou Mort jusqu'à JOANIS (**Figure V - 78**). Cette source additionnelle proviendrait d'apports d'eaux souterraines très concentrées en Cd, Ni et Zn. Nous avons cherché à déterminer quelle était la part de colloïdes dans cette fraction dissoute.

Pour atteindre cet objectif, **une deuxième filtration à 0,02µm** a été réalisée, en mars 2004, sur les prélèvements du profil longitudinal. Cette filtration **permet de soustraire une part importante de colloïdes comprise entre 0,2 et 0,02µm**. L'analyse du rapport « dissous 0,02µm » sur « dissous total < 0,2µm » montre, d'une part, que les éléments U, V et As sont véhiculés quasi exclusivement sur des phases inférieures à 0,02µm, avec des rapports atteignant progressivement ~100% vers l'aval, sans montrer toutefois de forte variabilité suivant la position des prélèvements (**Figure V - 79**). D'autre part, des éléments comme Cd et Zn dissous, montrent à l'inverse une grande variabilité spatiale dans la contribution 0,02/0,2µm.

La plus forte contribution en Cd et Zn dissous à 0,02µm est observé à USINE (**Figure V - 79**) ; elle représente 80-85% du Cd et Zn dissous total alors qu'elle est seulement de 65% (Cd) et 40% (Zn) au niveau du Riou Mort aval (juste en amont de la confluence Riou Viou-Riou Mort). A la confluence du Riou Viou et du Riou Mort (R1 sur **Figure V - 79**), la contribution chute à 60%, valeur la plus basse observée pour Cd alors qu'elle augmente à 60% pour Zn. A l'inverse, Ni dissous qui, comme Cd et Zn, a mis en évidence une source additionnelle, présente une contribution de ~93%-100% de la phase 0,02µm tout au long du profil longitudinal.

Avec l'augmentation de Cd, Zn et Ni dissous total observé sur le profil longitudinal (entre R1 et R4), la contribution du Cd, Zn et Ni 0,02µm augmente pour atteindre 80% pour Cd et se stabiliser pour Zn à ~55% et Ni à ~100%. **L'ajout de Cd, Zn et Ni de la source additionnelle se ferait donc sous la forme de dissous inférieur à 0,02µm.**

Parallèlement à la diminution des concentrations en Cd, Zn et Ni dissous (de R5 à R8 ; **Figure V - 79**), la contribution de la phase inférieure à 0,02µm diminue pour Cd et Zn. Cette observation suggère une contribution plus importante de la fraction « colloïdale » de Cd et Zn

(0,02 à 0,2 $\mu$ m). Ce passage des ETM de la phase dissoute (<0,02 $\mu$ m) vers la fraction colloïdale grossière (0,02 à 0,2 $\mu$ m) n'exclut pas également le passage du Cd et Zn colloïdal vers la fraction particulaire (>0,2 $\mu$ m). De même, un passage direct de Cd et Zn dissous « additionnel » vers la phase particulaire par adsorption sur des particules (rééquilibration) peut être envisagé. Pour Ni dissous, ce passage se ferait directement de la fraction dissoute inférieure à 0,02  $\mu$ m vers la fraction particulaire compte tenu que Ni ne montre pas de variation dans la contribution des concentrations à 0,02 $\mu$ m par rapport à 0,2 $\mu$ m.

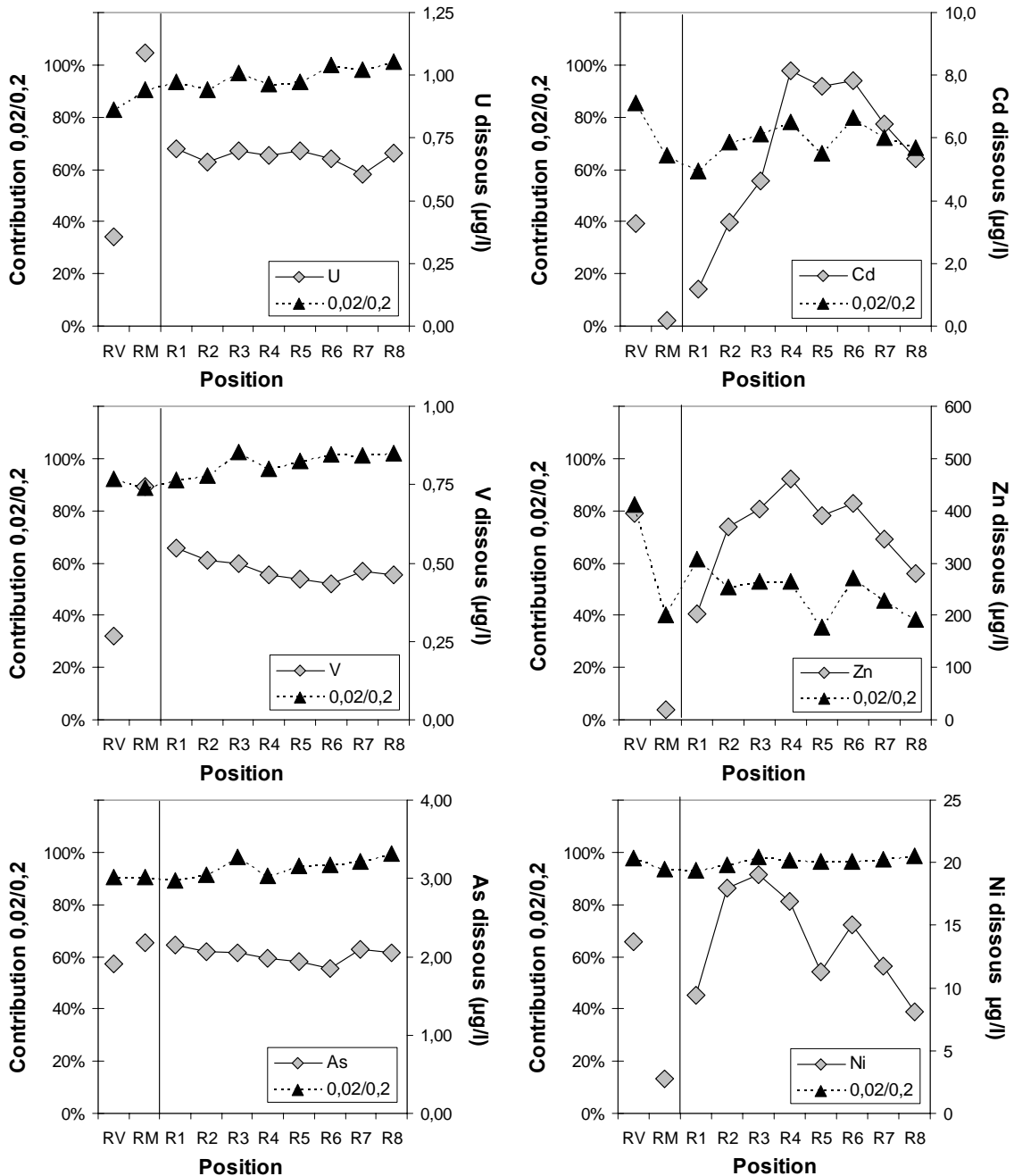


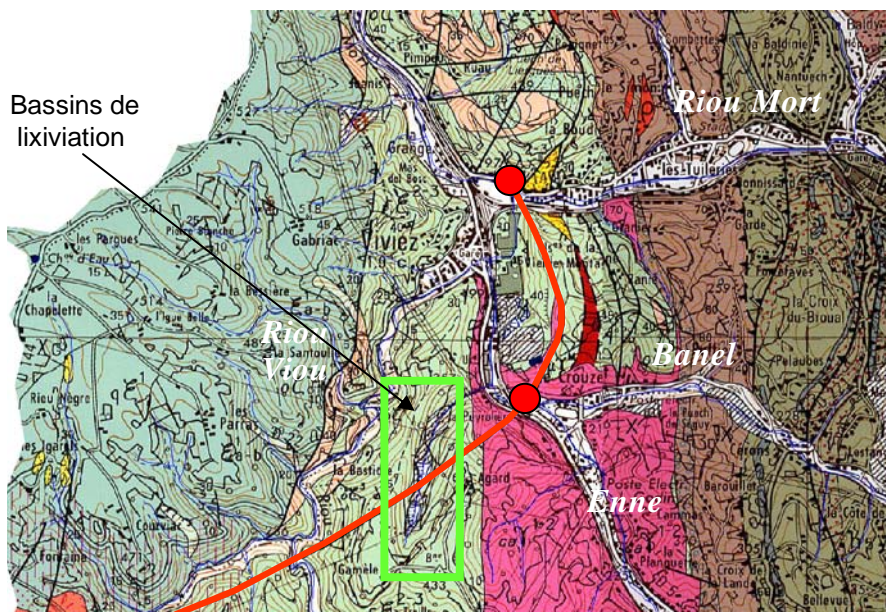
Figure V - 79 : Evolution de la contribution en U, V, As, Cd, Zn et Ni dissous (filtration à 0,02 $\mu$ m) par rapport aux concentrations 0,2 $\mu$ m en %. Les concentrations en U, V, As, Cd, Zn et Ni dissous total sont également indiquées.

➤ Cause(s) potentielle(s) de la source additionnelle

Les deux triangulations concernant, d'une part les sites « Enne Amont, Banel Amont et confluence Enne-Banel » et d'autre part les sites « RM aval, RV USINE et JOANIS » ont montré une augmentation nette des concentrations en Cd, Zn et Ni dissous lors de la crue du 9 janvier 2004 (**Figure V - 75**). Cette observation ne peut s'expliquer seulement qu'en considérant des sources supplémentaires apportant des ETM dissous sous une forme très concentrée, au niveau de ces deux groupes de sites, sans être des affluents visibles. Cela suggère une source importante provenant des eaux souterraines.

Deux hypothèses peuvent être proposées :

(i) Pour cette première hypothèse, nous considérons que les deux anomalies des triangulations sont inhérentes à la même cause (connectées). La carte géologique (BRGM, 1977) montre une faille traversant les deux groupes de sites d'anomalies (**Figure V - 80** ; figurés par les cercles rouges). Cette faille est présente en dessous des trois bassins contenant les boues de lixiviation, passe par la confluence Enne-Banel et rejoint le Riou Mort au niveau de la confluence Riou Mort et Riou Viou (**Figure V - 80**).



**Figure V - 80** : Extrait de la carte au 1/50000<sup>e</sup> sur laquelle est surlignée en rouge une faille majeure traversant la partie ouest du bassin versant de Decazeville ; les anomalies observées sont figurées par des cercles rouges, représentant des zones probables de libération de Zn, Cd et Ni.

La concentration en Cd dissous mesurée dans un drain canalisé des bassins de stockage (Cd: 5000  $\mu\text{g.l}^{-1}$ , valeur ponctuelle du 18/07/02) pourrait bien expliquer les anomalies en Cd car cette concentration est de trois ordres de grandeur supérieurs à celle



mesurée pour la confluence Enne-Banel. Cette hypothèse suggérerait des fuites au fond des bassins de stockage, libérant des eaux extrêmement concentrées en Cd. L'Usine Umicore a observé l'affaissement du toit des bassins de lixivation, probablement suite à l'intense canicule de 2003. Ces eaux pourraient être transportées le long de la faille et introduites dans le réseau hydrographique de surface, juste en amont de la confluence Enne-Banel et, plus en aval, à proximité de la confluence du Riou Mort et du Riou Viou. Cette hypothèse nécessite d'être vérifiée par une autre campagne d'échantillonnage incluant tous les points de prélèvements possibles des eaux de surface et par une étude plus poussée sur la caractérisation des eaux souterraines de la zone depuis Igue de Mas jusqu'au Riou Mort à JOANIS, incluant les zones de terrils.

(ii) La deuxième hypothèse est basée sur deux causes distinctes. L'anomalie en aval de la confluence Enne-Banel pourrait être liée à une influence des bassins de lixivation situés à proximité ; cette hypothèse pourra être vérifiée avec l'installation en cours d'un préleveur à la confluence Enne-Banel et des piézomètres (mesures d'eau souterraine) en des points correspondant à des zones stratégiques. La source additionnelle observée à la confluence Riou Mort-Riou Viou, pourrait être inhérente à des processus de lixivation de zones remblayées et d'anciens dépôts situés en aval du site actuel de l'usine UMICORE. Les eaux souterraines drainant le sous-sol contaminé au niveau de Laubarède (**Figure V - 77**), très concentrées en Cd, Zn et Ni, seraient en connexion avec la rivière sur une faible distance. Une étude, basée sur les interactions entre les nappes et les eaux de surface au niveau de confluence Garonne/Ariège, a récemment montré que l'écoulement de la nappe n'était pas diffus dans la rivière mais pouvait être précisément localisé (Lambs, 2004), au même titre que l'observation faite pour la source additionnelle ponctuelle du Riou Mort.

### **IV.6.1.3. Influence des dépôts de cendres de charbon (affluent PTN) sur les apports en As et Sb**

Les transects longitudinaux ont été effectués en amont du PTN et de JOANIS. Les anomalies observées entre les flux estimés en As et Sb à la confluence Riou Mort-Riou Viou et JOANIS ne trouvent pas leur explication dans ces apports dissous ; ils proviendraient principalement du PTN (dépôt des cendres de charbon) qui a montré des fortes concentrations lors de la crue du 9 janvier 2004 (**Figure V - 75**).

Un calcul de mélange a été effectué afin d'évaluer si le PTN pouvait être responsable, à lui seul, des écarts observés lors de la crue du 9/01/04. A partir des concentrations

moyennes de la confluence Riou Viou-Riou Mort (As  $\sim 2 \mu\text{g.l}^{-1}$  ; Sb  $\sim 0,40 \mu\text{g.l}^{-1}$ ), des concentrations du PTN (As  $\sim 200 \mu\text{g.l}^{-1}$  ; Sb  $\sim 6,0 \mu\text{g.l}^{-1}$ ) et d'un débit à Joanis de  $23 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , des débits du PTN de  $0,33 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  et de  $0,54 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  suffisent pour obtenir, respectivement, des concentrations en As dissous de  $4,85 \mu\text{g.l}^{-1}$  et en Sb dissous de  $0,53 \mu\text{g.l}^{-1}$  à Joanis. Avec un débit journalier compris entre  $0,33 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  et  $0,54 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  lors de la crue du 9/01/04, il est possible de conclure que le PTN peut agir seul dans les écarts en As et Sb dissous.

Lors du maximum de crue, les concentrations en MES du PTN ont varié entre  $12\,000 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $20\,000 \text{ mg.l}^{-1}$ . Du fait de la très forte érosion des dépôts de cendres (**Figure V - 81 ; Figure V - 82**) adjacents au Riou Mort à Joanis, le PTN peut également expliquer à lui seul les apports en As et Sb particuliers. En effet, les concentrations en As et Sb particuliers se sont révélées très élevées lors de la crue du 9 janvier 2004 (**Figure V - 76**).



**Figure V - 81 : Erosion du bassin du PTN.**



**Figure V - 82 : Confluence du PTN avec le Riou Mort.**

## IV.7. FLUX DES MES, ETM PARTICULAIRES ET DISSOUS DANS LE BASSIN DE DECAZEVILLE

L'étude des flux de MES et d'ETM doit permettre de déterminer les facteurs de contrôle des taux d'érosion et des flux métalliques des eaux de ce bassin. Elle doit permettre également de quantifier la part naturelle des flux d'ETM, d'identifier et d'évaluer ceux d'origine anthropique. De telles quantifications sont nécessaires pour apporter des solutions pertinentes de remédiation pour le bassin de Decazeville (ou pour d'autres bassins au passé industriel et/ou minier).

Toutefois, les bilans de masse en ETM sont souvent limités en raison d'une fréquence d'échantillonnage inadéquate pouvant induire de forts biais. Comme nous avons pu le montrer dans le Chapitre 3, du fait de la haute variabilité des débits et des concentrations en MES et des éléments chimiques associés, il est nécessaire d'acquérir une banque de données haute résolution. Ceci est particulièrement vrai pour des petits bassins, tel le bassin de Decazeville, où l'essentiel du transport est véhiculé lors de crues soudaines, de courte durée et imprévisibles (e.g. lors des forts coups d'eau déclenchés par un orage). Cette quantification des transports imposent, pour un tel bassin, une méthodologie adaptée à la variabilité des concentrations en MES et ETM (Blanc et al., 1999, Coynel et al., 2004). C'est pourquoi, nous avons défini une fréquence d'échantillonnage optimale en chacun des sites pour répondre à ces objectifs.

### IV.7.1. Flux de MES et taux d'érosion nets

#### IV.7.1.1. Bilan annuel

A partir des résultats présentés précédemment (débits et concentrations en MES), les flux de MES ont été déterminés sur les trois sites (JOANIS, MOULIN et USINE) pour la période de juillet 2003-juillet 2004. Les flux sur le Riou Mort à FIRMI sont donnés sous forme d'intervalle de valeurs basses et hautes en raison des extrapolations réalisées pour tenir compte de la crue de décembre 2003 pour laquelle seule la montée de crue a été échantillonnée. Les flux sont présentés dans le **Tableau V - 19**.

Tableau V - 19 : Flux d'eau et de MES sur les quatre sites.

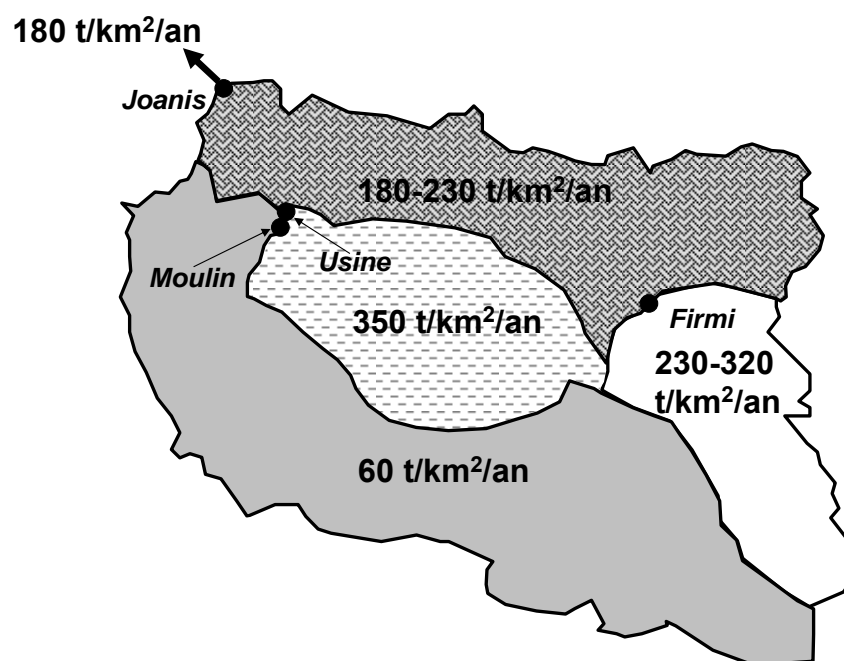
Flux	Joanis	Moulin	Usine	Firmi
Flux liquide ( $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ )	70,0	26,9	30,9	10,5
Flux MES ( $\text{t} \cdot \text{an}^{-1}$ )	28 300	3 900	14 400	5 000 - 7 000

Les flux liquides et de MES, ainsi que leur contribution aux flux totaux, ont été calculés pour différentes gammes de débits à JOANIS. La gamme de débits supérieurs à  $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  contribue à plus de 80% du flux annuel, et ce, en seulement 3 jours (**Tableau V - 20**). Pour des débits supérieurs à  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , la quasi totalité du flux solide a été exportée avec seulement un tiers du flux liquide.

**Tableau V - 20 : Flux liquides et solides pour différentes gammes de débits pour la période juillet 2003 – juillet 2004 sur le Riou Mort à l'exutoire (JOANIS,  $n$  : nombre de jours).**

Gamme débit ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$n$	Flux liquide ( $10^6 \text{ m}^3$ )	Contribution liquides (%)	Flux MES (t)	Contribution MES (%)
$Q_j < 1$	219	5.46	7.8	56	0.2
$1 < Q_j \leq 2$	73	9.21	13.2	140	0.5
$2 < Q_j \leq 5$	39	10.2	14.6	147	0.5
$5 < Q_j \leq 10$	13	7.3	10.5	383	1.4
$10 < Q_j \leq 20$	11	12.26	17.6	1086	3.9
$20 < Q_j \leq 30$	4	8.09	11.6	3558	12.8
$Q_j > 30$	3	17.18	24.6	22411	80.7

A partir des flux de MES calculés en chaque site, il est possible d'estimer des taux d'érosion nets en rapportant le flux de MES à la superficie de chaque sous-bassin (**Figure V - 83**). Le bassin de Decazeville présentait un taux moyen d'érosion de  $180 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$  pour la période d'étude ; ce taux apparaît très élevé au regard de la gamme des flux spécifiques des bassins du Sud-Ouest de la France présentée dans le Chap. III. De plus, de fortes disparités spatiales apparaissent en raison vraisemblablement des formations géologiques différentes, avec des zones présentant des taux d'érosion nettement supérieurs.



**Figure V - 83 : Taux d'érosion nets des sous-bassins du bassin de Decazeville pour la période d'étude.**

Le taux d'érosion net du Riou Viou à USINE (incluant les sous-bassins du Riou Viou *sensu stricto* et de l'Enne-Banel) est similaire à celui à JOANIS avec  $150 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  (**Figure V - 83**). Toutefois, le taux d'érosion déterminé sur le bassin du Riou Viou *sensu stricto* au MOULIN n'est que de  $60 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ , en relation avec la nature de roche plus résistante (terrain cristallophyllien en aval).

En soustrayant le flux de MES déterminé sur le Riou Viou au MOULIN à celui déterminé à USINE et en le rapportant à la différence de taille entre les deux sites, le taux d'érosion du Banel et de l'Enne est estimé à  $350 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ . Ce taux très important peut être dû à la formation carbonifère ajoutée au fait qu'elle correspond à l'ancienne mine à ciel ouvert (« la Découverte ») où des travaux de réhabilitation ont été effectués récemment et où l'absence de végétation favorise la perte de sol. Ceci s'ajoute à l'érosion naturelle du bassin amont du Riou Viou.

Sur le Riou Mort Amont drainant le Permien, le taux d'érosion serait compris entre 230 et  $320 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ . Ces valeurs sont très fortes, compte-tenu que le Riou Mort amont était à sec plus de quatre mois durant notre suivi, et sont du même ordre de grandeur que le taux d'érosion obtenus pour le bassin du Dourdou drainant également une formation permienne (**Figure III - 49**).

Le taux d'érosion de la zone Riou Mort Aval, estimé par différence entre les flux calculé à USINE et FIRMI, serait de l'ordre de 180 à  $230 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ , à attribuer essentiellement à la formation Carbonifère. Cette valeur est inférieure de celle trouvée pour l'Enne et le Banel drainant également cette formation ; la forte anthropisation du bassin de l'Enne-Banel pourrait expliquer de tel écart.

### IV.7.1.2. Variations interannuelles des flux en MES

Les flux en MES à Joanis sont quantifiés depuis 1998 (données TGM). Le flux calculé durant notre étude est quasi similaire à celui déterminé pour l'année 2003. En effet, notre période d'étude chevauche l'année 2003 ; or, l'essentiel du flux provient de la crue de décembre 2003, commune aux deux suivis. L'étude pluriannuelle des MES permet de voir que la variabilité des flux peut atteindre un facteur 3 entre les années 1999 et 2002. Le faible flux en 2002 est à relier à la sécheresse qui a limité les processus d'érosion/transport dans le bassin versant. En effet, il est possible d'observer une relation positive entre les flux annuels de MES et les débits annuels (**Figure V - 84**), comme observée pour la Garonne (Article #1) : plus le débit annuel est fort, plus le flux annuel en MES est important. Cette variabilité justifie et illustre l'importance du suivi à long terme.

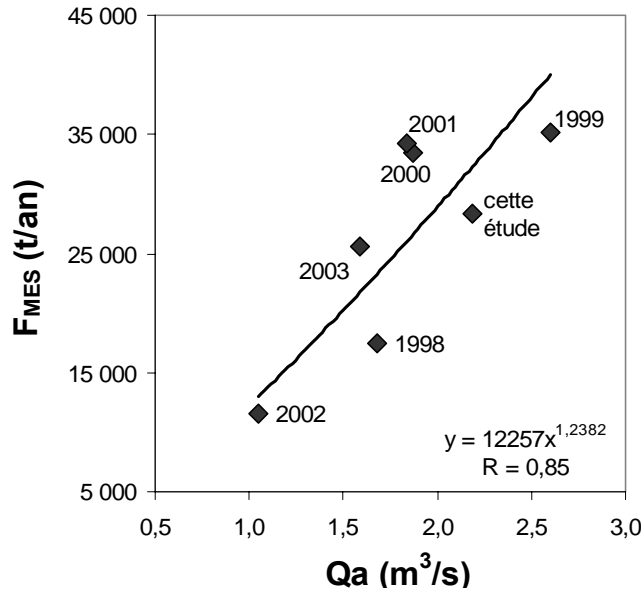


Figure V - 84 : Relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels (Qa) sur le Riou Mort à JOANIS.

#### IV.7.2. Flux d'ETM particulaires et dissous

La quantification des flux transportés en ETM à l'échelle annuelle revêt une grande importance puisque, au-delà de l'étude des concentrations en ETM que nous venons de présenter, elle permet d'évaluer l'importance relative des sources de contamination à l'échelle d'un bassin versant. Une zone présentant de très fortes concentrations ne se traduit pas forcément par un flux important et un impact régional.

Cette partie concerne donc l'évaluation des apports en ETM particulaires et dissous sur les quatre sites du bassin pour la période juillet 2003-juillet 2004. L'intérêt de suivre les transferts en divers sites à l'intérieur même d'un bassin versant permet de quantifier individuellement certaines zones émettrices et de mettre en évidence leur contribution dans les transferts totaux.

##### IV.7.2.1. Bilan annuel des ETM sur les quatre sites du bassin

A partir des débits, des concentrations en MES et en ETM, présentées précédemment, les transferts en ETM ont été déterminés sur les quatre sites du bassin de Decazeville. Les flux présentés correspondent à la période juillet 2003-juillet 2004 sachant que le Riou Mort amont était à sec jusqu'à la fin octobre 2003 (**Tableau V - 21**, dans la section du tableau nommée **Flux « mesuré »** ; les flux de la zone restante correspondent à la différence entre les flux de JOANIS et la somme de ceux de USINE et de FIRMI).

Tableau V - 21 : Flux annuels d'ETM dissous et particulaires (Cr et Th dissous ne sont pas indiqués compte tenu que plusieurs concentrations journalières sont inférieures aux limites de détections).

		Particulaire													
		STATION	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
<b>BASSIN</b>															
Flux Riou Mort Amont (kg)		Firmi	630	500	120	320	240	1 300	300	6	11	35	320	85	47
Flux Riou Vioü (kg)		Moulin	315	260	65	165	115	1 460	225	4	24	20	315	48	20
Flux Riou Vioü+Enne+Banel (kg)		Usine	930	735	390	1 355	630	58 000	1 045	63	1 450	105	2 790	135	60
Flux Enne+Banel (kg)		-	615	475	325	1 190	515	57 000	820	59	1 430	85	2 480	87	40
Flux Riou Mort total (kg)		Joanis	2 600	2 250	690	2 570	3 080	73 000	3 300	64	2 430	360	8 650	375	175
Flux Zone restante (kg)		-	1 040	1 015	180	895	2 210	14 000	1 955	-	970	220	5 540	150	65
<b>Dissous</b>															
<b>BASSIN</b>															
Flux Riou Mort Amont (kg)		Firmi	12	-	1,3	10	20	20	28	1,8	0,3	3,4	0,6	-	20
Flux Riou Vioü (kg)		Moulin	10	-	1,9	23	41	415	49	2,8	8,3	7,7	2,6	-	7,8
Flux Riou Vioü+Enne+Banel (kg)		Usine	10	-	4,9	510	63	17 000	56	12	240	15	3,9	-	9,4
Flux Enne+Banel (kg)		-	0,02	-	3,0	485	22	16 600	7,0	9,4	230	7,5	1,3	-	1,6
Flux Riou Mort total (kg)		Joanis	33	-	13	970	170	39 000	280	40	615	47	20	-	39
Flux Zone restante (kg)		-	12	-	6,8	450	88	22 000	196	26	375	28	16	-	9,2

### IV.7.2.1.a. Variations spatiales des flux en ETM

Les flux d'ETM montrent de fortes disparités suivant les éléments et les sous-bassins (**Tableau V - 21**). Les flux estimés à JOANIS peuvent être comparés avec ceux déterminés sur les trois autres sites du bassin, sachant que les flux de l'Enne et du Banel correspondent à la différence entre les flux à USINE et ceux au MOULIN (**Tableau V - 21**).

*Bassin du Riou Viou* - L'Enne et le Banel sont responsables de la majorité des transports en ETM particuliers du Riou Viou au site USINE, avec ~65% pour V, Cr, Th et U, ~80-90% pour Co, Ni, Cu, As, Sb, Pb jusqu'à plus de 95% pour Zn, Cd et Mo, pour une contribution estimée à 73% des apports en MES (**Tableau V - 21**). **Bien que ne contribuant que pour 21% des apports en eau du Riou Viou à USINE, les apports en Zn, Cd et Ni dissous sont quasi exclusivement (>95%) transportés par l'Enne et le Banel**, de manière moindre pour Mo (77%). A l'inverse, le Riou Viou *sensu stricto* (MOULIN) contribue à 88% (As), 83% (U), 67% (Pb), 66% (Cu) et 51% (Sb) des apports d'ETM dissous du Riou Viou (USINE).

*Bassin du Riou Mort* – **Le Riou Mort Amont** (FIRMI) contribue à moins de 10-15% (Ni particulaire, Cu, As, Mo particulaire, Sb), à moins de 5% (Ni dissous, Pb, Mo dissous), voire à moins de **1-2% (Zn et Cd)** des apports en ETM (**Tableau V - 21**). Seul les flux en V et U du Riou Mort Amont représentent des contributions plus importantes avec ~25% en V et U particulières, 32% en V dissous et 52% en U dissous. De même, les flux en Cr particulaire représentent 22% des apports à JOANIS (**Tableau V - 21**).

### IV.7.2.1.b. Répartition flux dissous / flux particulières

La comparaison entre les flux d'ETM dissous et particuliers pour un site donné montre que les **ETM sont principalement transportés dans la phase particulaire** (**Tableau V - 21; Tableau V - 22**). Plusieurs études (e.g. Gibbs, 1973, 1977; Bradley and Lewin, 1982; Salomons and Förstner, 1984 ; Horowitz, 1995 ) ont déjà mis en évidence l'importance des flux particuliers sur les flux totaux (représenté par le dissous, le transport en suspension, le charriage), contribuant à ~90%. Plus récemment, la dominance des flux particuliers d'ETM (>75% sauf Sr ; Horowitz et al., 2001a) a également été quantifiée sur quatre bassins américains (Mississippi, Columbia, Colorado et Rio Grande) suivis dans le cadre du programme NASQAN (National Stream Quality Accounting Network).



A l'inverse, les rivières ayant des taux d'érosion faibles présentent une plus forte contribution de la phase dissoute ; ainsi, le Rio Negro (affluent de l'Amazone) drainant le bassin central couvert par la forêt tropicale présente un transport en dissous contribuant à plus de 30% pour Zn, voire même ~50% pour V, Cr, Cu ou U (Seyler et Boaventura, 2003). De même, la quantification des flux en ETM sur des petites rivières du New Jersey a mis en évidence une contribution mineure de la fraction particulaire au flux total, excepté pour Pb (Sherrell et Ross, 1999).

**Tableau V - 22 : Contributions des flux particulaires en ETM par rapport aux flux totaux (%).**

<b>BASSIN</b>	<b>V</b>	<b>Co</b>	<b>Ni</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>As</b>	<b>Mo</b>	<b>Cd</b>	<b>Sb</b>	<b>Pb</b>	<b>U</b>
<b>Riou Mort Amont</b>	98	99	97	92	98	92	76	97	91	100	70
<b>Riou Viou</b>	97	97	88	74	78	82	56	74	72	99	72
<b>Riou Viou (+Enne+Banel)</b>	99	99	73	91	77	95	84	86	87	100	86
<b>Enne+Banel</b>	100	99	71	96	77	99	86	86	92	100	96
<b>Riou Mort</b>	99	98	73	94	69	91	61	81	88	100	81

#### **IV.7.2.2. Impact des crues sur les flux en ETM**

Sur la période juillet 2003-juillet 2004, la variabilité temporelle des flux en ETM particulaires et dissous a été analysée en mettant en relation les flux cumulés en fonction du temps sur les quatre sites (**Figure V - 85 ; Figure V - 86**).

**Les flux en ETM particulaires** sur les quatre sites ne sont conséquents qu'à trois épisodes de crue, le reste de l'année contribuant peu aux flux (**Figure V - 85**). De même, la quatrième crue (30 avril 2004) semble avoir un impact mineur sur les flux annuels (**Figure V - 85**). La quantification des flux amenés par les crues, rapportés aux flux annuel de chaque élément, permet de mettre en évidence leur rôle majeur dans le transport annuel des ETM (**Tableau V - 23**). Ainsi, quel que soit le site, les flux amenés par les quatre crues majeures (les deux crues de janvier étant regroupées) en terme de débit ( $Q_j > 20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) ont contribué à plus de 90% du flux annuel, légèrement moins pour Cu (86%), Zn (81%) et Cd (72%). La crue de décembre apparaît être celle participant au maximum de transport en ETM particulaire, avec la quasi-totalité du flux transporté à FIRMI lors de cet événement, ~50-60% du flux annuel au MOULIN et à USINE (excepté pour Zn, Cd et Mo > 80% à USINE). La crue de décembre à JOANIS a représenté ~80% des flux, sauf Cd, Zn, Mo, As et Cu dont la contribution est inférieure à 70%. L'importance des crues sur les transferts en ETM a également été mise en évidence sur le Lot (article #4) et sur d'autres systèmes fluviaux (e.g. Bradley, 1984 ; Sandén, 1991 ; Webster et al., 2000 ; Horowitz, 2001b).

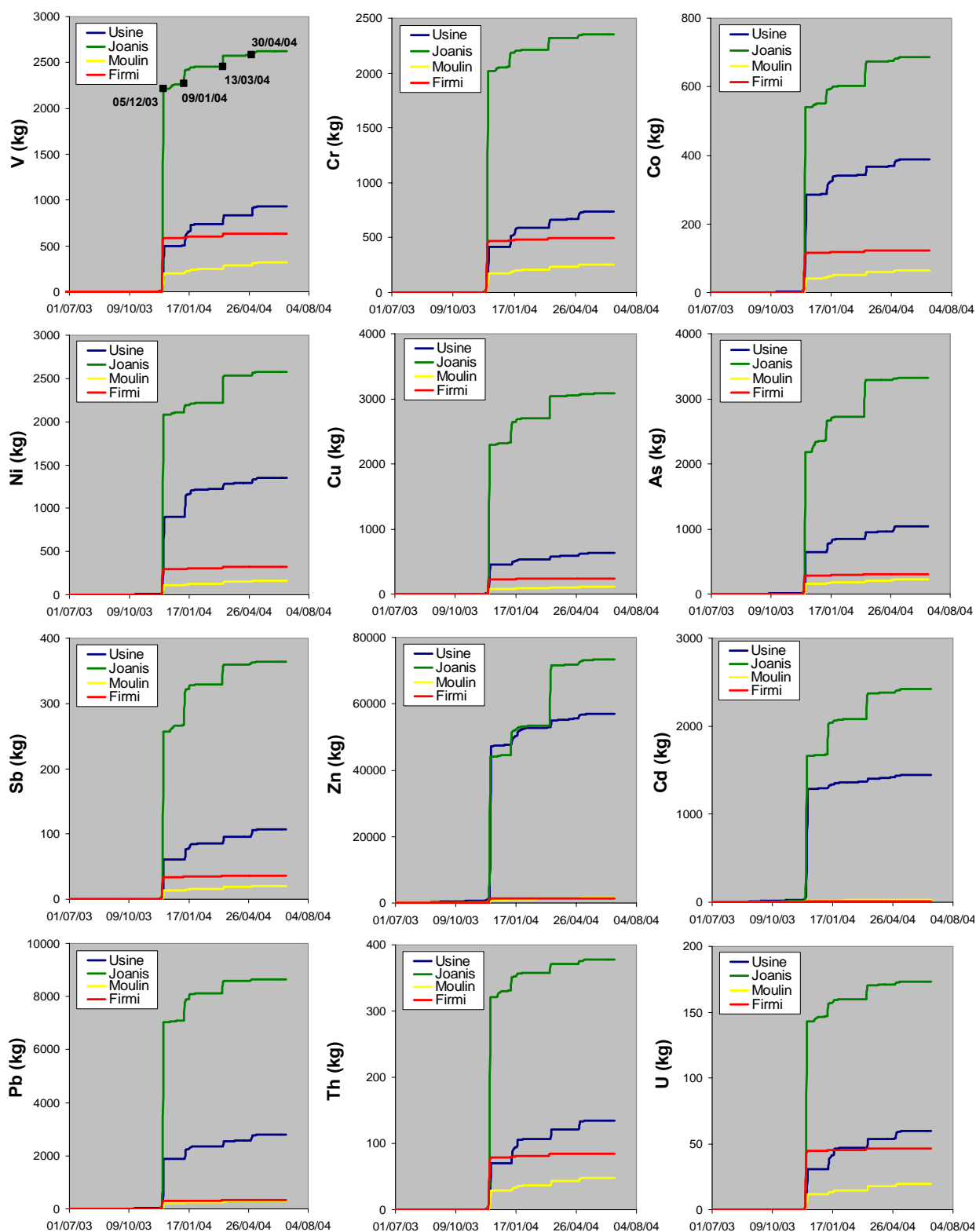


Figure V - 85 : Evolution des flux cumulés en ETM particulières en fonction du temps.

Les flux annuels en ETM dissous résultent d'une progression assez constante des flux journaliers avec quelques ressauts plus ou moins marqués selon les sites, liés à trois des quatre épisodes de crues (décembre 2003, janvier et mars 2004 ; **Figure V - 86**). Il est à noter que cette progression ne s'est réellement effectuée qu'à partir de la première crue de décembre 2003 et s'est affaiblie dès fin avril prenant alors la forme d'une sigmoïde (**Figure V - 86**). La contribution des crues au transport en ETM dissous est moindre au regard du transport particulaire, ne dépassant pas 70% sauf pour V et Cu dissous à FIRMI et Pb à JOANIS (**Tableau V - 24**). De plus, la crue de décembre participe plus modérément au transport annuel, représentant globalement ~ 50% à FIRMI et 10-30% sur les trois autres sites. La période de hautes eaux correspondant aux deux crues de janvier 2004 est caractérisée par un fort transport en ETM dissous à JOANIS ; il s'agit du transport le plus important pour Zn, Cd, Pb, U et As (**Tableau V - 24 ; Figure V - 86**).

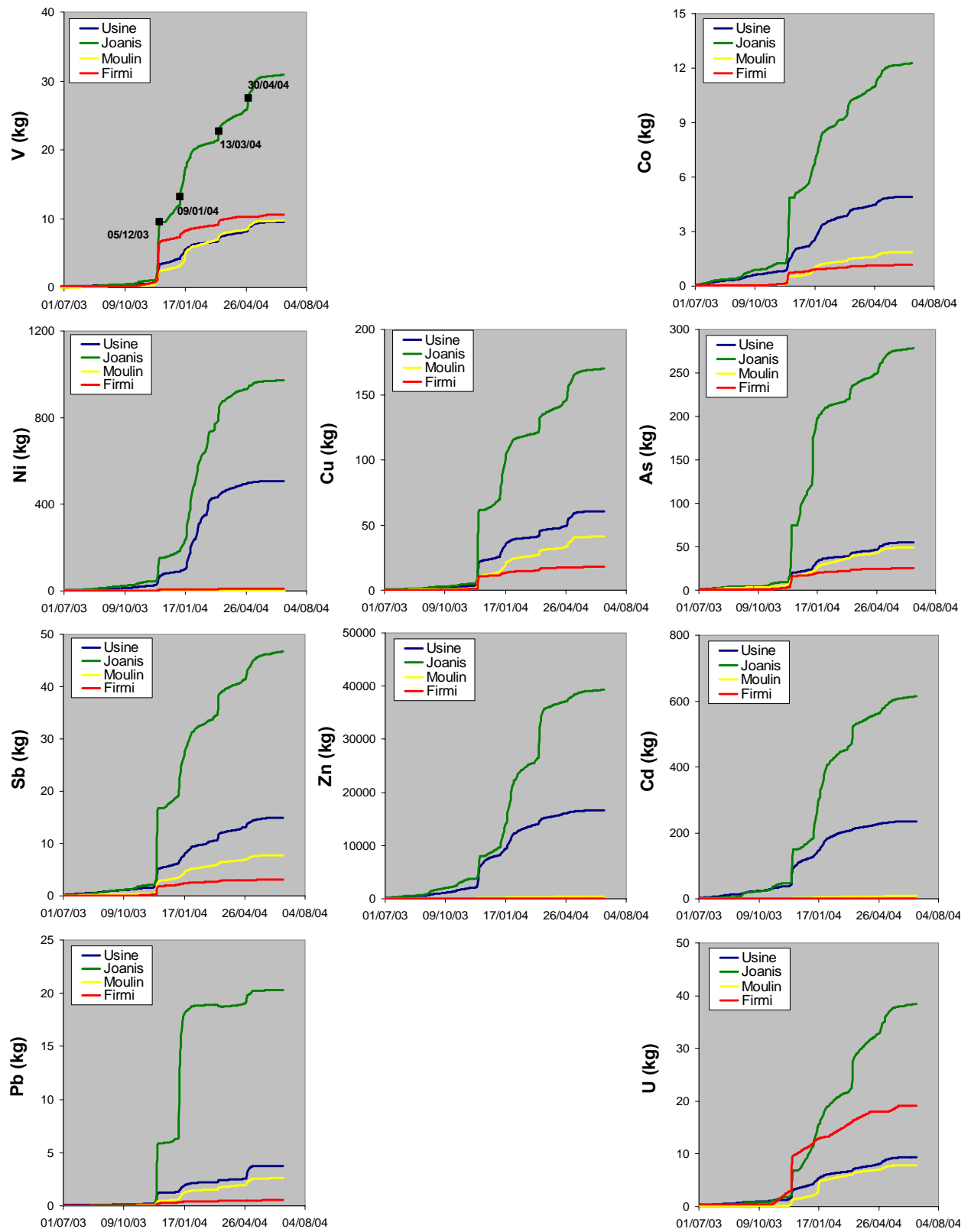


Figure V - 86 : Evolution des flux cumulés en ETM dissous en fonction du temps.

Tableau V - 23 : Contribution des événements de crue dans le transport annuel en ETM particulières.

PARTICULAIRE	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
<b>FIRMI</b>													
<b>Somme des crues</b>	97%	97%	97%	97%	97%	97%	97%	97%	97%	97%	97%	97%	97%
<b>déc-03</b>	91%	92%	92%	90%	91%	92%	91%	93%	93%	91%	91%	90%	94%
<b>janv-04</b>	3%	2%	2%	3%	3%	2%	3%	2%	2%	2%	2%	3%	1%
<b>mars-04</b>	4%	3%	3%	4%	4%	3%	4%	3%	3%	4%	4%	4%	2%
<b>avr-04</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>MOULIN</b>													
<b>Somme des crues</b>	92%	92%	91%	91%	86%	81%	92%	91%	72%	92%	91%	92%	91%
<b>déc-03</b>	59%	62%	59%	63%	59%	56%	65%	58%	55%	58%	68%	57%	54%
<b>janv-04</b>	13%	12%	13%	9%	7%	12%	11%	12%	10%	13%	9%	13%	14%
<b>mars-04</b>	13%	12%	13%	11%	12%	9%	10%	13%	4%	14%	10%	14%	15%
<b>avr-04</b>	7%	7%	7%	8%	7%	4%	5%	7%	3%	7%	5%	8%	8%
<b>USINE</b>													
<b>Somme des crues</b>	95%	95%	95%	94%	91%	92%	93%	97%	91%	94%	94%	95%	95%
<b>déc-03</b>	52%	54%	72%	65%	68%	80%	59%	86%	85%	54%	64%	50%	49%
<b>janv-04</b>	24%	23%	13%	22%	11%	7%	18%	6%	3%	21%	16%	26%	26%
<b>mars-04</b>	10%	10%	6%	4%	7%	4%	10%	3%	2%	9%	7%	11%	11%
<b>avr-04</b>	9%	8%	4%	3%	5%	2%	7%	2%	1%	9%	7%	9%	8%
<b>JOANIS</b>													
<b>Somme des crues</b>	96%	96%	95%	96%	97%	95%	93%	93%	96%	95%	98%	95%	95%
<b>déc-03</b>	83%	84%	77%	79%	73%	59%	65%	68%	67%	70%	80%	84%	81%
<b>janv-04</b>	7%	6%	7%	4%	12%	11%	11%	12%	16%	17%	11%	7%	7%
<b>mars-04</b>	5%	5%	10%	12%	11%	24%	17%	13%	12%	8%	5%	4%	6%
<b>avr-04</b>	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%	0%	1%	1%

Tableau V - 24 : Contribution des événements de crue dans le transport annuel en ETM dissous.

DISSOUS	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
<b>FIRMI</b>													
<b>Somme des crues</b>	71%	-	63%	69%	73%	57%	67%	62%	60%	67%	62%	-	46%
<b>déc-03</b>	57%	-	52%	49%	54%	31%	53%	51%	30%	53%	46%	-	38%
<b>janv-04</b>	8%	-	8%	13%	11%	20%	9%	7%	26%	10%	10%	-	5%
<b>mars-04</b>	6%	-	4%	7%	8%	6%	5%	4%	5%	5%	7%	-	2%
<b>avr-04</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>MOULIN</b>													
<b>Somme des crues</b>	48%	-	49%	46%	49%	24%	36%	41%	26%	47%	60%	-	51%
<b>déc-03</b>	13%	-	15%	14%	16%	11%	12%	14%	12%	22%	11%	-	10%
<b>janv-04</b>	23%	-	22%	19%	17%	7%	15%	15%	10%	15%	28%	-	34%
<b>mars-04</b>	8%	-	6%	7%	8%	2%	5%	7%	2%	6%	8%	-	4%
<b>avr-04</b>	5%	-	5%	7%	8%	4%	4%	4%	2%	4%	12%	-	3%
<b>USINE</b>													
<b>Somme des crues</b>	52%	-	29%	16%	60%	35%	54%	29%	34%	46%	64%	-	37%
<b>déc-03</b>	24%	-	11%	7%	26%	21%	25%	15%	21%	20%	23%	-	16%
<b>janv-04</b>	15%	-	10%	6%	18%	9%	18%	7%	10%	13%	17%	-	13%
<b>mars-04</b>	7%	-	4%	3%	7%	4%	6%	4%	2%	8%	6%	-	3%
<b>avr-04</b>	6%	-	3%	1%	9%	1%	6%	3%	1%	5%	19%	-	4%
<b>JOANIS</b>													
<b>Somme des crues</b>	55%	-	47%	28%	64%	43%	57%	43%	48%	60%	87%	-	40%
<b>déc-03</b>	24%	-	27%	10%	30%	10%	21%	19%	16%	29%	25%	-	11%
<b>janv-04</b>	19%	-	11%	9%	21%	14%	28%	11%	21%	19%	59%	-	12%
<b>mars-04</b>	7%	-	5%	7%	7%	18%	5%	8%	9%	8%	-	-	14%
<b>avr-04</b>	7%	-	3%	1%	6%	1%	3%	3%	2%	4%	4%	-	4%

**IV.7.2.3. Quantification de la « source additionnelle » et du PTN aux flux annuels**

Les différences entre les flux à JOANIS et les flux cumulés du Riou Viou (USINE) et du Riou Mort amont (FIRMI) sont attribuées aux apports de la zone non suivie, « zone restante » (Tableau V - 21 ; Figure V - 49). Cette zone correspond au tronçon Riou Mort aval et confluence « Riou Mort - Riou Viou » jusqu'à l'exutoire (JOANIS). L'analyse des concentrations en ETM lors de la crue du 9/01/04 (Figure V - 75 ; Figure V - 76) a montré que le Riou Mort aval ne pouvait expliquer, à lui-seul, les concentrations (et donc les flux) de la zone restante pour des éléments comme Cd, attribué à l'existence d'une source additionnelle ou As attribué au PTN. L'objectif de ce travail est de quantifier les apports de la source « additionnelle » souterraine et du PTN.

**IV.7.2.3.a. Estimations des flux particuliers du Riou Mort aval**

Une estimation des flux correspondant au tronçon Riou Mort aval (avant la confluence avec le Riou Viou) est effectuée. Pour cela, dans un premier temps, **un facteur de concentration** a été défini représentant le rapport des concentrations entre les sites RM aval et FIRMI pour chaque ETM particulière (Tableau V - 25). Ce rapport RM aval / FIRMI est :

- supérieur à 1 dans le cas d'un enrichissement des MES pour un ETM donné lié au passage dans le Carbonifère (auquel s'ajoute l'influence de la ville de Decazeville) ;
- inférieur à 1 lors d'une dilution par des MES du Carbonifère moins riches pour un ETM donné.

Puisque les flux en ETM particuliers sont essentiellement véhiculés lors des crues, nous avons utilisé les concentrations mesurées sur le Riou Mort amont à FIRMI et sur le Riou Mort aval du 9/01/04 (Figure V - 76). Cette date a été choisie car, d'une part, nous bénéficions d'un échantillonnage couvrant tous les sites majeurs permettant d'avoir une résolution spatiale importante et, d'autre part, car les crues sont les événements majeurs du transport en ETM particuliers.

Dans un second temps, les flux annuels en ETM particuliers mesurés à FIRMI ont été divisés par la surface du bassin Riou Mort Amont permettant d'obtenir des flux spécifiques. Chaque flux spécifique a alors été multiplié par le facteur de concentration correspondant à l'ETM donné et extrapolée à la superficie drainée par le Riou Mort aval, i.e. de FIRMI au site RM aval. Il s'agit d'une **première approximation des flux annuels en ETM sur le tronçon du Riou Mort aval** (Tableau V - 25; noté « Flux RM aval-RM amont »).

Tableau V - 25 : Flux annuels d'ETM dissous et particulaires mesurés et estimés par « reconstitution » ; Flux RM+RV = somme des flux mesurés sur le Riou Viou à USINE avec les flux mesurés sur le Riou Mort Amont à FIRMI et avec les flux estimés sur le Riou Mort Aval.

<b>PARTICULAIRE</b>														
	<b>BASSIN</b>													
	STATION	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
Flux Riou Mort Amont (kg)	Firmi	630	500	120	320	240	1 300	300	6	11	35	320	85	47
Flux Riou Viou (kg)	Moulin	315	260	65	165	115	1 460	225	4	24	20	315	48	20
Flux Riou Viou+Enne+Banel (kg)	Usine	930	735	390	1 355	630	58 000	1 045	63	1 450	105	2 790	135	60
Flux Enne+Banel (kg)	-	615	475	325	1 190	515	57 000	820	59	1 430	85	2 480	87	40
Flux Riou Mort total (kg)	Joanis	2 600	2 250	690	2 570	3 080	73 000	3 300	64	2 430	360	8 650	375	175
Flux Zone restante (kg)	-	1 040	1 015	180	895	2 210	14 000	1 955	-	970	220	5 540	150	65
Facteur concentration														
RM aval/Firmi 9/01/04		1,1	1,2	1,3	1,3	1,5	2,1	1,2	3,1	2,3	1,6	1,8	1,1	1,2
Flux RM aval - RM amont (kg)	RM aval	1 105	930	250	660	550	4 200	585	25	40	90	915	145	85
Flux RM+RV (kg)	confluence RM+RV	2 665	2 165	760	2 335	1 420	63 200	1 930	90	1 500	230	4 025	365	190
Rapport RM/RV / Joanis	-	1,03	0,96	1,10	0,91	0,46	0,87	0,58	1,42	0,62	0,64	0,47	0,97	1,09
<b>DISSOUS</b>														
	<b>BASSIN</b>													
	STATION	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
Flux Riou Mort Amont (kg)	Firmi	12	-	1,3	10	20	20	28	1,8	0,3	3,4	0,6	-	20
Flux Riou Viou (kg)	Moulin	10	-	1,9	23	41	415	49	2,8	8,3	7,7	2,6	-	7,8
Flux Riou Viou+Enne+Banel (kg)	Usine	10	-	4,9	510	63	17 000	56	12	240	15	3,9	-	9,4
Flux Enne+Banel (kg)	-	0,02	-	3,0	485	22	16 600	7,0	9,4	230	7,5	1,3	-	1,6
Flux Riou Mort total (kg)	Joanis	33	-	13	970	170	39 000	280	40	615	47	20	-	39
Flux Zone restante (kg)	-	12	-	6,8	450	88	22 000	196	26	375	28	16	-	9,2
concentration 23/03/04 transect RM aval (µg/l)		0,74	0,97	0,44	2,80	1,80	18,3	2,18	0,36	0,16	0,28	0,20	0,03	1,09
concentration 23/03/04 Firmi (µg/l)		0,97	1,36	0,10	1,11	2,09	3,65	2,35	0,15	0,06	0,34	0,37	0,02	2,40
Facteur concentration														
RM aval/Firmi 23/03/04		0,76	0,71	4,44	2,52	0,86	5,01	0,93	2,33	2,57	0,84	0,53	1,53	0,45
RM aval - RM amont	RM aval	14	-	9,1	42	27	160	42	6,9	1,4	4,6	0,48	-	15
Flux RM+RV (kg)	confluence RM+RV	36	-	1,5	560	110	17 200	125	21	240	23	4,9	-	45
Rapport RM/RV / Joanis	-	1,08	-	1,18	0,58	0,64	0,44	0,45	0,52	0,39	0,49	0,25	-	1,15

### IV.7.2.3.b. Estimations des flux dissous du Riou Mort aval

Au niveau du transport en ETM dissous, la seule distinction dans la méthodologie réside dans l'utilisation des données de concentrations de la journée du 23/03/04, ne correspondant pas à une journée de crue. En effet, comme nous avons pu le montrer, les flux annuels dissous ne sont pas exclusivement liés à des épisodes de crue et reflètent les transferts pendant des débits moyens.

### IV.7.2.3.c. Contribution de la source additionnelle et du PTN

Les résultats des flux dissous et particuliers du tronçon entre FIRMI et RM aval sont donnés dans le **Tableau V - 25**, sous l'intitulé de « Flux RM aval – RM amont ».

Ces flux permettent, pour certains éléments, d'équilibrer les bilans exportés à JOANIS. En effet, l'association des flux exportés du Riou Viou USINE avec ceux du Riou Mort amont et du Riou Mort aval ont été comparés avec ceux de JOANIS, au travers d'un rapport (rapport RM-RV/ JOANIS ; **Tableau V - 25**). Avec un rapport proche de 1, les bilans de masse dissous et particuliers sont équilibrés pour V, Co, U, Th (particulaire), Cr (particulaire) et de manière moindre pour Ni particulaire (**Tableau V - 25**). Il ressort que les flux additionnels dissous et particuliers en Cd, Zn (plus modérément pour Zn particulaire) As, Mo, Sb, Pb, Cu et Ni (essentiellement dissous) ne sont que partiellement expliqués par les apports conjoints du Riou Mort et du Riou Viou à leur confluence. A titre d'exemple, les flux en Cd particuliers et dissous cumulés des deux affluents n'expliquent respectivement que 62% et 39% des flux annuels de JOANIS (**Tableau V - 25**). Ainsi, la source additionnelle souterraine contribuerait, au complément, i.e. à 38% et 61% des flux de JOANIS.

### IV.7.2.4. Comparaison à l'échelle mondiale des flux de JOANIS

La comparaison des transferts en ETM du bassin de Decazeville avec d'autres systèmes peut se faire au travers des flux particuliers. Ainsi, sur un bassin de taille comparable dans le New Jersey, (Batsto, 176 km<sup>2</sup>; Sherrell et Ross, 1999), les flux en Cd (4,3 kg.an<sup>-1</sup>), Cu (29 kg.an<sup>-1</sup>), Pb (20 kg.an<sup>-1</sup>) et Zn (980 kg.an<sup>-1</sup>) sont nettement inférieurs à ceux de JOANIS avec des rapports compris entre 75 pour Zn à plus de 500 pour Cd (**Tableau V - 26**).

Afin de pouvoir comparer les flux avec des bassins de tailles différentes comme la Garonne ou le Mississippi, nous avons déterminé les flux particuliers spécifiques, calculés en divisant les flux annuels en ETM par les superficies des bassins (**Tableau V - 26**).



Cette comparaison met en évidence les flux spécifiques très élevés en ETM (e.g. Zn, Cd ou Pb) sur le Riou Mort en comparaison des grands systèmes fluviaux (**Tableau V - 26**). Ce résultat est fortement lié à la différence d'échelle spatiale et l'isolation d'une source ponctuelle de pollution (bassin de Decazeville) en comparaison de bassins de plus grande taille qui peuvent présenter de telle pollution mais diluée avec des apports de zones peu sujettes à l'anthropisation (**Tableau V - 26**). Ainsi, la Garonne qui intègre les apports du Riou Mort présente-t-elle des flux spécifiques proches des autres grands systèmes en Zn, Pb et Cu, légèrement supérieurs en Cd (**Tableau V - 26**). Nous n'avons pas eu la possibilité d'effectuer des comparaisons avec des bassins comparables. En effet, les estimations fiables des flux annuels particuliers de sites miniers (nécessitant une fréquence d'échantillonnage suffisamment élevée au regard des variabilités des débits et concentrations en MES et ETM inhérentes à leur superficie) sont à notre connaissance rares.

**Tableau V - 26 : Comparaison des flux spécifiques annuels en ETM particuliers du Riou Mort avec d'autres systèmes (<sup>1</sup>: Miller et al., 2003; <sup>2</sup>: Masson et al., soumis (moyenne 1999-2002 à La Réole); <sup>3</sup>: Tappin et al., 1996; <sup>4</sup>: Neal et Davies, 2003; <sup>5</sup>: Rondeau et al., sous presse; <sup>6</sup>: Horowitz et al., 2001a (moyenne 1996-1998); <sup>7</sup>: Seyler et Boaventura, 2003 ; <sup>8</sup>: NZ (rivières de Nouvelle Zélande), estimation basée sur les flux spécifiques moyens de MES de Hicks et Griffiths, 1992 et les concentrations en ETM particuliers de Carey et al., 2002).**

	A (km2)	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Sb	Pb	Th	U
<b>Riou Mort</b>	150	17	15	4,6	17	21	487	22	0,42	16	2,4	58	2,5	1,2
<b>Nanticoke<sup>1</sup></b>	195	-	3,2	10	3,7	1,3	18	-	-	0,18	-	1,4	-	-
<b>Garonne<sup>2</sup></b>	55 000	-	-	-	-	1,9	15	-	-	0,10	-	1,9	-	-
<b>Dordogne<sup>2</sup></b>	15 000	-	-	-	-	2,8	18	-	-	0,07	-	2,1	-	-
<b>Rhine<sup>3</sup></b>	250 000	-	-	-	-	0,44	1,7	-	-	0,03	-	0,74	-	-
<b>Thames<sup>3</sup></b>	9 900	-	-	-	-	1,1	11	-	-	0,06	-	4,0	-	-
<b>Humber<sup>4</sup></b>	17 940	-	0,96	0,22	2,1	1,8	16	0,22	-	0,09	-	6,1	-	-
<b>Saint Laurent<sup>5</sup></b>	1 030 000	-	-	0,14	0,47	0,30	1,5	-	-	0,01	-	-	-	-
<b>Mississippi<sup>6</sup></b>	2 910 000	11	8,2	1,7	5,0	2,8	14	1,4	0,64	0,07	0,14	3,1	-	-
<b>Amazone<sup>7</sup></b>	6 000 000	13	-	1,4	6,7	3,3	-	-	-	-	-	-	-	0,219
<b>Rivières NZ<sup>8</sup></b>	-	-	1224	144	468	306	1260	-	-	-	-	378	-	-

Si nous n'avons pu comparer notre système à d'autres bassins miniers en terme de flux particuliers, nous avons pu le faire au niveau des transferts en ETM dissous sur deux bassins fortement pollués situés en Espagne, réputés pour être des exemples de cas extrême de pollution polymétallique (Rio Tinto et Odiel ; Braungardt et al., 2003), tout en rajoutant les flux d'un bassin peu touché par l'anthropisation (Batso ; Sherrell et Ross, 1999 ; **Tableau V - 27**).

Il ressort de cette comparaison que le **Riou Mort présente des flux du même ordre de grandeur que ceux du Rio Tinto et Rio Odiel en Ni et Cd** alors qu'ils sont nettement inférieurs pour Zn (facteur 6), Pb (facteur 43-95), Cu (facteur 400-520) ou Co (facteur 330-430). Il est à noter également que le flux de Pb est similaire à celui du bassin « naturel » de

Batsto. Cependant, Pb a une forte affinité pour la phase solide et présente un flux particulière important (**Tableau V - 21**).

Pour As et Sb dissous, des flux instantanés de 5000  $\mu\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$  (As) et 14000  $\mu\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$  (Sb) ont été mesurés sur un ancien bassin minier (Malborough, extraction de Sb) en Nouvelle Zélande (Wilson et al., 2004). Lors de conditions hydrologiques proches du débit moyen annuel (février 2004), les flux estimés à JOANIS en Sb (1400  $\mu\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$ ) sont inférieurs d'un ordre de grandeur à cet ancien site minier mais présente, en revanche, des flux instantanés similaires en As (5200  $\mu\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$ ).

**Tableau V - 27 : Comparaison des flux annuels en ETM dissous sur différents systèmes avec ceux du Riou Mort (lors de notre période d'étude <sup>(1)</sup> et en 2001 <sup>(2)</sup> Audry et al., 2005) et estimation de la contribution du Riou Mort (Contr. RM en %) aux flux en ETM dissous à l'échelle globale ; <sup>(3)</sup> : Sherrell et Ross, 1999 (bassin « naturel ») ; <sup>(4)</sup> : Braungardt et al., 2003 (bassins miniers); <sup>(5)</sup> Gaillardet et al., 2003 ; <sup>(6)</sup> : Vörösmarty et Meybeck, 2004. Les débits annuels (Q) sont indiqués avec la gamme de variations des débits (minima et maxima de l'année ou de la période l'étude ; celui de Batso n'était pas indiqué et a été calculé à partir des flux en ETM et des concentrations) de même que la gamme de pH.**

	Riou Mort <sup>1</sup>	Riou Mort 2001 <sup>2</sup>	Batso <sup>3</sup>	Rio Tinto <sup>4</sup>	Rio Odiel <sup>4</sup>	Flux mondial <sup>5</sup>	Contr. RM (%)
<b>Q (<math>\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}</math>)</b>	2,2 (0,05-90)	2,1 (0,12-24,1)	nd. ~3,0	3,0 (0,01-0,11)	15 (0,3-36)	1 270 000 <sup>(6)</sup>	1,73E-04
<b>pH</b>	6,8-7,7	6,8-8,0	4,4-6,3	2,2-2,9	2,8-3,6	-	-
<b>Zn (<math>\text{t}\cdot\text{an}^{-1}</math>)</b>	39	37	0,98	240	230	23 000	0,17
<b>Cd (<math>\text{t}\cdot\text{an}^{-1}</math>)</b>	0,61	0,59	0,004	0,86	0,70	3 000	0,02
<b>Ni (<math>\text{t}\cdot\text{an}^{-1}</math>)</b>	0,97	0,28	-	1,4	2,0	30 000	3,23E-03
<b>Pb (<math>\text{t}\cdot\text{an}^{-1}</math>)</b>	0,02	-	0,02	0,87	1,9	2 000	1,00E-03
<b>Cu (<math>\text{t}\cdot\text{an}^{-1}</math>)</b>	0,17	0,13	0,03	88	68	55 000	3,09E-04
<b>Co (<math>\text{t}\cdot\text{an}^{-1}</math>)</b>	0,01	0,08	-	3,3	4,3	1 700	7,65E-04

Il a été possible d'estimer la contribution du Riou Mort à l'échelle globale à partir de l'évaluation des flux mondiaux (Gaillardet et al., 2003). **Avec une contribution de  $1,7\cdot 10^{-4}\%$  d'apport en eau à l'océan global, le Riou Viou contribuerait à 0,17% et 0,02% des apports en Zn et Cd dissous (Tableau V - 21)**. Toutefois, ces contributions pourraient être exagérées en raison des éventuelles sous-estimations des flux à l'échelle globale car reposant essentiellement sur les bilans des grands fleuves. Or, au même titre que les révisions effectuées sur le flux mondial de MES pour tenir compte des petits systèmes montagneux (Milliman et Syvitski, 1992), il paraît probable que l'ensemble des petits ruisseaux contaminés, non ou peu étudiés, contribue significativement aux flux en ETM. En outre, les forts taux spécifiques en ETM particulières ne sont pas restreints aux seuls petits bassins miniers. Comme nous avons pu le souligner précédemment pour les flux spécifiques en MES

(Chap. III) et COP (Chap. IV), les rivières des îles volcaniques océaniques du Pacifique (Taiwan et Nouvelle Zélande) contribueraient significativement aux transferts en ETM particulaires (Carey et al., 2002 ; **Tableau V - 26**), malgré des concentrations particulières en Zn ( $70 \text{ mg.kg}^{-1}$ ), Cu ( $17 \text{ mg.kg}^{-1}$ ), Ni ( $26 \text{ mg.kg}^{-1}$ ) ou Pb ( $21 \text{ mg.kg}^{-1}$ ), proches des valeurs du bruit de fond géochimique ; ceci en raison de leur fort taux d'érosion (Milliman et Syvitski, 1992).

#### IV.7.2.5. Estimation de la part anthropique des flux d'ETM

Au travers de l'analyse des concentrations et des flux en ETM, il a été possible :

- de mettre en évidence de forts écarts en certains ETM sur le bassin de Decazeville,
- d'identifier des zones susceptibles d'être fortement anthropisées, dont une source non répertoriée avant notre étude, et d'en quantifier les transferts en ETM.

A l'échelle globale du bassin, il est possible de quantifier la contribution de la pollution anthropique.

Dans un premier temps, des flux d'ETM « naturels » peuvent être déterminés (**Tableau V - 28**) à partir des concentrations des stream sediments reflétant le bruit de fond naturel du bassin du Riou Mort (**Tableau V - 16**), proche de celui des « rivières mondiales ». Il est à noter que le bruit de fond géochimique établi à partir des stream sediments présente des valeurs similaires à celles des MES mesurées à FIRMI (Cd : 0,96 mg.kg<sup>-1</sup> ; Zn : 116 mg.kg<sup>-1</sup> ; Ni : 32 mg.kg<sup>-1</sup> ; As : 31 mg.kg<sup>-1</sup> ; Sb : 3,80 mg.kg<sup>-1</sup> ; Mo, 0,58 mg.kg<sup>-1</sup> ; Cu : 25 mg.kg<sup>-1</sup> et Pb : 35 mg.kg<sup>-1</sup>) lors de la crue de décembre 2003, véhiculant l'essentiel du transport particulaire. Les stream sediments sont donc un outil valide pour une première estimation des flux en ETM particulaire, à partir de bilans fiables de MES.

Il s'agit uniquement de la quantification de flux particulaires. Toutefois, au niveau des quatre sites du bassin de Decazeville, les ETM sont principalement transportés dans la phase particulaire (**Tableau V - 22**). Ainsi, dans un deuxième temps, les différences effectuées entre les flux particulaires calculées à JOANIS (**Tableau V - 21**) et ceux basés sur le bruit de fond géochimique, pour un élément donné, permettent d'accéder à une bonne estimation du niveau de pollution anthropique. La contribution anthropique serait alors responsable de la moitié des transferts en Ni et jusqu'à 93 et 99% de ceux en Zn et Cd (**Tableau V - 28**).

**Tableau V - 28 : Valeurs théoriques des flux particulaires « naturels » (estimés à partir du bruit de fond géochimique des stream sediments et du flux annuel de MES de 28300 t) et pourcentage d'apports anthropiques pour la période d'étude à JOANIS.**

	Bruit de fond géochimique (mg.kg <sup>-1</sup> )	Flux "naturel" (kg.an <sup>-1</sup> )	Flux total (kg.an <sup>-1</sup> )	Contribution anthropique (%)
<b>Cd</b>	1,1	31	2 430	99%
<b>Zn</b>	188	5 320	73 000	93%
<b>Ni</b>	45,1	1 280	2 570	50%
<b>As</b>	41,7	1 180	3 300	64%
<b>Sb</b>	5,6	158	360	56%
<b>Mo</b>	0,65	18	64	71%
<b>Cu</b>	31,9	903	3 080	71%
<b>Pb</b>	58,3	1 650	8 650	81%

## IV.8. CONCLUSION

L'étude menée sur des sites stratégiques du bassin de Decazeville durant la période juillet 2003-juillet 2004 a permis d'acquérir des **données hydrologiques et géochimiques à haute résolution couvrant différentes situations hydrologiques** dont une crue centennale et un étiage prononcé. Le couplage de ces données permet de mieux cerner le fonctionnement de ce bassin versant hétérogène et fortement anthropisé, en terme d'hydrologie, d'érosion et de transferts en ETM :

- L'installation de stations de mesures en continu des hauteurs d'eau et l'établissement de courbes de tarage à partir des jaugeages ont permis de quantifier la **contribution hydrologique des différents sous-bassins**. Le débit annuel est alors composé par 40% du Riou Viou *sensu stricto* (MOULIN), 11% de l'Enne et du Banel, 15% du Riou Mort amont (FIRMI) et 34% du Riou Mort aval.

- Les concentrations moyennes en ETM montrent de fortes disparités suivant les éléments et les sites, reflétant l'hétérogénéité et le passé industriel du bassin. L'amont du bassin présente des concentrations en ETM comparables à celles de rivières à l'échelle globale. Ce résultat montre qu'un **bruit de fond géochimique** peut être conservé même dans un bassin fortement anthropisé et pollué. Au niveau des autres sous-bassins, les concentrations moyennes de certains ETM (e.g. en Cd, Zn, Sb) s'écartent très fortement de l'amont du bassin et de la composition géochimique mondiale. En effet, de l'amont vers l'aval, les eaux s'enrichissent au passage de la formation carbonifère, correspondant au bassin houiller, et des zones influencées par les dépôts urbains et industriels.

- Les concentrations moyennes en ETM dissous et particulaires à l'exutoire (JOANIS) sont similaires à celles de USINE, soulignant la **contribution prépondérante en apport d'ETM du bassin du Riou Viou**. Ces apports proviendraient principalement des sous-bassins Enne et Banel sur lesquels sont entreposés les terrils.

- L'étude des laisses de crue (« stream sediments ») documente plus précisément la **répartition spatiale des concentrations** en ETM particulaires et permet d'identifier des **signatures géochimiques de sous-bassins ou de dépôts anthropiques**. Deux groupes d'éléments sont distingués. Le premier (V, Cr, Co et Th) montre des concentrations en ETM particulaires quasi-homogènes sur le bassin. Le second groupe (Zn, Cd, As, Sb, Cu, Pb) est caractérisé par une très grande variabilité spatiale, directement liée à la géologie et/ou à la présence de dépôts anthropiques dans les zones aval du bassin. De plus, des **rappports élémentaires caractéristiques** des dépôts anthropiques de type « résidus d'extraction de Zn »

(Cu/Ni  $\approx$  2 et Zn/Cd  $<$ 50) ont été établis. Ces **signatures géochimiques permettent de tracer et d'évaluer les apports provenant de ces sources en terme d'érosion et de pollution.**

- Les **variations temporelles en ETM dissous dans un bassin expérimental** (Riou Mort amont à FIRMI) représenté par une seule unité géologique ont été attribuées aux mécanismes de dilution/lessivage et à l'influence majeure de la composante nappe. En effet, l'observation à deux échelles de temps (échelle d'une crue, échelle saisonnière) a amélioré la compréhension des **mécanismes d'apports** responsables de ces variations. Les **relations entre la variabilité des concentrations et les mécanismes responsables** ont été appliquées pour interpréter le fonctionnement des autres sous-bassins représentés par plusieurs unités géologiques auxquelles s'associent des sources ponctuelles de pollution.

La combinaison des mécanismes d'apports avec les concentrations en ETM dissous dans les différents sous-bassins hétérogènes permet d'identifier des éléments supplémentaires liés à la **variabilité de leurs fonctionnements hydrologiques**. Par exemple, en étiage, les affluents de la partie aval du Riou Viou *sensu stricto* déterminent le transfert en ETM, montrant des signatures géochimiques avec des rapports As/Sb dissous et Zn/Cd dissous élevés. A l'inverse, en hautes eaux, l'influence des affluents de la partie amont du Riou Viou augmente, illustrée par des concentrations plus élevées en U, Cd et Zn dissous (provenant respectivement de la formation permienne et de la formation carbonifère) et par des rapports As/Sb et Zn/Cd plus faibles. Toutefois, au moment des crues, la dilution peut être prépondérante (e.g. pour Cd).

- La quantification des flux de MES sur les quatre stations met en évidence des **taux d'érosion contrastés** (de 60 à 350 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>), même à l'échelle d'un petit bassin versant de 150 km<sup>2</sup>. Ces différences sont imputées à des drainages de lithologies différentes et à leur degré d'anthropisation (e.g. au sein du Carbonifère).

- Des concentrations plus élevées à l'exutoire du bassin (JOANIS) qu'au niveau des deux affluents principaux indiquent des **fortes « anomalies » en Cd, Zn, Ni, As, ou Sb dissous et particulaires**. Une telle observation a pu être faite également entre la confluence Enne-Banel vis-à-vis des concentrations de l'Enne et du Banel. Ces résultats suggèrent **l'existence d'une ou des source(s) additionnelle(s)**.

- Le suivi d'une crue en janvier 2004 sur 9 sites clés du bassin a mis en évidence des concentrations en MES, en As et Sb dissous et particulaires excessivement importantes du drain traversant les dépôts de cendres de charbon (PTN), situé juste en amont de JOANIS. **Ce**

**petit tributaire peut contribuer à l'anomalie des concentrations en As et Sb à JOANIS, mais il ne peut en revanche, expliquer celles en Zn, Cd ou Ni.**

- Des **profils longitudinaux des concentrations en ETM dissous** entre la confluence « Riou-Viou – Riou Mort » et JOANIS ont permis la **localisation d'une source souterraine excessivement riche en Cd, Zn et Ni**. Celle-ci se traduit par une forte augmentation de concentrations de ces éléments, sans arrivée d'eau visible. Cet apport supplémentaire se ferait essentiellement sous la forme de « vrai dissous » (inférieur à  $0,02\mu\text{m}$ ).

- La stratégie d'observation a permis **l'estimation correcte des flux en ETM particuliers et dissous exportés vers le Lot** ainsi que pour chaque sous-bassin. L'établissement des flux indique que la source additionnelle contribue fortement aux flux dissous à JOANIS (e.g. 61% du flux annuel de Cd) mais augmente également les flux particuliers (e.g. 39% pour Cd), probablement par rééquilibration (réactivité interne), i.e. adsorption de ETM dissous sur les particules en suspension. Malgré les forts apports en ETM dissous par la source additionnelle, à l'échelle annuelle, **les flux particuliers restent prépondérants en raison de forts taux d'érosion**.

- L'évaluation des parts naturelle et anthropique des flux d'ETM exporté vers le Lot montre que la moitié des transferts en Ni et jusqu'à 93 et 99% des flux en Zn et Cd sont d'origine anthropique.









# CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Cette étude vise à une meilleure compréhension des mécanismes d'érosion et des transferts géochimiques (organiques et métalliques) associés, dont les principaux objectifs ont été subdivisés en trois thématiques :

- le premier volet concerne l'étude stricte des matières en suspension (MES) à partir d'une banque de données haute résolution temporelle et spatiale couvrant plusieurs cycles hydrologiques. Nous cherchons à préciser les cycles des apports en MES, déterminer les incertitudes associées à l'estimation des flux de MES, quantifier les taux d'érosion à l'échelle régionale et expliquer les facteurs de contrôle régissant ces flux de MES.

- le deuxième volet est basé sur un couplage de données de MES et de carbone organique (CO). Il doit apporter des éléments de réponse sur l'origine et la quantification des flux de CO exporté par deux systèmes diamétralement opposés et leur lien avec les taux d'érosion.

- le troisième volet traite du couplage de données de MES et d'éléments traces métalliques (ETM). Au-delà de l'analyse portée sur la variabilité des concentrations et de la quantification des flux en MES et ETM, cette partie visait à utiliser les ETM comme d'indicateurs d'origine de MES et du fonctionnement hydrologique de deux bassins versants d'échelles distinctes.

Les travaux présentés se focalisent essentiellement sur les rivières du bassin Adour-Garonne à typologies distinctes (e.g. taille des bassins, géologie drainée, présence de barrages, niveau d'anthropisation). Cette approche offre la possibilité de dégager des comportements transposables à une gamme importante de rivières et fleuves mondiaux.

Une sélection des principaux résultats obtenus permet de dégager les conclusions suivantes :

- L'analyse d'une base de données à haute résolution et à long terme sur 9 rivières de typologies très contrastées a montré la forte variabilité temporelle des concentrations en matières en suspension (MES) et des débits associés. En conséquence, l'estimation des flux en MES nécessite une **fréquence d'échantillonnage adaptée à la typologie des bassins**. Les **incertitudes calculées par simulation numérique** pour différents pas de temps

d'échantillonnage ont permis de définir des fréquences minimales pour un type de rivière donné. Par exemple, pour obtenir des estimations correctes de flux avec un écart <20% du flux de référence la fréquence minimum est d'effectuer un prélèvement tous les 3 jours pour un grand fleuve comme la Garonne et un prélèvement toutes les 7 heures pour une petite rivière comme la Nivelle (Coynel et al., 2004). **Les grandes différences de typologie des bassins étudiés offrent la possibilité de transposer ces résultats à une large gamme de fleuves et rivières.** L'association de nos résultats avec des bassins présentant des caractéristiques analogues permet d'affecter les incertitudes sur la quantification des flux proposés dans la littérature par rapport aux fréquences d'échantillonnage appliquées. Cette approche vise à **proposer des fréquences d'échantillonnage adaptées** pour ces bassins actuellement suivis ou étudiés dans l'avenir.

- La **modélisation des relations MES-débits par régression statistique** peut représenter un recours à un échantillonnage mal adapté à la dynamique du bassin. La mise en relation des paramètres a et b des régressions statistiques les plus souvent utilisées de type puissance ( $MES=aQ^b$ ) ont été interprétés en terme de typologies des bassins étudiés. Les similitudes des coefficients a et b entre nos bassins et ceux du système du Rhin indiquent que les interprétations sont transposables à une échelle supérieure à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne.

- Une **nouvelle approche de régression statistique** (« courbe tronquée » :  $\log MES = \log MES\# + \alpha (\log Q - \log 1,5Q_m)$  ; chapitre 3) est proposée, permettant **d'optimiser la compréhension de la signification physique des paramètres MES# et  $\alpha$ .** La corrélation quantitative établie entre  $\alpha$  et l'indice de sensibilité à l'érosion de nos bassins permettra après étalonnage de modéliser la relation MES-débits pour d'autres bassins versants pour lesquels l'indice de sensibilité à l'érosion est connu (Coynel et al., en préparation).

- A partir de la base de données haute résolution et pluriannuelle, **les taux d'érosion** ont été établis, montrant des valeurs **très contrastées (5-180 t/km<sup>2</sup>/an)** et **une forte variabilité interannuelle.** Par exemple, les taux d'érosion observés pour le Lot varient de 8 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à 79 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>, couvrant la gamme des valeurs généralement proposés respectivement pour des bassins de plaine et des rivières montagneuses. La variabilité interannuelle étant plus forte que la variabilité spatiale entre bassins à typologies fortement contrastées soulève la nécessité de données pluriannuelles pour modéliser les taux d'érosion à l'échelle régionale.

- L'étude à haute résolution des transferts de carbone organique particulaire (COP) d'un petit bassin montagneux (Nivelle) représentatif des systèmes côtiers pyrénéens et cantabriques a permis de déterminer un flux spécifique de COP de  $5,3 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ . Les variations des concentrations en COP en fonction de l'hydrologie montrent que **55% du flux annuel de COP ( $845 \text{ t.an}^{-1}$ )** de ce bassin vers le Golfe de Gascogne **proviendrait du sol, 40% de la litière et 5% de la production autochtone**. L'extrapolation du flux spécifique du bassin de la Nivelle à la superficie totale de **l'ensemble des bassins côtiers montagneux de la région** conduit à l'estimation d'un flux de l'ordre de  $100\,000 \text{ t.an}^{-1}$ , comptant pour **70% des flux totaux de COP dans le Golfe de Gascogne** (Coynel et al., 2005).

- L'essentiel des transferts de CO du Congo, second fleuve mondial en terme de débits et de superficie de bassin versant (représentant les grands fleuves de plaines tropicales), se fait sous forme dissoute en raison des faibles taux d'érosion ( $\sim 9 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ), contrairement aux systèmes montagneux tempérés. De plus, cette étude a mis en évidence **une forte variabilité saisonnière des concentrations en carbone organique dissous et particulaire** et **l'influence de la couverture végétale** des sous-bassins induisant des taux d'exportation de COT trois fois supérieurs en forêt humide qu'en savane (Coynel et al., sous presse ; chapitre IV).

- L'analyse très haute résolution (horaire) de la crue cinquantennale du Lot a permis d'établir et d'utiliser **des rapports élémentaires** (e.g. As/Th, Cd/Th, Zn/Cd) comme **traceurs géochimiques des différentes zones sources**. La combinaison des données hydrologiques, de MES et de ETM a permis de quantifier les flux de matière à l'exutoire (e.g. flux MES ; flux Cd) et de reconstituer le déroulement de la crue comme une succession de dominance de sources de l'aval vers l'amont. De plus, les concentrations métalliques et les rapports élémentaires caractéristiques donnent accès à une estimation des flux de MES des différentes zones sources et indiquent la forte contribution de la remobilisation des sédiments de barrage au flux totaux de MES (43%) et ETM (e.g. 90% pour Cd). La mise en évidence de cette contribution relance la question de la gestion à long terme des stocks sédimentaires contaminés des retenues de barrages. L'évolution temporelle des concentrations en ETM pendant cet événement met en évidence une baisse du coefficient de partition ( $K_d$ ) en fonction de l'augmentation des concentrations en MES (particle concentration effect ; pce). Par conséquent, un effet variable de sources dans un bassin hétérogène peut représenter une troisième explication au phénomène pce, généralement attribué à une forte influence des particules grossières peu chargées et/ou des colloïdes (Coynel et al., soumis).

- L'équipement et le suivi d'un **bassin expérimental hétérogène et fortement anthropisé** (bassin de Decazeville) durant une année **couvrant une très large gamme de conditions hydrologique** (étiage prononcé – crue centennale) a fourni une base de données unique permettant **l'analyse haute résolution spatiale et temporelle des transferts d'eau, de MES et d'ETM.**

**La présentation et analyse spatiale par SIG de données géoréférencées** obtenues à partir d'une exploration systématique des compositions géochimiques des laisses de crue dans tout le réseau hydrographique du bassin affinent la distribution spatiale des ETM pour la totalité du bassin. Malgré la forte anthropisation, l'analyse des concentrations en ETM dissous et particulaires a mis en évidence **un bruit de fond géochimique du bassin de Decazeville, relativement similaire aux valeurs moyennes mondiales.**

**Le développement et l'utilisation de traceurs géochimiques** ont permis de caractériser les zones anthropisées et d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin qui contrôle partiellement les variations temporelles des concentrations naturelles (e.g. U, V) et anthropiques (e.g. Cd) en ETM.

**L'estimation des flux de MES à quatre stations clés du bassin versant** a mis en évidence une **hétérogénéité spatiale des taux d'érosion** en liaison avec la répartition des différentes unités géologiques et partiellement accentuée par des activités anthropiques (e.g. mine de charbon à ciel ouvert). Les bilans de masse des transferts en ETM montrent une extrême dominance des apports particulaires reflétant l'importance de l'érosion. D'autre part, les **bilans de masses non équilibrés** pour les ETM considérés majoritairement d'origine anthropique (Zn, Cd, Ni, As, Sb) dans la zone aval ont indiqué **l'existence d'une source additionnelle jusqu'alors inconnue.** Des profils longitudinaux ont mis en évidence une source souterraine contribuant de manière importante, entre juillet 2003 et juillet 2004, aux flux en ETM dissous et particulaires (e.g. Cd dissous : 60% et Cd particulaire : 38%) exportés vers le Lot.

## PERSPECTIVES

A partir des résultats obtenus et des observations faites dans le cadre de cette thèse, plusieurs lignes de recherches peuvent être envisagées.

Les taux d'érosion des bassins du Sud-Ouest de la France ont montré une forte variabilité interannuelle des flux en MES (et ETM), inhérents aux conditions hydrologiques de l'année étudiée ou de la période précédente et pouvant être accentuées par les activités

anthropiques (e.g. construction d'écluse, ouverture des barrages). La quantification des transferts en MES devrait être poursuivie sur des bassins représentant différentes typologies afin de caractériser la sensibilité du milieu en terme d'érosion aux éventuels changements climatiques. Entre autre, le bassin du Tarn devrait bénéficier d'un tel suivi, car nos résultats semblent indiquer que l'érosion de ce bassin est responsable de la majorité des particules apportées à l'estuaire de la Gironde. Cette perspective doit s'inscrire dans une observation à long terme dans la mesure où il est apparu nécessaire de disposer de données couvrant au moins une décennie pour être représentatives de la variabilité de l'hydrologie d'un bassin versant.

L'exploitation de banques de données supplémentaires permettrait de compléter les relations  $MES = f(Q)$  et de mieux développer l'approche novatrice de l'interprétation des coefficients de régression au regard de leur variation interannuelle. De plus, l'étude de banque de données complémentaires couvrant une plus large gamme de fleuves et rivières (e.g. réseau américain USGS, collaborations avec le LMTG de Toulouse, le GEAC de Tours, le CEFREM de Perpignan) pourrait être envisagée, incluant des bassins de zone tempérée à climat méditerranéen ou de zone tropicale.

L'analyse de la crue cinquantennale du Lot à très haute résolution et l'étude menée sur le bassin de Decazeville ont permis de mettre en évidence des signatures géochimiques des ETM caractérisant des zones sources émettrices de MES. De ce fait, il serait intéressant de réaliser une cartographie des ETM à l'échelle régionale (étendue aux bassins de la Charente et de la Seudre, et des zones estuariennes et côtières) à partir de données géoréférencées permettant de délimiter des zones caractéristiques du bassin Adour-Garonne (e.g. en terme de lithologie, de niveau d'anthropisation : sites miniers ou zones fortement cultivées). Cette cartographie permettrait de dégager des signatures géochimiques propres à ces ensembles. Ces signatures peuvent représenter un outil de compréhension du fonctionnement du bassin, en terme de variabilité temporelle des concentrations, d'enregistrement historique et de localisation des zones sources contribuant au signal et aux flux à l'exutoire d'un bassin.

L'instrumentation du bassin de Decazeville a mis en évidence la contribution importante d'une source additionnelle souterraine responsable de plus de 40% du transport annuel de Cd total exporté vers le Lot. La transposition des méthodes employées à d'autres bassins miniers/industriels servira probablement à l'identification et la localisation de telles sources inconnues qui peuvent significativement contribuer aux flux exportés par ces systèmes. Pour le bassin du Riou Mort, les résultats présentés constituent un point de départ d'une recherche plus poussée sur la relation nappe-rivière ainsi que les équilibres et les

cinétiques de rééquilibration des ETM et la spéciation métallique à l'état dissous, colloïdal et particulaire (thèse contrat Cifre [ANRT] de Naïg Girardot, débutée en mai 2005). La modélisation de ces résultats aura un impact direct sur le choix du confinement final des sources contaminantes sur des bassins miniers fortement anthropisés.

Les études menées sur les bassins du Lot et de Decazeville ont suggéré l'influence des échanges nappes-rivières sur la variabilité des concentrations en ETM dissous à la fois à l'échelle saisonnière et lors d'événements brefs de crues. L'utilisation de traceurs isotopiques (naturel, e.g. soufre, oxygène, plomb, cadmium, zinc, et mercure) est envisagée, afin de mieux comprendre les interactions entre les différentes composantes nappes/ruissellement superficiel sur tout le continuum fluvio-estuarien de l'estuaire de la Gironde (collaborations avec LMTG, Toulouse et CRPG, Nancy en cours de démarrage).



# BIBLIOGRAPHIE

- Abril G., Nogueira M., Etcheber H., Cabeçadas G., Lemaire E. and Brogueira M.J.** (2002) Behaviour of organic carbon in nine contrasting European estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **54**, p. 241-262.
- Abril G., Etcheber H., Le Hir P., Bassoullet P., Boutier B. and Frankignoulle M.** (1999) Oxic/anoxic oscillations and organic carbon mineralization in an estuarine maximum turbidity zone (the Gironde, France). *Limnology and Oceanography* **44**, p. 1304-1315.
- Abril G.** (1999) Dynamique du carbone dans les estuaires européens : processus de minéralisation et transfert continent–océan–atmosphère. Thèse de l'Université Bordeaux 1, 294 pp.
- Adriano D.C.** (1986) Trace elements in terrestrial ecosystems. New York, Springer Verlag, 533 pp.
- Agemian H. and Chau A.S.Y.** (1977) A study of different analytical extraction methods for non-detrital heavy metals in aquatic sediments. *Environmental Contamination and Toxicology* **6**, p. 69-82.
- Ahlers W.W., Reid M.R., Kim J.P. and Hunter K.A.** (1990) Contamination-free sample collection and handling protocols for trace elements in natural fresh-waters. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research* **41**, p. 713-720.
- Ahnert F.** (1984) Local relief and the height limits of mountain ranges. *American Journal of Science* **284**, p. 1035-1055.
- Ahnert F.** (1970) Functional relationship between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science* **268**, p. 243-263.
- Aitkenhead J.A. and McDowell W.H.** (2000) Soil C:N ratio as a predictor of annual riverine DOC flux at local and global scales. *Global Biogeochemical Cycles* **14** (1), p. 127-138.
- Aiuppa, A. Allard P., d'Allessandro W., Michel A., Parello F., Treuil M. and Valenza M.** (2000) Mobility and fluxes of major, minor and traces metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt Etna volcano (Sicily). *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**, p. 1827-1841.
- Amiotte-Suchet P., Probst J.L. and Ludwig W.** (2003) Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. *Global Biogeochemical Cycles* **17** (2), p. 1038.
- Anderson R.F., LeHuray, A.P., Fleisher, M.Q. and Murray J.W.** (1989) Uranium deposition in Saanich Inlet sediments. Vancouver Island. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, p. 2205-2213.
- Anderson M.G. and Richards K.S.** (1987) Slope stability. Geotechnical Engineering and Geomorphology. Chichester, John Wiley and Sons, 648 pp.
- Anschutz P., Dedieu K., Desmazes F. and Chaillou G.** (2005) Speciation, oxidation state, and reactivity of particulate manganese in marine sediments. *Chemical Geology* **218** (3-4), p. 265-279.
- Arnason J.G. and Fletcher B.A.** (2003) A 40+ year record of Cd, Hg, Pb and U deposition in sediments of Patroon Reservoir, Albany County, NY, USA. *Environmental Pollution* **123**, p. 383-391.
- Ashbridge D.** (1995) Processes of river bank erosion and their contribution to the suspended sediment load of the River Culm, Devon in Foster I.D.L., Gurnell A. and Webb B.W. eds., *Sediment and Water Quality in River Catchments*, Chichester, Wiley, p. 229-245.
- Asselman N.E.M.** (2000) Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology* **234**, p. 228-248.
- Asselman N.E.M.** (1999) Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. *Hydrological Processes* **13**, p. 1437-1450.

**Aude A., Hurtrez J.E. et Coynel A.** (2004) Approche multidisciplinaire de la dynamique d'érosion d'un bassin versant: exemple du Dourdou. Réunion des Sciences de la Terre, RSTGU-A-00023, Strasbourg, 20-25 septembre.

**Audry S., Blanc G. and Schäfer J.** (sous presse) Solid state partitioning of trace metals in suspended particulate matter from a river system affected by smelting-waste drainage. *Science of the Total Environment*

**Audry S., Blanc G. and Schäfer J.** (2005) Sulphide oxidation from a smelting waste area controlling dissolved heavy metal (Cd, Zn, Cu, Cr, Co, Ni, U) inputs into the Lot-Garonne fluvial system (France). *Applied Geochemistry* **20**, p. 919-931.

**Audry S., Blanc G. and Schäfer J.** (2004a) Cadmium transport in the Lot-Garonne River System (France). Temporal variability and a model for flux estimation. *Science of the Total Environment* **319**, p. 197-213.

**Audry S., Schäfer J., Blanc G., Bossy C. and Lavaux G.** (2004b) Anthropogenic components of heavy metal (Cd, Zn, Cu, Pb) budgets in the Lot-Garonne fluvial system (France). *Applied Geochemistry* **19**, p. 769-786.

**Audry S., Schäfer J., Blanc G. and Jouanneau J.M.** (2004c) 50-year sedimentary record of heavy metal pollution (Cd, Zn, Cu, Pb) in the Lot River reservoirs (France). *Environmental Pollution* **132**, p. 413-426.

**Audry S.** (2003) Bilan géochimique du transport des éléments traces métalliques dans le système fluvial anthropisé Lot-Garonne-Gironde. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 413 pp.

**Bagnold R.A.** (1966) An approach to the sediment transport problem from general physics. **422-I**, Washington, U.S. Geological Survey Professional Paper, 37 pp.

**Baker E.T. and Lavelle J.W.** (1984) The effect of particle size on the light attenuation coefficient of natural suspensions. *Journal of Geophysical Research* **89**, p. 8197-8203.

**Balakrishna K. and Probst J.L.** (2005) Organic carbon transport and C/N ratio variations in a large tropical river : Godavari as a case study, India. *Biogeochemistry* **73**, p. 457-473.

**Baudrimont M., Schäfer J., Marie V., Maury-Brachet R., Bossy C., Boudou A. and Blanc G.** (2005) Cadmium contamination of three bivalve species (oysters, cockles and clams) in the Nord-Médoc salt marshes (Gironde estuary, France). *The Science of the Total Environment* **337**, p. 265-280.

**Baudrimont M., Andres S., Metivaud J., Lapaquellerie Y., Ribeyre F., Maillet N., Latouche C. and Boudou A.** (1999) Field transplantation of the freshwater bivalve *Corbicula fluminea* along a polymetallic contamination gradient (river Lot, France), Part II: metallothionein response to metal exposure. *Environmental Toxicology and Chemistry* **18**, p. 2472-2477.

**Belnap J. and Gillette D.A.** (1998) Vulnerability of desert biological crusts to wind erosion: the influences of crust development, soil texture, and disturbance. *Journal of Arid Environments* **39**, p. 133-142.

**Bénech C. and Raynaud J.L.** (1988) Evaluation du charriage moyen annuel des galets de l'Agly à caramany. DDAF, 10 pp.

**Benjamin M.M. and Leckie J.O.** (1982) Effects of complexation by Cl, SO<sub>4</sub>, and S<sub>2</sub>O<sub>3</sub> on adsorption behavior of Cd on oxide surfaces. *Environ. Sci. Technol.* **16**, p. 162-170.

**Benner R., Benitez-Nelson B., Kaiser K. and Amon R.M.W.** (2004) Export of young terrigenous dissolved organic carbon from rivers to the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters* **31**, L05305, doi: 10.1029/2003GL019251.

**Benner R., Opsahl S., Chin-Leo G., Richey J.E. and Forsberg B.R.** (1995) Bacterial Carbon metabolism in the Amazon River system. *Limnology and Oceanography* **40**, p. 1262-1270.

**Benner R. and Hedges J.I.** (1993) A test of the accuracy of freshwater DOC measurement by high-temperature catalytic oxidation and UV-promoted persulfate oxidation. *Marine Chemistry* **41**, p. 161-166.

- Bennett J.P.** (1974) Concepts of mathematical modelling of sediment yield. *Water Resources Research* **10**, p. 485-492.
- Benoit G. and Rozan T.F.** (1999) The influence of size distribution on the particle concentration effect and trace metal partitioning in rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, p. 113-127.
- Benoit G.** (1995) Evidence of the particle concentration effect for lead and other metals in fresh waters based on clean technique analyses. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, p. 2677-2687.
- Benoit G., Oktay-Marshall S.D., Cantu A., Hood E.M., Coleman C.H., Corapcioglu M.O. and Santschi P.H.** (1994) Partitioning of Cu, Pb, Ag, Zn, Fe, Al, and Mn between filter-retained particles, colloids, and solution in six Texas estuaries. *Marine Chemistry* **45**, p. 307-336.
- Bernard C., Mabit L., Laverdière M.R. and Wicherek S.** (1998) Césium 137 et érosion des sols. *Cahiers Agricultures* **7**, p. 179-186.
- Berner R.A.** (1990) Global CO<sub>2</sub> degassing and the carbon cycle: Comment on Cretaceous ocean crust at DSDP sites 417 and 418: Carbon uptake from weathering vs loss by magmatic outgassing, *Geochim Cosmochim Acta*, **54**, 2889-2890.
- Berner E. and Berner R.** (1987) *The Global Water Cycle: Geochemistry and Environment*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 397 pp.
- Berner R.A., Lasaga A.C. and Garrels R.M.** (1983) The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 millions years. *American Journal of Science* **301**, p. 182-204.
- Berner R.A.** (1978) Rate control of mineral dissolution under earth surface conditions. *American Journal Sciences* **278**, p. 1235-1252.
- Bhutiyani M.R.** (2000) Sediment load characteristics of a proglacial stream of Siachen Glacier and the erosion rate in Nubra valley in the Karakoram Hymalayas, India. *Journal of Hydrology* **227**, p. 84-92.
- Bianchi T.S., Filley T., Dria K. and Hatcher P.G.** (2004) Temporal variability in sources of dissolved organic carbon in the lower Mississippi River. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68**, p. 959-967.
- Biro P.** (1981) *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Paris, Masson, 605 pp.
- Blake W.H., Walsh R.P.D., Barnsley M.J., Palmer G., Dyrinda P. and James J.G.** (2003) Heavy metal concentrations during storm events in a rehabilitated catchment. *Hydrological Processes* **17**, p. 1923-1939.
- Blanc G., Lapaquellerie Y., Maillet N. and Anschutz P.** (1999) A cadmium budget for the Lot-Garonne fluvial system (France). *Hydrobiologia* **410**, p. 331-341.
- Blanc G., Schäfer J., Audry S., Bossy C., Lavaux G. and Lissalde J.P.** The Cadmium in the Lot and Garonne Rivers: Sources and Transport. *Hydroécol. Appl.*, sous presse.
- Bloom A.** (1991) *Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms*.
- Bodéan F., Baranger P., Piantone P., Lassin A., Azaroual M., Gaucher E. and Braibant G.** (2004) Arsenic behaviour in gold-ore mill tailings, Massif Central, France: hydrogeochemical study and investigation of in situ redox signatures. *Applied Geochemistry* **19**, p. 1785-1800.
- Bogen J.** (1980) The hysteresis effect of sediment transport systems. *Norsk Geografisk Tidsskrift* **34**, p. 45-54.
- Boiffin J.** (1984) *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies* (Thèse de doctorat). Paris, Institut National Agronomique de Paris-Grignon, 320 pp.
- Boiffin J.** (1994) Place des bassins versants expérimentaux dans les études sur l'érosion hydrique des sols *in* Houi D. and Verrel J.L. eds., *Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales*. Actes du Séminaire national Hydrosystèmes, Paris, p. 197-201.

**Bou Kheir R., Girard M.C., Khawlie M. and Abadallah C.** (2001) Erosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens : une revue bibliographique. *Etude et Gestion des sols* **8**, p. 231-245.

**Boulvert Y.** (1992) Carte phytogéographique au 1/1 000 000, République Centrafricaine. ORSTOM.

**Bourg A.C.M., Kedziorek M.A.M. and Crouzet C.** (2000) Seasonal cycles of dissolved Cd, Mn and Zn in River Water caused by variations in pH induced by biological activity. *Aquatic Geochemistry* **6**, p. 461-471.

**Boutier B., Chiffolleau J.F., Gonzales J.L., Lazure P., Auger D. and Truquet I.** (2000) Influence of the Gironde estuary outputs on cadmium concentrations in the coastal waters: consequences on the Marennes-Oléron bay (France). *Oceanologica Acta* **23**, p. 745-757.

**Boutier B., Chiffolleau J.F., Jouanneau J.C., Latouche C. and Philipps I.** (1989) La contamination de la Gironde par le cadmium. Origine, extension, importance. *Rapport Sci Tech. IFREMER* **14**, 105.

**Boutier B.** (1981) Synthèse des résultats de la surveillance des micropolluants dans la matière vivante. *Ministère de l'Environnement. Bull du réseau Nat. d'Obs.* **17**, p. 115-174.

**Bradley S.B. and Cox J.J.** (1990) The significance of the floodplain to the cycling of metals in the River Derwent catchment. *Science of the Total Environment* **97/98**, p. 441-454.

**Bradley S.B.** (1995) Long-term dispersal of metals in mineralised catchments by fluvial processes in Foster I.D.L., Gurnell A.M. and Webb B.W. eds., *Sediment and water quality in river catchments*, Chichester, Wiley, p. 161-177.

**Bradley S.B.** (1984) Flood effects on the transport of heavy metals. *International Journal of environmental Studies* **23**, p. 225-230.

**Bradley S.B. and Lewin J.** (1982) Transport of heavy metals on suspended sediments under high flow conditions in a mineralised region of Wales. *Environmental Pollution, Serie B* **4**, p. 257-267.

**Braun J.J., Viers J., Dupré B., Polve M., Ndam J. and Muller J.P.** (1998) Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon : The implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, p. 273-299.

**Braun J.J., Pagel M., Herbillon A. and Rosin C.** (1993) Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: a mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, p. 4419-4434.

**Braungardt C.B., Achterberg E.P., Elbaz-Poulichet F. and Morley N.H.** (2003) Metal geochemistry in a mine-polluted estuarine system in Spain. *Applied Geochemistry* **18**, p. 1757-1771.

**Bravo-Espinosa M., Osterkamp W.R. and Lopes V.L.** (2003) Bedload transport in alluvial channels. *Journal of Hydraulic Engineering* **129**, p. 783-795.

**Breed C.S.** (1999) Monitoring surface in deserts areas in Breed C.S. and Reheis M.C. eds., *Desert Winds: Monitoring Wind-related Surface processes in Arizona, New Mexico and California*, **1598**, Washington, USA, US Geological Survey Professional Paper, p. 1-27.

**BRGM, Bureau de Recherches Géologiques et Minières** (1985) Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500000e, feuille de TOULOUSE. Service Géologique National.

**BRGM, Bureau de Recherches Géologiques et Minières** (1984) Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500000e, feuille de BORDEAUX. Service Géologique National.

**BRGM, Bureau de Recherches Géologiques et Minières** (1978) Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500000e, feuille de LYON. Service Géologique National.

**Bricquet J., Bamba F., Mahé G., Touré M. and Olivry J.C.** (1997) Water resource variations of the Atlantic river basins of Africa: the long-term effects of rain shortage. *Revue des Sciences de l'Eau* **10**, p. 321-337.

- Bricquet J.P.** (1995) Les écoulements du Congo à Brazzaville et la spatialisation des apports *in* Olivry J.C. and Boulègue J. eds., Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques, Paris, ORSTOM, p. 27-38.
- Brookins D.G.** (1988) Eh-pH Diagrams for Geochemistry. Springer-Verlag ed. Berlin, 176 pp.
- Brooks A.** (1999) Lessons for river managers from the fluvial tardis. Second Australian Stream Management Conference: The Challenge of Rehabilitating Australia's Streams, Melbourne, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 121-128.
- Brunel C.** (2005) Dynamique des éléments traces métalliques (Pb, Zn, Cd) sur un petit bassin versant amont contaminé par des échets miniers - Cas du bassin versant amont du Lez (Ariège, Pyrénées). Thèse de Doctorat, Université Toulouse, soutenue le 24 mars 2005.
- Brunel C., Munoz, M. and Probst, A.** (2003) Remobilisation of Zn and Pb in a mountain stream contaminated by mining wastes during a moderate flood event (Ariège, France). *J. Phys. IV France* **107**, DOI:10.1051/jp4:20030285.
- Brunet R.C. and Astin K.B.** (1999) Spatio-temporal variation in some physical and chemical parameters over a 25-year period in the catchment of the river Adour. *Journal of Hydrology* **220**, p. 209-221.
- Brunet R.C., Pinay G., Gazelle F. and Roques L.** (1994) The role of floodplain and riparian zone in suspended matter and nitrogen retention in the Adour River, southwest France. *Regulated Rivers* **9**, p. 55-63.
- Buffle J. and van Leeuwen H.P.** (1992) Environmental Particles. Volume **1**, Chelsea, Michigan, Lewis Publishers, 554 pp.
- Buffle J.** (1988) Complexation reactions in aquatic systems: an analytical approach. Chichester, John Wiley and Sons, 692 pp.
- Burdige D.J. and Homstead J.** (1994) Fluxes of dissolved organic carbon from Chesapeake Bay sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, p. 3407-3424.
- Burkhardt G.** (2005) Stabilisation des résidus contaminants du site UMICORE/Viviez - Tests de lixiviation : Résultats de la phase 1. Rapport technique, Université Bordeaux 1, 39 pp.
- Butturini A. and Sabater F.** (2000) Seasonal variability of dissolved organic carbon in a Mediterranean stream. *Biogeochemistry* **51**, p. 303-321.
- Cadée G.C.** (1984) Particulate and dissolved organic matter and chlorophyll-a in the Zaire River, estuary and plume. *Netherlands Journal of Sea Research* **17**, p. 426-440.
- Cadée G.C.** (1982) Organic carbon and phytoplankton in Zaire River, estuary and plume *in* Degens E.T. ed., Transport of carbon and minerals in major world rivers, **SCOPE/UNEP, Sonderband 52**, Mitt. Geol.-Palaönt. Inst. Univ. Hamburg.
- Cadée G.C.** (1978) Primary production and chlorophyll a in the Zaire River, estuary and plume. *Netherlands Journal of Sea Research* **12**, p. 368-381.
- Cai W.J.** (2003) Riverine inorganic carbon flux and rate of biological uptake in the Mississippi River plume. *Geophysical Research Letters* **30**, 10 1029/2002GL016312.
- Callahan J., Dai M., Chen R.F., Li X., Lu Z. and Huang W.** (2004) Distribution of dissolved organic matter in the Pearl River Estuary, China. *Marine Chemistry* **89**, p. 211-224.
- Carey A.E., Nezat C.A., Lyons W.B., Kao S.J., Hicks D.M. and Owen J.S.** (2002) Trace metal fluxes to the ocean: the importance of high-standing oceanic islands. *Geophysical Research Letters* **29** (23), p. 2099, doi:10.1029/2002GL015690.
- Carruesco C.** (1971) Contribution à l'étude hydrogéologique et géochimique du bassin de la Haute-Nive (Pyrénées Atlantiques). Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 109 pp.

- Carson M.A., Jasper J.N. and Conly F.M.** (1998) Magnitude and sources of sediment input to the Mackenzie Delta, Northwest Territories, 1974-94. *Arctic* **51**, p. 116-124.
- Casamajor (de) M.-N.** (2001) Comportement migratoire de la civelle (*Anguilla anguilla*) dans l'estuaire de l'Adour en fonction de la variabilité des conditions environnementales. *Bull. Soc. Zool. de France* **126**, p. 281-288.
- Casamajor (de) M.-N., Bru N. and Prouzet P.** (1999) Influence de la luminosité nocturne et de la turbidité sur le comportement vertical de migration de la civelle d'anguille (*Anguilla anguilla* L.) dans l'estuaire de l'Adour. *Bull. Fr. Pêche Piscic* **355**, p. 327-347.
- Caule A.** (2004) Les métalloïdes Arsenic et Antimoine dans le Lot: Sources, flux et enregistrements sédimentaires (Rapport de DEA), Université Bordeaux 1, 37 pp.
- Cauwet G. and Sidorov I.** (1996) The biogeochemistry of Lena River: organic carbon and nutrients distribution. *Marine Chemistry* **53**, p. 211-227.
- Cauwet G.** (1994) HTOCO method for dissolved organic carbon analysis in seawater: influence of catalyst on blank estimation. *Marine Chemistry* **47**, p. 55-64.
- Cauwet G., Sempéré R. et Saliot A.** (1990) Carbone organique dissous dans l'eau de mer : confirmation de la sous-estimation antérieure. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris* **311**, Série II, p. 1061-1066.
- Cerdan O.** (2001) Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés (Thèse de doctorat), Université d'Orléans, 186 pp.
- Chaillou G., Schäfer J., Anschutz P., Lavaux G. and Blanc G.** (2003) The behaviour of arsenic in muddy sediments of the Bay of Biscay (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, p. 2993-3003.
- Chaillou G., Anschutz P., Lavaux G., Schäfer J. and Blanc, G.** (2002) The distribution of Mo, U and Cd in relation to major redox species in muddy sediments of the Bay of Biscay. *Marine Chemistry* **80**, p. 41-59.
- Charritton X.** (1996) Quantification des flux de matières en suspension dans la Nivelle du 1er Décembre 1995 au 30 novembre 1996. Saint-Pée-sur Nivelle, France, INRA, 33 pp.
- Chen M.H. and Hung T.W.** (1993) Copper, cadmium and lead in sediment from Kaohsiung River and its harbour area Taiwan. *Marine Pollution Bulletin* **30**, p. 879-884.
- Chester R.** (1990) Marine Geochemistry. London, Unwin Hyman Ltd, 698 pp.
- Chester R., Kudoja W.M., Thomas A. and Towner J.** (1985) Pollution reconnaissance in stream sediments using non-residual trace metals. *Environmental Pollution* **10**, p. 213-238.
- Chikita K., Kemnitz R. and Kumai R.** (2002) Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River, Alaska. *Catena* **48**, p. 235-253.
- Chilès J.P. and Delfiner P.** (1999) Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. John Wiley & Sons, Wiley Series in Probability and Statistics, 696 pp.
- Church T.M.** (1986) Biogeochemical factors influencing the residence time of microconstituents in a large tidal estuary, Delaware Bay. *Marine Chemistry* **18**, p. 393-406.
- Ciutat A., Anschutz P., Gérino M. and Boudou A.** (2005) Bioturbation effects by Tubificids worms on cadmium transfer from the water column to the sediments compartment and distribution into freshwater sediments. *Environmental Toxicology and Chemistry*, sous presse.
- Ciutat A. and Boudou A.** (2003) Bioturbation effects on cadmium and zinc transfers from a contaminated sediment from a contaminated sediment and on metal bioavailability to benthic bivalves. *Environmental Toxicology and Chemistry* **22**, p. 1574-1581.

- Cobelo-Garcia A., Prego R. and Labandeira A.** (2004) Land inputs of trace metals, major elements, particulate organic carbon and suspended solids to an industrial coastal bay of the NE Atlantic. *Water Research* **38**, p. 1753-1764.
- Corre J.J.** (1992) Implications des changements climatiques, étude de cas: le Golfe du Lion in Jetic L. M.J.D.a.G.S. ed., *Climatic Change and the Mediterranean*, London, Edward Arnold.
- Coynel A., Maneux E., Schäfer J., Bossy C., Lavaux G., Lissalde J. and Dabrin A.** (2005) Quantification des sources de Cadmium dans le Bassin versant de Decazeville. *Rapport Agence de l'Eau*, responsable scientifique G. Blanc, 80 p.
- Coynel A., Etcheber H., Abril G., Maneux E., Dumas J. and Hurtrez J.E.** (2005) Contribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay. *Biogeochemistry*, **74**, p.151-171.
- Coynel A., Schäfer J., Hurtrez J.E., Dumas J., Etcheber H. and Blanc G.** (2004) Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *The Science of the Total Environment* **330**, p. 233-247.
- Coynel A.** (2000) Impact du traitement de conservation des échantillons sur la mesure de leur teneur en carbone organique dissous. Rapport de Maîtrise, Université Bordeaux 1, 40 pp.
- Dabrin A.** (2004) Caractérisation de la composition géochimique en ETM des sédiments de rivière du bassin versant de Decazeville (Aveyron). Rapport DES, Université Bordeaux 1, 36 pp.
- Dai M.H. and Martin J.M.** (1995) First data on the trace metal level and behaviour in two major Arctic river-estuarine systems Ob and Yenisey and in the adjacent Kara Sea. *Russ. Earth Planet. Sci. Lett.* **131**, p. 127-141.
- Daubrée M.A.** (1851) Sur la présence de l'arsenic et de l'antimoine dans les combustibles minéraux, dans diverses roches et dans l'eau de mer. *Ann. Mines* **19**, p. 669-683.
- Dauvalter V.** (2003) Impact of mining and refining on the distribution and accumulation of nickel and other heavy metals in sediments of subarctic Lake Kuetsjärvi, Murmansk Region, Russia. *Journal of Environmental Monitoring* **5**, p. 210-215.
- Dawson E.J. and Macklin M.G.** (1998) Speciation of heavy metals on suspended sediment under high flow conditions in the River Aire, West Yorkshire, UK. *Hydrological Processes* **12**, p. 1483-1494.
- De Boer D.H.** (1997) Changing contribution of suspended sediment sources in small basins resulting from European settlement on the Canadian rairies. *Earth Surface Processes and Landforms* **22**, p. 73-86.
- De Jong S.M., Paracchini M.L., Bertolo F., Folving S., Megier J. and De Roo A.P.J.** (1999) Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. *Catena* **37**, p. 291-308.
- De Namur C.** (1990) Aperçu sur la végétation de l'Afrique Centrale Atlantique. Lanfranchi R. and Schwartz D. eds., *Paysages quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique*, Paris, ORSTOM.
- De Vries A. and Klavers H.C.** (1994) Riverine fluxes of pollutants: monitoring strategy first, calculation methods second. *European Water Pollution Control* **4**, p. 12-17.
- Dedkov A.P. and Moszherin V.I.** (1992) Erosion and sediment yield in mountain regions of the world. *International Association of Hydrological Sciences Publication* **209**, p. 29-36.
- Degens E.T., Kempe S. and Richey J.E.** (1991) Biogeochemistry of major world rivers. SCOPE report, **42**, New York, John Wiley and Sons, 356 pp.
- Degens E.T., Kempe S. and Spitzy A.** (1984) A biogeochemical portrait in Hutzinger C.O. ed., *The Handbook of Environmental Chemistry*, Berlin, Springer-Verlag publisher, p. 127-215.

- Degens E.T.** (1982) Riverine carbon: an overview *in* Degens E.T. ed., Transport of carbon and minerals in major world rivers, Part 1, SCOPE/UNEP Sonderband, Hamburg, Mitt. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Hamburg, Heft **52**, p. 1-12.
- Degoutte G.** (2001) Hydraulique et dynamique fluviale. DEA hydrologie, hydrogéologie, géostatistique et géochimie, ENGREF, 125 pp.
- Delhoume J.P.** (1981) Etudes en milieu méditerranéen semi-aride: ruissellement et érosion en zone montagneuse de Tunisie Centrale (Djebel Semmama). Campagnes 1975 à 1979. Tunis, Orstom/DRE, 87 pp.
- Déliat G.** (2001) Matière organique dissoute des zones côtières: sources, distribution et biodégradabilité. Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI, 276 pp.
- Delsuc J.** (2004) Reconnaissance géochimique des phases porteuses du Zinc et du Cadmium dans les sédiments du Bassin de Decazeville. Rapport de stage LST CVE, Université Bordeaux 1, 10 pp.
- Depetris P.J.** (1996) Riverine Transfer of Particulate Matter to Ocean Systems *in* Ittekkot V., Schäfer P., Honjo S. and Depetris P.J. eds., Particle Flux in the Ocean, John Wiley and Sons, p. 53-69.
- Derré C.** (1983) La province à Sn-W ouest européenne. Histoire de divers types de gisements du Massif Central, des Pyrénées et du Portugal. Distribution des gisements. Thèse de Doctorat, Université Paris VI.
- Devroey E.J.** (1951) Observations hydrographiques au Congo Belge et au Rwanda-Urundi, 1948-1950. Mémoires Institut Royal Colonial Belge, section des Sciences Techniques, Collection **8**, fascicule 3, 175 pp.
- Di-Giovanni C., Disnar J.R., Bakyono J.P., Kérais D., Millet F. and Olivier J.E.** (2000) Application de l'étude de la matière organique à l'analyse de l'érosion: exemple du bassin versant du Moulin, dans les terres noires des Alpes-de-Haute-Provence (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes* **331**, p. 7-14.
- Di Toro D.M. and Horzempa L.M.** (1982) Reversible and Resistant Components of PCB Adsorption-Desorption: Isotherms. *Environ. Sci. Technol.* **16**, p. 594-602.
- Di Toro D.M., Mahony J.D., Kirchgraber P.R., O'Byrne A.L., Pasquale L.R. and Piccirilli D.C.** (1986) Effects of non-reversibility, particle concentration and ionic strength on heavy metal sorption. *Environmental Science and Technology* **20**, p. 55-61.
- Dietrich W.E. and Dunne T.** (1978) Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* **29**, p. 191-206.
- Dorten W.S., Elbaz-Poulichet F., Mart L. and Martin J.** (1991) Reassessment of river input of trace metals to the Mediterranean Sea. *Ambio* **20**, p. 2-6.
- Douglas I.** (1996) The impact of land-use changes, especially logging, shifting cultivation, mining and urbanization on sediment yields in humid tropical Southeast Asia: a review with special reference to Borneo, Volume **236**, IAHS Publication, p. 463-471.
- Douglas I.** (1967) Man, vegetation and the sediment yield of rivers. *Nature* **215**, p. 925-928.
- Droux J.P., Mietton M. and Olivry J.C.** (2003) Suspended sediment yields in the Sudanian savanna zone : examples from three representative catchments in Mali. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement* **2**, p. 99-110.
- Duck R.W. and McManus J.** (1994) A long-term estimate of bedload and suspended sediment yield derived from reservoir deposits. *Journal of Hydrology* **159**, p. 365-373.
- Duizendstra H.D.** (2001) Determination of the sediment transport in an armoured gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms* **26**, p. 1381-1393.



- Dunjo G., Pardini G. and Gispert M.** (2004) The role of land-use-land cover on runoff generation and sediment yield at a microplot scale, in a small Mediterranean catchment. *Journal of Arid Environments* **57**, p. 99-116.
- Durand P. and Juan Torres J.L.** (1996) Solute transfer in agricultural catchments: the interest and limits of mixing models. *Journal of Hydrology* **181**, p. 1-22.
- Edmond J.M., Spivack A., Grant B.C., Hu M.H., Chen Z.X, Chen S. and Zhong X.S.** (1985) Chemical dynamics of the Changjiang estuary. Sediment dynamics of the Changjiang estuary and the adjacent East China Sea. *Cont. Shelf Res.* **4**, p. 17-34.
- Eisma D.** (1993) Suspended sediment in the aquatic environment. Berlin, Germany, Springer-Verlag, 315 pp.
- Eisma D., Kalf J. and Van der Gaast A.J.** (1978) Suspended matter in the Zaire estuary and the adjacent Atlantic Ocean. *Netherlands Journal of Sea Research* **12**, p. 382-406.
- Eisma D. and Van Bennekom A.J.** (1978) The Zaire River and estuary and the Zaire outflow in the Atlantic Ocean. *Netherlands Journal of Sea Research* **12**, p. 255-272.
- Elfaquir M.** (1993) Etude de la matière organique sur la marge continentale : quantité, qualité, bilan et réponse benthique aux flux. Cas du canyon du Cap-Ferret. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Université Bordeaux 1, 146 pp.
- Eswaran H., van den Berg E. and Reich, P.** (1993) Organic carbon in soils of the world. *J. Soil Sci. Soc. Amer* **57**, p. 192-194.
- Etchanchu D.** (1988) Géochimie des eaux du bassin de la Garonne. Transferts de matières dissoutes et particulières vers l'Océan Atlantique. Thèse de Doctorat, Université Toulouse III, 178 pp.
- Etcheber H., Relexans J., Beliard M., Weber O., Buscail R. and Heussner S.** (1999) Distribution and quality of sedimentary organic matter on the Aquitanian margin (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research II* **46**, p. 2249-2288.
- Etcheber H.** (1986) Biogéochimie de la matière organique en milieu estuarien : comportement, bilan, propriétés, cas de la Gironde. Thèse d'Etat, Université Bordeaux 1, 379 pp.
- Etcheber H. and Jouanneau J.M.** (1980) Comparison of the different methods for the recovery of suspended matter from estuarine waters: deposition, filtration and centrifugation; consequences for the determination of some heavy metals. *Coast. Mar. Sci.* **11**, p. 701-707.
- Farnsworth K. and Milliman J.D.** (2003) Effects of climatic and anthropogenic change on small mountainous rivers: the Salinas River example. *Global and Planetary Change* **39**, p. 53-64.
- Ferguson R.I.** (1986) River loads underestimated by rating curves. *Water Resources Research* **22**, p. 74-76.
- Ferrari G.M., Dowel, M., Grossi S. and Targa, C.** (1996) Relationship between the optical properties of chromophoric dissolved organic matter and total concentration of dissolved organic carbon in the southern Baltic Sea region. *Marine Chemistry* **55**, p. 299-316.
- Filizola N. and Guyot J.L.** (in press) Suspended sediment yield in the Amazon basin. An assessment using the Brazilian national data set. *Hydrological Processes*.
- Filizola N.** (2003) Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 292 pp.
- Förstner U. and Kersten U.** (1987) Sediment water interactions: chemical mobilization. Proceedings of an IHP Workshop, Bochum, UNESCO, 135-165.
- Förstner U. and Wittmann G.T.W.** (1981) Metal Pollution in the Aquatic Environment. New York, Springer-Verlag, 486 pp.

**Foster G.R.** (1990) Process-based modelling of soil erosion by water on agricultural land. *in* Boardman J., Foster I.D.L. and Dearing J.A. eds., Soil erosion on agricultural land, Chichester, UK, John Wiley and Sons Ltd, p. 429-445.

**Foster I.D.L. and Charlesworth S.M.** (1996) Heavy metals in the hydrological cycle: Trend and explanation. *Hydrological Processes* **10**, p. 227-261.

**Fournier F.** (1960) Climat et érosion. Paris, Presses Universitaires de France, 201 pp.

**France-Lanord C. and Derry L.A.** (1997) Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion. *Nature* **390**, p. 65-67.

**Frankignoulle M., Abril G., Borges A., Bourge I., Canon C., Delille B., Libert E. and Théate J.M.** (1998) Carbon dioxide emission from European estuaries. *Science* **282**, p. 434-436.

**Frau F.** (2000) The formation-dissolution-precipitation cycle of melanterite at the abandoned pyrite mine of Genna Luas in sardinia, Italy: environmental implications. *Mineralogical Magazine* **64**, p. 995-1006.

**Freire Avila P., Santos Oliveira J.M., Ferreira da Silva E. and Cardoso Fonseca E.** (2005) Geochemical signatures and mechanisms of trace elements dispersion in the area of the Vale das Gatas mine (Northern Portugal). *Journal of Geochemical Exploration* **85**, p. 17-29.

**Gac J.Y. and Kane A.** (1986) Le fleuve Sénégal. I- Bilan hydrologique et flux continentaux de matières particulaires à l'embouchure. *Sciences Géologiques Bulletin* **39**, p. 99-130.

**Gaillardet J., Viers J. and Dupré B.** (2003) Trace elements in river waters. *in* Drever J. ed., Surface and groundwater, weathering and soils, **5**. Holland H. and Turekian K., Treatise on Geochemistry, p. 1-47.

**Galán E., Gomez-Ariza J.L., Gonzalez I., Fernandez-Caliani J.C., Morales E. and Giraldez I.** (2003) Heavy metal partitioning in river sediments severely polluted by acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt. *Applied Geochemistry* **18**, p. 409-421.

**Gallien E., le Bissonnais Y., eimberck M., Benkhadra H., Ligneau L., Ouvry J.F. and Martin P.** (1995) Influence des couverts végétaux de jachère sur le ruissellement et l'érosion diffuse en sol limoneux cultivé. *Cahiers Agricultures* **4**, p. 171-183.

**Gartner J.W.** (2002) Estimation of suspended solids concentrations based on acoustic backscatter intensity : theoretical background. Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop, April 30 - May 2, 2002, Reno, NV, U.S. Geological Survey **1250**.

**Gibbs R.J.** (1977) Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon Rivers. *Geological Society of America Bulletin* **88**, p. 829-843.

**Gibbs R.J.** (1973) Mechanisms of trace metal transport in rivers. *Science* **180**, p. 71-83.

**Gomez B. and Church M.** (1989) An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resources Research* **25**, p. 1161-1186.

**Gómez-Ariza J.L., Giraldez I., Sanchez-Rodas D. and Morales E.** (2000) Selectivity assessment of a sequential extraction procedure for metal mobility characterization using model phases. *Talanta* **52**, p. 545-554.

**Goodbred S.L. and Kuehl S.A.** (1998) Floodplain processes in the Bengal Basin and the storage of Ganges-Brahmaputra river sediment: an accretion study using <sup>137</sup>Cs and <sup>210</sup>Pb geochronology. *Sedimentary Geology* **121**, p. 239-250.

**Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S. and Sidorova M.V.** (1996) A reassessment of the Eurasian river input of water, sediments, major elements and nutrients to the Arctic Ocean. *American Journal of Science* **296**, p. 664-691.

**Grace J.** (2001) Carbon Cycle. *Encyclopedia of Biodiversity* **1**, p. 609-629.

- Grimshaw D.L., Lewin J. and Fuge R.** (1976) Seasonal and short-term variations in the concentration of supply of dissolved zinc to polluted aquatic environments. *Environmental Pollution* **11**, p. 1-7.
- Grolier J. et Riss J.** (1997) *Mathématiques pour les sciences de la terre*. Masson ed., 300 pp.
- Grosbois C.A., Horowitz A.J., Smith J.J. and Elrick K.A.** (2001) The effect of mining and related activities on the sediment-trace element geochemistry of Lake Coeur d'Alene, Idaho, USA. Part III. Downstream effect: the Spokane River Basin. *Hydrological Processes* **15**, p. 855-875.
- Grousset F.E., Jouanneau J.M., Castaing P., Lavaux G. and Latouche C.** (1999) A 70 year record of contamination from industrial activity along the Garonne River and its tributaries (SW France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. **48**, p. 401-414.
- Guéguen C. and Dominik J.** (2003) Partitioning of trace metals between particulate, colloidal and truly dissolved fractions in a polluted river: the Upper Vistula River (Poland). *Applied Geochemistry* **18**, p. 457-470.
- Guiou C., Huang W.W., Martin J.M. and Yoon Y.Y.** (1996) Outflow of trace metals into the Laptev Sea by the Lena River. *Marine Chemistry* **53**, p. 255-267.
- Gustafsson O. and Gschwend P.M.** (1997) Aquatic colloids: concepts, definitions and current challenges. *Limnology and Oceanography* **42**, p. 519-528.
- Guy H.P. and Norman V.W.** (1976) Field methods for measurements of fluvial sediment. Techniques of water resources investigations of the U.S. Geological Survey, Chp. C2, Book **3**, Denver, 3<sup>rd</sup> edition, 59 pp.
- Guyot J.L., Filizola N., Laraque A. and Seyler P.** (1999) La variabilité des flux sédimentaires dans le bassin de l'Amazonie. Symposium International MANAUS'99, Manaus, Brésil.
- Guyot J.L. and Wasson J.G.** (1994) Regional pattern of riverine dissolved organic carbon in the Amazon drainage basin of Bolivia. *Limnology & Oceanography* **39**, p. 452-458.
- Guyot J.L.** (1993) Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 246 pp.
- Gyssels G. and Poesen J.** (2003a) The importance of plant root characteristics in controlling concentrated flow erosion rates. *Earth Surface processes and Landforms* **28**, p. 371-384.
- Gyssels G. and Poesen J.** (2003b) Comparison of the effects of vegetation cover and plant roots on the resistance of soils to erosion by concentrated flow. Proceeding in Gully Erosion in Mountain Areas: processes, Measurement, Modelling and regionalization. 15<sup>th</sup> - 17<sup>th</sup> October, 2003, Digne-les-Bains, France, p. 78-82.
- Habersack H.M., Nachtnebel H.P. and Laronne J.B.** (2001) The continuous measurement of bedload in a large alpine gravel bed river. *Journal of Hydraulic Research* **39**, p. 125-133.
- Hairsine P. and Rose C.** (1992) Modelling water erosion due to overland flow using physical principles: 2. Rill flow. *Water resources Research* **28**, p. 245-250.
- Hall G.E.M.** (1997) Determination of trace elements in sediments. Mudroch A., Azcue, J.M., Mudroch, P. ed., Manual of Physico-Chemical Analysis of Aquatic Sediments, Boca Raton, Lewis.
- Hamilton S.K. and Lewis Jr W.M.** (1987) Causes of seasonality in the chemistry of a lake on the Orinoco River floodplain, Venezuela. *Limnology and Oceanography* **32**, p. 1277-1290.
- Harrison C.G.A.** (2000) What factors control mechanical erosion rates?., *Int J. Earth Sci.* **88**, p. 752-763.
- Hart B.T. and Hines T.** (1995) Trace elements in rivers in Salbu B. and Steinnes E. eds., Trace elements in natural waters, Boca Raton, CRC Press, p. 425-452.
- Hart B.T.** (1982) Uptake of trace metals by sediments and suspended particulates: a review. *Hydrobiologia*, p. 229-313.

- Hayward J.A. and Sutherland A.J.** (1974) The Torlesse stream vortex-tube sediment trap. *Journal of Hydrology* **13**, p. 41-53.
- He M., Wang Z. and Tang H.** (1997) Spatial and temporal patterns of acidity and heavy metals in predicting the potential for ecological impact on the Le An River polluted by acid mine drainage. *The Science of the Total Environment* **206**, p. 67-77.
- Hedges J.I.** (1992) Global biogeochemical cycles: progress and problems. *Marine Chemistry* **39**, p. 67-93.
- Hedges J.I., Clark W.A., Quay P.D., Richey J.E., Devol A.H. and Santos U.M.** (1986) Composition and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnology and Oceanography* **31** (4), p. 717-738.
- Heidel S.G.** (1956) The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Transactions American Geophysical Union* **37**, p. 56-66.
- Heikinen K.** (1994) Organic matter in the drainage basin of a boreal humic river in northern Finland. *The Science of the Total Environment* **152**, p. 81-89.
- Hering J.G. and Morel F.M.M.** (1990) The Kinetics of Trace Metal Complexation: Implications for Metal Reactivity in Natural Waters in (Wiley-Interscience) W.S. ed., *Aquatic Chemical Kinetics*, New York, p. 145-171.
- Herschey R.W.** (1978) Accuracy in Hydrometry. in Herschey R.W. ed., New York, John Wiley & Sons., p. 353-397.
- Hicks D.M., Hill J. and Shankar U.** (1996) Variation of suspended sediment yields around New Zealand: the relative importance of rainfall and geology in Walling D.E. and Webb B.W. eds., *Erosion and sediment yield: global and regional perspectives*, Volume **236**, International Association of Hydrological Sciences Publication, p. 149-156.
- Hicks D.M. and Griffiths G.A.** (1992) Sediment load in Mosel M.P. ed., *Waters of New Zealand*, Wellington, New Zealand Hydrological Society, p. 229-248.
- Higgitt D.L. and Walling D.E.** (1993) The value of caesium-137 measurements for estimating soil erosion and sediment delivery in an agricultural catchment, Avon, UK. in Wicherek S. ed., *Farm land erosion in temperate plains environment and hills*, Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, p. 301-315.
- Hlavay J., Prohaska T., Weisz M., Wenzel W.W. and Stingeder G.J.** (2004) Determination of trace elements bound to soils and sediment fractions. *Pure Appl. Chem.* **76**, p. 415-442.
- Holeman J.N.** (1968) The sediment yield of major rivers of the world. *Water Resources Research* **4**, p. 737-747.
- Holland H.D.** (1981) River transport to the oceans in Emiliani C. ed., *The Sea. The Ocean Lithosphere*, **7**, New York, John Wiley & Sons, p. 763-800.
- Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J., Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I., Zhulidov A.V., Gordeev V.V. and Bobrovitskaya N.N.** (2002) A circumpolar perspective on fluvial sediment flux to the Arctic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles* **16**, p. 1-14.
- Holtzschlag D.J.** (2001) Optimal estimation of suspended-sediment concentrations in streams. *Hydrological Processes* **15**, p. 1133-1156.
- Honeyman B.D. and Santschi P.H.** (1989) A Brownian-pumping model for oceanic trace metal scavenging: evidence from Th isotopes. *Journal of Marine Research* **47**, p. 951-992.
- Honeyman B.D. and Santschi P.H.** (1988) Metals in aquatic systems. *Environmental Science and Technology* **22**, p. 862-871.
- Hooke R.L.** (2000) On the history of humans as geomorphic agents. *Geology* **28**, p. 843-846.

- Hornberger G.M., Bencala K.E. and McKnight D.M.** (1994) Hydrological controls on dissolved organic carbon during snowmelt in the Snake River near Montezuma, Colorado. *Biogeochemistry* **25**, p. 147-165.
- Horowitz A.J.** (2003) An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes* **17**, p. 3387-3409.
- Horowitz A.J., Elrick K. and Smith J.J.** (2001a) Annual suspended sediment and trace element fluxes in the Mississippi, Columbia, Colorado, and Rio Grande drainage basins. *Hydrological Processes* **15**, p. 1169-1207.
- Horowitz A.J., Elrick K.A. and Smith J.J.** (2001b) Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins: methodological considerations as applied to the NASQUAN programme. *Hydrological Processes* **15**, p. 1107-1132.
- Horowitz A.J., Meybeck M., Idlafkih Z. and Biger E.** (1999) Variations in trace element geochemistry in the Seine River Basin based on floodplain deposits and bed sediments. *Hydrological Processes* **13**, p. 1329-1340.
- Horowitz A.J.** (1995) The use of suspended sediment and associated trace elements in water qualities studies. IAHS Special Publication N°4, Wallingford, UK, IAHS Press, 58 pp.
- Horowitz A.J., Elrick K.A. and Cook R.B.** (1993) Effect of mining and related activities on the sediment trace element geochemistry of Lake Coeur d'Alene, Idaho, USA. Part I: surface sediments. *Hydrological Processes* **7**, p. 403-423.
- Horowitz A.J., Elrick K.A. and Colberg M.** (1992) The effect of membrane filtration artefacts on dissolved trace element concentrations. *Water Resources* **26**, p. 753-763.
- Horowitz A.J.** (1991) A primer on sediment-trace element chemistry. Chelsea, Lewis Publishing Co, 2<sup>nd</sup> edition, 136 pp.
- Hovius N.** (1998) Controls on sediment supply by large rivers in Shanley K.W., and McCabe, P. J. ed., Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks, Special Publication **59**, Society for Sedimentary Geology, p. 3-16.
- Hu D., Saito Y. and Kempe S.** (2001) Sediment and nutrient transport to the coastal zone in Galloway J.N. and Melillo J.M. eds., Asian change in the context of global climate change: Impact of natural and anthropogenic changes in Asia on global biogeochemical cycles, Volume **3**, IGBP Publication Series, Cambridge, Cambridge University Press, p. 245-270.
- Hudson N.W.** (1975) The factor determining the extent of soil erosion in Greenland R. ed., Soil conservation and management in the Humid Tropics, John Wiley and Sons.
- Hudson-Edwards K.A., Macklin M.G. and Taylor M.P.** (1999) 2000 years of sediment-borne heavy metal storage in the Yorkshire Ouse basin, NE England, UK. *Hydrological Processes* **13**, p. 1087-1102.
- Hugues A.O., Prosser I.P., Wallbrink P.J. and Stevenson J.** (2003) Suspended sediment and bedload budgets for the Western Port Bay Basin. 4/03, Canberra, CSIRO Land and Water.
- Hupy J.** (2004) Influence of vegetation cover and crust type on wind-blown sediment in a semi-arid climate. *Journal of Arid Environments* **58**, p. 167-179.
- Hurtrez J.E. and Lucazeau F.** (1999) Lithologic control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France). *Comptes Rendus Académie des Sciences* **328**, p. 687-694.
- Hurtrez J.E., Lucazeau F., Lave J. and Avouac J.P.** (1999) Investigation of the relationships between basin morphology tectonic uplift and denudation from the study of an active belt in the Siwalik (Central Nepal). *Journal of Geophysical Research* **104**, p. 12779-12796.
- Idir S., Probst A., Viville D. and Probst J.L.** (1999) Contribution des surfaces saturées et des versants aux flux d'eau et d'éléments exportés en période de crue : traçage à l'aide du carbone organique dissous et de la silice. Cas du petit bassin versant du Strengbach (Vosges, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, **328**, p. 89-96

**Idlafkih Z.** (1998) Transport des ions majeurs, éléments nutritifs, carbone organique et des métaux particuliers (Al, Fe, Mn, Cd, Cu, Hg, Pb et Zn) dans un fleuve anthropisé: la Seine. Importance des crues. Comparaison avec le Rhin moyen. Thèse de Doctorat, Université Paris 6, 302 pp.

**Inman D.L. and Jenkins S.A.** (1999) Climate change and the episodicity of sediment flux of small California rivers. *Journal of Geology* **107**, p. 251-270.

**Islam M.R., Begum S.F., Yamaguchi Y. and Ogawa K.** (1999) The Ganges and Brahmaputra rivers in Bangladesh: basin denudation and sedimentation. *Hydrological Processes* **13**, p. 2907-2923.

**Ittekkot V. and Laane R.W.P.M.** (1991) Fate of riverine particulate organic matter. In Biogeochemistry of major world rivers, edited by E.T. Degens, S. Kempe, and J.E. Richey, SCOPE 42, p. 233-242.

**Ittekkot V.** (1988) Global trends in the nature of organic matter in river suspensions. *Nature* **332**, p. 436-438.

**Jarvie H., Neal C., Tappin A.D., Burton J.D., Hill L., Neal M., Harrow M., Hopkins R., Watts C. and Wickham H.** (2000) Riverine inputs of major ions and trace elements to the tidal reaches of the River Tweed, UK. *The Science of the Total Environment* **251/252**, p. 55-81.

**Jouanneau J.M., Lapaquellerie Y., Latouche C. and Phillips, I.** (1993) Origin and pathways of cadmium contamination in the Gironde estuary, Garonne river and tributaries. in Vernet J.P. ed., Environmental contamination, Elsevier, p. 373-389.

**Jouanneau J.M., Boutier B., Chiffolleau J.F., Latouche C. and Philipps I.** (1990) Cadmium in the Gironde fluvioestuarine system: behaviour and flow. *The Science of the Total Environment* **97/98**, p. 465-479.

**Jouanneau J.M., Latouche C. and Pautrizel F.** (1983) Critical analysis of sequential extractions through the study of several attack constituent residues. *Environmental Technology Letters* **4**, p. 509-514.

**Joussaume S.** (1993) Climat, D'hier à demain. Coll. Savoir au présent.

**Jozereau C.** (1997) La production de zinc dans la vallée du Lot depuis le 19<sup>ème</sup> siècle: conséquences sur l'environnement. Rapport technique, Université Bordeaux 1, 21 pp.

**Judson S. and Ritter D.F.** (1964) Rates of regional denudation in the United States. *Journal of Geophysical Research* **69**, p. 3395-3401.

**Kaag N.H.B.M., Foekma E.M. and Scholten M.C.T.** (1998) Ecotoxicity of contaminated sediments, a matter of bioavailability. *Water Science and Technology* **37**, p. 225-231.

**Kachanoski R.G.** (1993) Estimating soil loss from changes in soil cesium-137. *Canadian Journal of Soil Science* **73**, p. 629-632.

**Kao S.J. and Liu K.K.** (2002) Exacerbation of erosion induced by human perturbation in a typical Oceania watershed: Insight from 45 years of hydrological records from the Lanyang-His River, northeastern Taiwan. *Global Biochemical Cycles* **16**, p. 1-17.

**Kao S.J. and Liu K.K.** (1997) Fluxes of dissolved and non-fossil organic particulate organic carbon from a small Oceania river (Lanyang Hsi) in Taiwan. *Biogeochemistry* **39**, p. 255-269.

**Kao S.J. and Liu K.K.** (1996) Particulate organic carbon export from a subtropical mountainous river (Lanyang His) in Taiwan. *Limnology and Oceanography* **41**, p. 1749-1757.

**Kempe S., Eisma D. and Degens E.T.** (1993) Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers. Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg., SCOPE/UNEP Sonderband, **6**, Hamburg, Universität Hamburg, 319 pp.

**Kempe S. and Depetris P.J.** (1992) Factors controlling the concentration of particulate carbohydrates and amino-acids in the Parana River. *Hydrobiologia* **242**, p. 175-183.

- Kempe S.** (1979) Carbon in the freshwater cycle. In the Global Carbon Cycle, edited by B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe and P. Ketner, SCOPE 13, p. 317-342.
- Kersten M. and Förstner U.** (1991) Trace element speciation in biological system *in* Batley G.E. ed., Trace element speciation: analytical methods and problems, Florida, CRC Press Inc.
- Kineke G.C., Sternberg R.W., Trowbridge J.H. and Geyer W.R.** (1992) Measurements of high concentrated suspension sediments using the optical backscatterance sensor.
- Kinga-Mouzeo M.** (1986) Transport particulaire actuel du fleuve Congo et de quelques affluents; enregistrement quaternaire dans l'éventail détritique profond (sédimentologie, minéralogie et géochimie) ; Thèse de doctorat, Université de Perpignan, 261 pp.
- Kinnell P.I.A. and Risse LM.** (1998) USLE-M: Empirical modeling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. *Soil Science Society America Journal* **62**, p. 1667-1672.
- Kinnell P.I.A.** (1990) The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research* **28**, p. 497-516.
- Klein M.** (1984) Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms. *Catena* **11**, p. 251-257.
- Kleinmann R.L.P.** (1989) Acid mine drainage in the United States - controlling the impact on streams and rivers. Fourth World Congress on the Conservation of the Built and Natural Environments, University Toronto, p. 1-10.
- Klinkhammer G. and Palmer M.R.** (1991) Uranium in the oceans: Where it goes and why? *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, p. 1799-1806.
- Köhler H., Meon B., Gordeev V.V., Spitzky A. and Amon R.M.W.** (2003) Dissolved organic matter (DOM) in the estuaries of Ob and Yenissei and the adjacent Kara Sea, Russia. *Proceedings in Marine Sciences* **6**, p. 281-309.
- Korfali S.I. and Davies B.E.** (2004) Speciation of metals in sediment and water in a river underlain by limestone: role of carbonate species for purification capacity of rivers. *Advances in Environmental Research* **8**, p. 599-612.
- Kraepiel A.M.L., Chiffoleau J.F., Martin J.M. and Morel F.M.M.** (1997) Geochemistry of trace metals in the Gironde Estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, p. 1421-1436.
- Krantzberg G.** (1985) The influence of bioturbation on physical, chemical and biological parameters in aquatic environments: a review. *Environ. Toxicol.* **39**, p. 99-122.
- Kuenen P.H.** (1950) Marine geology. John Wiley & Sons I. ed. New York, 568 pp.
- Laften J.M. and Colvin T.S.** (1981) Effect of crop residue on soil loss from continuous row cropping. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **24**, p. 605-609.
- Lal R.** (2003) Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International* **29**, p. 437-450.
- Lambie J.C.** (1978) Measurement of flow-velocity-area methods. Herschy R.W. ed., Hydrometry, Principles and Practices, New York, John Wiley & Sons.
- Lambs L.** (2004) Interactions between groundwater and surface water at river banks and the confluence of rivers. *Journal of Hydrology* **288**, p. 312-326.
- Lanfear K.J. and Hirsch R.M.** (1999) USGS study reveals a decline in long-record streamgages. *EOS* **80**, p. 605-607.

- Langbein W.B. and Schumm S.A.** (1958) Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *American Geophysical Union Transactions* **39**, p. 1076-1084.
- Langmuir D.** (1978) Uranium solution-mineral equilibrium at a low temperature with applications to sedimentary ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **42**, p. 547-569.
- Lapaquellerie Y., Jouanneau J.M., Maillet N. and Latouche C.** (1995) Cadmium pollution in sediments of the Lot River (France). Estimate of the mass of Cadmium. *Environmental Technology* **16**, p. 1145-1154.
- Laporte N., Justice C., Heinicke M. and Lawrence B.** (1997) The Use of Time-Series Satellite Data for Characterization and Monitoring of the Seasonal Forests and Savannas of Central Africa. September 1997, Washington, DC.
- Laraque A., Mietton M., Olivry J.C. and Pandi A.** (1998) Impact of lithological and vegetation covers on flow discharge and water quality of Congolese tributaries of the Congo River. *Revue des Sciences de l'Eau* **11**, p. 209-224.
- Laraque A. and Olivry J.C.** (1996) Evolution de l'hydrologie du Congo-Zaïre et de ses affluents rive droite et dynamique de ses transports solides et dissous, Actes de la Conférence internationale à la mémoire de Jean Rodier : L'hydrologie tropicale, géoscience et outil pour le développement, Volume **238**, Paris, Publication IAHS, Wallingford Publi., p. 271-288.
- Laronne J., Lekach J., Cohen H. and Alexandrov Y.** (2003) Experimental Drainage Basins in Israel: Rainfall, Runoff, Suspended Sediment and Bedload monitoring. First Interagency Conference on Research in the Watersheds, October 27-30, 2003, Benson, AZ, U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Laronne J.B., Reid I., Yitshak Y. and Frostick L.E.** (1994) The non-layering of gravel streambeds under ephemeral flow regimes. *Journal of Hydrology* **159**, p. 353-363.
- Laronne J.B. and Reid I.** (1993) Very high rates of bedload sediment transport by ephemeral desert rivers. *Nature* **366**, p. 148-150.
- Latouche C.** (1992) La pollution par le Cadmium des huîtres sauvages de l'Estuaire de la Gironde. Origine, mécanismes responsables de la fixation du Cadmium. *Ichthyophysiological Acta* **15**, p. 139-152.
- Latouche C.** (1988) La pollution en cadmium de l'Estuaire de la Gironde. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* **44**, p. 15-21.
- Lawson N.M., Mason R.P. and Laporte J.M.** (2001) The fate and transport of Mercury, Methylmercury, and other trace metals in Chesapeake Bay tributaries. *Water Research* **35**, p. 501-515.
- Leenheer J.A.** (1991) Organic substance structures that facilitate contaminant transport and transformations in aquatic sediments in Baber R.A. ed., Organic Substances and Sediments in Water, Humics and Soils, Chelsea, Michigan, Lewis, p. 3-21.
- Le Bissonnais Y.** (1988) Analyse des mécanismes de désagrégation et de la mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies ; Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 225 pp.
- Leenaers H.** (1989) The transport of heavy metals during flood events in the polluted river Geul (the Netherlands). *Hydrological processes* **3**, p. 325-338.
- Lemaire E., Blanc G., Schäfer J. and Coynel A.** Dissolved trace metal-organic complexes in the Lot-Garonne River system determined by the C18 Sep-pak system. *Aquatic Geochemistry*, sous presse.
- Lemaire E., Abril G., De Wit R. and Etcheber H.** (2002) Effect of turbidity on phytoplankton pigments degradation in the Gironde estuary. *Comptes Rendus Geosciences* **334**, p. 251-258.
- Lenzi M.A. and Marchi L.** (2000) Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena* **39**, p. 267-282.



- Lesack L.F.W., Hecky R.E. and Melack J.** (1984) Transport of carbon, nitrogen, phosphorus and major solutes in Gambia River, West Africa. *Limnology and Oceanography* **29**, p. 816-830.
- Lescure F.** (2002) Etude des facteurs de contrôle de l'érosion du bassin versant des Aldudes. Rapport de DEA, Université Bordeaux 1, 30 pp.
- Lewis W.M. and Saunders J.F.** (1989) Concentration and transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River. *Biogeochemistry* **7**, p. 203-240.
- Leys J.F. and Eldridge D.J.** (1998) Influence of cryptogamic crust disturbance to wind erosion on sand and loam Rangeland soils. *Earth Surface Processes and Landforms* **23**, p. 963-974.
- Li X.Y., Canton Y., Downward K. and Solé-Benet A.** (2003) Influence of different soil crusts on infiltration and erosion in the Tabernas Badlands. Proceeding in Gully Erosion in Mountain Areas: processes, Measurement, Modelling and regionalization. 15<sup>th</sup> - 17<sup>th</sup> October, 2003, Digne-les-Bains, France, 97-99.
- Li Y.H.** (1976) Denudation of Taiwan island since the Pliocene Epoch. *Geology* **4**, p. 105-107.
- Lin R.** (1988) Etude du potentiel de dégradation de la matière organique particulaire au passage eau douce-eau salée: cas de l'estuaire de la Gironde. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 209 pp.
- Lobbess J.M., Fitzner H.P. and Kattner G.** (2000) Biogeochemical characteristics of dissolved and particulate organic matter in Russian rivers entering the Arctic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64**, p. 2973-2983.
- Loch R.J. and Silburn D.M.** (1996) Constraints to sustainability - soil erosion in Clarke L. and Wylie P.B. eds., Sustainable Crop Production in the Sub-tropics: an Australian perspective, QDPI.
- Lopatin G.V.** (1952) Sediment deposits in the rivers of the USSR. Izd. Geographicheskai Literatury, Moscou.
- Lu X. and Higgitt D.L.** (1998) Recent Changes of Sediment yield in the Upper Yangtze, China. *Environmental Management* **22**, p. 697-709.
- Ludwig W. and Probst J.L.** (1998) River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets. *American Journal of Science* **298**, p. 265-295.
- Ludwig W.** (1997) Erosion des continents et transports fluviaux de matière organique vers les océans. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 195 pp.
- Ludwig B., Auzet A.V., Boiffin J., Papy F., King D. and Chadoeuf J.** (1996) Etats de surface, structure hydrographique et érosion en rigole de bassins versants cultivés du Nord de la France. *Etude et Gestion des Sols* **3**, p. 53-70.
- Ludwig W., Probst J.L. and Kempe S.** (1996) Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles* **10**, p. 23-41.
- Lyons B.W., Nezat C.A., Carey A.E. and Hicks D.M.** (2002) Organic carbon fluxes to the ocean from high-standing islands. *Geology* **30**, p. 443-446.
- Mabit L., Laverdière M.R. et Bernard C.** (2002) L'érosion hydrique : méthodes et études de cas dans le Nord de la France. *Cahiers d'études et de recherches francophones* **11**, p. 195-206.
- Mabit L., Bernard C., Laverdière M.R. and Wicherek S.** (1999b) Assessment of soil erosion in a small agricultural basin of the St. Lawrence River watershed. *Hydrobiologia* **410**, p. 263-268.
- Mabit L., Bernard C., Wicherek S. and Laverdière M.R.** (1999a) Les retombées de Tchernobyl, une réalité à prendre en compte lors de l'utilisation de la méthode du Césium 137 in Wicherek S. ed., Paysages agraires et environnement. Principes écologiques de gestion en Europe et au Canada, Paris, CNRS, p. 285-92.
- Mabit L., Bernard C., Laverdière M.R. and Wicherek S.** (1998) Spatialisation et cartographie des risques érosifs à l'échelle d'un bassin versant agricole par un radio-isotope. *Etude et Gestion des Sols* **5**, p. 171-180.

**Macaire J.J.** (2000) Quantification de l'érosion dans de petits bassins versants. *Lettre n°11 du programme international Géosphère Biosphère (PIGB) - Programme mondial de recherches sur le climat (PMRC)*.

**Macklin M.G.** (1996) Fluxes and storage of sediment-associated metals in floodplain systems: assessment and river basin management issues at a time of rapid environmental change. *in* Anderson M.G., Walling, D E and Bates, P ed., *Floodplain Processes*, Chichester, Wiley, p. 441-460.

**Mahé G.** (1993) Modulation annuelle et fluctuations interannuelles des précipitations sur le bassin versant du Congo *in* Olivry J.C. and Boulègue J. eds., *Grands Bassins Fluviaux Périalantiques*, Paris, ORSTOM Editions, p. 13-26.

**Malcolm R.L.** (1990) The uniqueness of humic substances in each of soil, stream, and marine environments. *Analytica Chimica Acta* **232**, p. 19-30.

**Maneux E., Probst J.L., Etcheber H. and Veyssy E.** (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 Resources Research* **37**, p. 801-811.

**Maneux E., Dumas J., Clément O., Etcheber H., Charritton X., Etchart J., Veyssy E. and Rimmelin P.** (1999) Assessment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: the case of the Bay of Biscay. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série II : Sciences de la Terre et des Planètes/ Earth and Planetary Sciences* **329**, p. 413-420.

**Maneux E.** (1998) Erosion mécanique des sols et transports fluviaux de matières en suspension: application des systèmes d'information géographique dans les bassins versants de l'Adour, de la Dordogne et de la Garonne. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 251 pp.

**Mantoura R.F.C. and Woodward E.** (1983) Conservative behaviour of riverine dissolved organic carbon in the Severn estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, p. 1293-1309.

**Mariño M.G.** (1992) Implications of climatic change on the Ebro Delta. *in* Jeftic L. M.J.D.a.G.S. ed., *Climatic Change and the Mediterranean*, London, Edward Arnold, p. 304-327.

**Markich S.J. and Brown P.L.** (1998) Relative importance of natural and anthropogenic influences on the fresh surface water chemistry of the Hawkesbury-Nepean River, south-eastern Australia. *The Science of the Total Environment* **217**, p. 201-230.

**Martin C.I., Béguin E., Levant M. and Quillard J.** (1996) L'érosion hydrique à l'échelle de la parcelle et d'un petit bassin versant après incendie de forêt dans le Massif des Maures. *Etude et Gestion des Sols* **3**, p. 179-192.

**Martin J.M., Dai M.H. and Cauwet G.** (1995) Significance of colloids in the biogeochemical cycling of organic and trace metals in the Venice lagoon (Italy). *Limnology and Oceanography* **40**, p. 119-131.

**Martin J.M. and Whitfield M.** (1983) The significance of the river input of chemical elements to the ocean *in* Wong C.S., Boyle E., Bruland K.W., Burton J.D. and Goldberg E.D. eds., *Trace metals in the sea water*, New York, Plenum, p. 265-296.

**Martin J.M. and Meybeck M.** (1979) Elemental mass-balance of material carried by major world rivers. *Mar. Chem.* **7**, p. 173-206.

**Martinez-Aguirre A., Garcia-León M. and Ivanovich M.** (1995) U and Th speciation in river sediments. *The Science of the Total Environment* **173/174**, p. 203-209.

**Martinez-Casasnovas J.A., Ramos M.C. and Ribes-Dasi M.** (2002) Soil erosion caused by extreme rainfall events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models. *Geoderma* **105**, p. 125-140.

**Martins O. and Probst J.L.** (1991) Biogeochemistry of major African rivers: carbon and minerals transport *In* *Biogeochemistry of major world rivers*, edited by E.T. Degens, S. Kempe and J.E. Richey, SCOPE/UNEP, Sonderband 42, p. 127-156.

- Martins O.** (1983) Transport of carbon in the Niger River *in* Degens E.T., Kempe S. and Soliman H. eds., Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband **55**, p. 435-449.
- Masson J.M.** (1980) Mesure de l'agressivité des pluies en rapport avec l'érosion des sols. *La Météorologie* **20-21**, p. 327-334.
- Mathys N., Brochot S., Meunier M. and Richard D.** (2003) Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute-Provence, France). Calibration of ETC rainfall-runoff-erosion model. *Catena* **50**, p. 527-548.
- Mayer L.M., Keil R.G., Macko S.A., Joye S.B., Ruttenberg K.C. and Aller R.C.** (1998) Importance of suspended particulates in riverine delivery of bioavailable nitrogen to coastal zones. *Global Biogeochemical Cycles* **12**, p. 573-579.
- Meade R.H.** (1996) River-sediment inputs to major deltas. *in* Milliman J.D., Haq, B.U. ed., Sea-Level Rise and Coastal Subsidence, Dordrecht, Kluwer Academic, p. 63-85.
- McCully P.** (1996) Silenced Rivers: the Ecology and Politics of Large Dams. London, UK, Zed Books.
- Mepherson H.J.** (1971) Dissolved, suspended and bed load movement patterns in Two O'Clock Creek, Rocky Mountains, Canada, summer, 1969. *Journal of Hydrology* **12** (3), p. 221-233.
- Meade R.H., Yuzyk T.R. and Day T.J.** (1990) Movement and storage of sediment in rivers of the United States and Canada *in* Wolman W.G. and Riggs H.C. eds., Surface Water Hydrology. The Geology of America, O-1, Boulder, CO, Geological Society of America, p. 225-280.
- Meade R.H. and Parker R.S.** (1985) Sediments in rivers of the United States. *U.S. Geological Survey Water Supply Paper* **2275**, p. 49-60.
- Meade R.H., Nordin C.F., Perez Hernandez D., Mejia A.B. and Perez Godoy J.M.** (1983) Sediment and water discharge in Rio Orinoco, Venezuela and Colombia, Proceedings of the second International Symposium on river Sedimentation, Beijing, China, Resources and electric Power Press, p. 1134-1144.
- Mermut A.R., Luk S.H., Römken M.J.M. and Poesen J.W.A.** (1997) Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils. *Geoderma* **75**, p. 203-214.
- Merritt W.S., Letcher R.A. and Jakeman A.J.** (2003) A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling and Software* **18**, p. 761-799.
- Meybeck M.** (2003) Global analysis of river systems: from earth system controls to Anthropocene syndromes. *Philosophical Transactions of the Royal Society London B* **358** (1440), p. 1935-1955.
- Meybeck M., Laroche L., Dürr H.H. and Syvitski J.P.M.** (2003) Global variability of daily Total Suspended Solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change* **39**, p. 65-93.
- Meybeck M.** (2001b) River basin under anthropocene conditions *in* von Bodungen B. and Turner K. eds., Science and Integrated Basin Management, Dahlem workshop series, John Wiley and Sons, p. 275-294.
- Meybeck M.** (2001a) Transport et qualité des sédiments fluviaux : de la variabilité spatio-temporelle à la gestion. *La Houille Blanche* **6/7**, p. 34-43.
- Meybeck M., Green P. and Vörösmarty C.** (2001) A New Typology for Mountains and Other Relief Classes: An Application to Global Continental Water Resources and Population Distribution. *Mountain Research Development* **21**, p. 34-45.
- Meybeck M. and Vörösmarty C.J.** (1999) Global transfer of carbon by rivers. *Global Change Newsletters* **37**, p. 12-14.
- Meybeck M. and Ragu A.** (1996) River Discharges to the Oceans. An assessment of suspended solids, major ions, and nutrients. Environment Information and Assessment Rpt, Nairobi, UNEP, 250 pp.

- Meybeck M.** (1993a) C, N, P and S in rivers: from sources to global inputs *in* Wollast R., Mackenzie F. and Chou L. eds., Interactions of C, N, P and S Biogeochemical Cycles and Global Change, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag.
- Meybeck M.** (1993b) Riverine transport of atmospheric carbon: sources, global typology and budget. *Water, Air, and Soil Pollution* **70**, p. 443-463.
- Meybeck M., Pasco A. and Ragu A.** (1993) Etablissement des flux polluants dans les rivières: pourquoi, comment et à quel prix. 4<sup>ème</sup> Rencontre de l'Agence Régionale pour l'Environnement Provence Alpes Côte d'Azur, ARPE-PACA Toulon, France, 55-67.
- Meybeck M.** (1988) How to establish and use world budgets of river material *in* Lerman A. and Meybeck M. eds., Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles, Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, p. 247-272.
- Meybeck M., Cauwet G., Dessery S., Somville M., Goulean D. and Billen G.** (1988) Nutrients (Organic C, P, N, Si) in the Eutrophic River Loire and its Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **27**, p. 595-624.
- Meybeck M., Lô H.M., Cauwet G. and Gac J.Y.** (1987) Geochemistry of the Sahelian Gambia River during the 1983 high-water stage *in* Degens E.T. ed., Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, Sonderband, **64**, p. 461-473.
- Meybeck M.** (1982) Carbon, nitrogen and phosphorus transport by World Rivers. *American Journal of Science* **282**, p. 401-450.
- Meyer J., Wallace J.B and Eggert S.L.** (1998) Leaf litter as a source of dissolved organic carbon in streams. *Ecosystems* **1**, p. 240-249.
- Meyer L.D.** (1981) How rain intensity affects interrill erosion. *Transactions American Society of Agricultural Engineers* **24**, p. 1472-1475.
- Meyer-Peter E. and Müller R.** (1948) Formulation for bed transport. Proceedings International Association for Hydraulic Research, 2<sup>nd</sup> Congress, Stockholm, 39-64.
- Milhous R.T. and Klingeman P.C.** (1973) Sediment transport system in a gravel-bottomed stream. 21st Annual Hydraulics Division Specialty Conference, Bozeman, MT, Hydraulic Engineering and the Environment, 293-303.
- Miller C.V., Foster G.D. and Majedi B.F.** (2003) Baseflow and stormflow metal fluxes from two small agricultural catchments in the Coastal Plain of the Chesapeake Bay Basin, United States. *Applied Geochemistry* **18**, p. 483-501.
- Milliman J.D.** (2001) Delivery and fate of fluvial water and sediment to the sea: a marine geologist's view of European rivers. *Scientia Marina* **65** (Supp. 2), p. 121-132.
- Milliman J.D., Farnsworth K.L. and Albertin C.S.** (1999) Flux and fate of fluvial sediment leaving large islands in the East Indies. *Journal of Sea Research* **41**, p. 97-107.
- Milliman J.D.** (1995) Sediment discharge to the ocean from small mountainous rivers: The New Guinea example. *Geo-Marine Letters* **15**, p. 127-133.
- Milliman J.D., Rutkowski C. and Meybeck M.** (1995) River discharge to the sea. A global river index (GLORI). Texel, the Netherlands, LOICZ Core Project Office, 125 pp.
- Milliman J.D. and Syvitski J.P.M.** (1992) Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology* **100**, p. 525-544.
- Milliman J.D.** (1991) Flux and Fate of fluvial sediment and water in coastal seas *in* Mantoura R.F.C., Martin J.M. and Wollast R. eds., Ocean margin processes in global change, New York, John Wiley and Sons, p. 69-89.

- Milliman J.D., Qin Y.S., Ren M.E. and Saito Y.** (1987) Man's influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers: the Yellow River (Huanghe) example. *Journal of Geology* **95**, p. 751-762.
- Milliman J.D. and Meade R.H.** (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology* **91**, p. 1-21.
- Moatar F. and Meybeck M.** (2005) Compared performances of different algorithms for estimating annual nutrient loads discharges by the eutrophic River Loire. *Hydrological Processes* **19**, p. 429-444.
- Molinas A. and Wu B.** (2001) Transport of sediment in large sand-bed rivers. *Journal of Hydraulic Research* **39**, p. 135-146.
- Molinier M.** (1979) Note sur les débits et la qualité des eaux du Congo à Brazzaville. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie* **16**, p. 55-66.
- Molinier M., Guyot J.L., Callède J., Guimarães V., Oliveira E. and Filizola N.** (1997) Hydrologie du bassin amazonien in Thery H. ed., Environnement et développement en Amazonie brésilienne, Paris, Belin, p. 24-41.
- Montgomery D.R. and Dietrich W.E.** (1988) Where do channels begin? *Nature* **336**, p. 232-234.
- Montier C., Daroussin J. and King D.** (1998) Cartographie de l'aléa "Erosion des sols" en France. Collection Etudes et Travaux, **18**, 63 pp.
- Morehead M., Syvitski J., Hutton E. and Peckham S.** (2003) Modelling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change* **39**, p. 95-110.
- Moreira-Turcq P., Seyler P., Guyot J.L. and Etcheber H.** (2003) Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries. *Hydrological Processes* **17**, p. 1329-1344.
- Morgan M.F.** (1935) The universal soil testing system. *Connecticut Agricultural Experiment Station Bulletin* **372**.
- Morgan R.** (1986) Soil erosion & conservation. Davidson D.A. ed., John Wiley and Sons Inc., 253 pp.
- Morgan R.P.C.** (1995) Soil erosion and conservation. Longman ed .London.
- Morillo J., Usero J. and Gracia I.** (2005) Biomonitoring of trace metals in a mine-polluted estuarine system (Spain). *Chemosphere* **58**, p. 1421-1430.
- Mucci A., Richard L.F., Lucotte M. and Guignard C.** (2000) The differential geochemical behaviour of arsenic and phosphorous in the water column and sediments of the Saguenay fjord estuary, Canada. *Aquatic Geochemistry* **6**, p. 293-324.
- Mulholland P.J., Wilson G.V. and Jardine P.M.** (1990) Hydrogeochemical response of a forested watershed to storms: effects of preferential flow along shallow and deep pathways. *Water Resources Research* **26**, p. 3021-3036.
- Mulder T. and Syvitski J.P.M.** (1996) Climatic and morphologic relationships of rivers. Implications of sea level fluctuations on river loads. *Journal of Geology* **104**, p. 509-523.
- Müller G.** (1979) Schwermetalle in den Sedimenten des Rheins-Veränderungen seit. *Umschau* **79**, p. 133-149.
- Müller J., Ruppert H., Muramatsu Y. and Schneider J.** (2000) Reservoir sediments - a witness of mining and industrial development (Malter Reservoir, eastern Erzgebirge, Germany). *Environ. Geol.* **39**, p. 1341-1351.
- Nagy G. and Castaing P.** (1990) Les débits fluviaux de la Gironde depuis 1914. Toulouse, France, Agence de l'Eau Adour-Garonne.

- Naimi M., Tayaa M., Ouzizi S., Choukra-Ilah R. and Kerby M.** (2003) Dynamique de l'érosion par ravinement dans un bassin versant du Rif occidental au Maroc. *Science et changements planétaires/Sécheresse* **14**, p. 95-100.
- Naman F., Soudi B. and Chiang C.** (2001) Impact de l'intensification agricole sur le statut de la matière organique des sols en zones irriguées semi-arides au Maroc. *Etude et Gestion des Sols* **8**, p. 269-277.
- Neal C. and Davies H.** (2003) Water quality fluxes for eastern UK rivers entering the North Sea: a summary of information from the Land Ocean Interaction Study. *The Science of the Total Environment* **314/315**, p. 821-882.
- Neal C., House W.A., Leeks G.J.L. and Marker A.H.** (1997a) UK fluxes to the North Sea, Land Ocean Interaction Study (LOIS): River basins research, the first 2 years 1993-1995. *The Science of the Total Environment* **194**, p. 1-4.
- Neal C., Robson A.J., Jeffery H.A., Harrow M.L., Neal M., Smith C.J. and Jarvie H.P.** (1997b) Trace element inter-relationships for the Humber rivers: inferences for hydrological and chemical controls. *The Science of the Total Environment* **194/195**, p. 321-343.
- Neboit R.** (1983) L'Homme et l'érosion. Publication de la faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université de Clermont-Ferrand II, fascicule **17**, 183 pp.
- Négrel P. and Roy S.** (2002) Investigating the sources of the labile fraction in the sediments from silicate-drained rocks using trace elements, and strontium and lead isotopes. *Sci. Tot. Environ.* **298**, p. 163-181.
- Négrel P., Grosbois C. and Kloppmann W.** (2000) The labile fraction of suspended matter in the Loire River (France): multi-element chemistry and isotopic (Rb-Sr and C-O) systematics. *Chemical Geology* **166**, p. 271-285.
- Neil D.T. and Yu B.** (1996) Fluvial sediment yield to the Great Barrier Reef Lagoon: Spatial patterns and the effect of land use. Proceedings of conference on downstream effects of land use, Rockhampton, April 1995, Queensland, Dept. Natural Resources.
- Nicolas A.P., Ashworth M.J., Kirkby M.J., Macklin M.G. and Murray T.** (1995) Sediment slugs: large-scale fluctuations in fluvial sediment transport rates and storage volumes. *Progress in Physical Geography* **19**, p. 500-519.
- Nirel P.M.V. and Morel F.M.M.** (1990) Pitfalls of sequential extractions. *Water Research* **24**, p. 1055-1056.
- Nittrouer C.A., Kuehl S.A., DeMaster D.J. and Kowsmann R.O.** (1986) The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geological Society American Bulletin* **97**, p. 444-458.
- Nkounkou R.R. and Probst J.L.** (1987) Hydrology and geochemistry of the Congo River system in Degens E.T., Kempe S. and Gan W.B. eds., Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, Sonderband, **64**, p. 483-508.
- Nowack B.** (2003) Environmental chemistry of phosphonates. *Water Research* **37**, p. 2533-2546.
- O'Connor D.J. and Connolly J.P.** (1980) The effect of concentration and adsorbing solids on the partition coefficient. *Water Research* **14**, p. 1517-1523.
- Ogawa H. and Ogura N.** (1992) Comparison of two methods for measuring dissolved organic carbon in sea water. *Nature* **356**, p. 696-698.
- Oguchi T., Saito K., Kadomura H. and Grossman M.** (2001) Fluvial geomorphology and paleohydrology in Japan. *Geomorphology* **39**, p. 3-19.
- Ohmori H.** (1983) Erosion rates and their relation to vegetation from the viewpoint of worldwide distribution. *University of Tokyo Department of Geography Bulletin* **15**, p. 77-91.

- Olivry J.C., Bricquet J.P., Laraque A., Guyot J.L., Bourges J. and Roche M.A.** (1995) Flux liquides, dissous et particulaires de deux grands bassins intertropicaux : Le Congo à Brazzaville et le Rio Madeira à Villabella, *in* Grands bassins fluviaux Péri-atlantiques: Congo, Niger, Amazone *in* Olivry J.C. and Boulègue J. eds., Actes du Colloque PEGI / INSU / CNRS, 22-24 novembre 1993, Paris, France, ORSTOM, p. 344-355.
- Olivry J.C., Bricquet J.P. and Thiebaut J.P.** (1988) Transport de matière sur les grands fleuves des régions intertropicales : Les premiers résultats des mesures de flux particulières sur le bassin du fleuve Congo, *in* Sediment budgets, IAHS symposium, Porto Alegre, Decembre 1988, N°174, p. 509-521.
- Olivry J.C.** (1986) Fleuves et rivières du Cameroun. *Collection Monographies Hydrologiques* 9, Paris, ORSTOM.
- Ollesch G. and Vacca A.** (2002) Influence of time on measurements results of erosion plot studies. *Soil and Tillage Research* 1711, p. 1-17.
- Opsahl S., Benner R. and Amon R.M.W.** (1999) Major flux of terrigenous dissolved organic matter through the Arctic Ocean. *Limnology and Oceanography* 44, p. 2017-2023.
- Orange D., Laraque A. and Olivry J.C.** (1999) Evolution des flux de matières le long de l'Oubangui et du fleuve Congo. Symposium International MANAUS'99, Manaus, Brazil, November, 16-19, 1999.
- Opsahl S. and Benner R.** (1997) Distribution and cycling of terrigenous dissolved organic matter in the ocean. *Nature* 386, p. 480-482.
- Ouddane B., Skiker M., Fischer J.C. and Wartel M.** (1999) Distribution of iron and manganese in the Seine river estuary : approach with experimental laboratory mixing. *J. Environ. Monit.* 1, p. 489-496.
- Owens P.N., Walling D.E., Carton J., Meharg A.A., Wright J. and 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. *The Science of the Total Environment* 266, p. 177-186.
- Pagnanelli F., Moscardini E., Giuliano V. and Toro L.** (2004) Sequential extraction of heavy metals in river sediments of an abandoned pyrite mining area : pollution detection and affinity series. *Environmental Pollution* 132, p. 189-201.
- Palmer M.R. and Edmond J.M.** (1993) Uranium in river water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, p. 4947-4955.
- Paolini J., Hevia R. and Herrera R.** (1987) Transport of carbon and minerals in the Orinoco and Caroni Rivers during the years 1983-1984 *in* E.T. Degens E.T., Kempe S. and Gan W.B. eds., Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, Sonderband 64, p. 325-338.
- Pasternak A., Kaplan J., Lear J.D. and Degrado W.F.** (2001) Proton and metal ion-dependent assembly of a model di-iron protein. *Protein Science* 10, p. 958-969.
- Patton P.C. and Schumm S.A.** (1975) Gully erosion, Northwestern Colorado: a threshold phenomenon. *Geology* 3, p. 83-90.
- Pearce J.T., Pazzaglia F.J., Evenson E.B., Lawson D.E., Alley R.B., Germanoski D. and Denner J.D.** (2003) Bedload component of glacially discharged sediment: Insights from the Matanuska Glacier, Alaska. *Geology* 31, p. 7-10.
- Peart M.R.** (1997) Human impact upon sediment in rivers: some examples from Hong Kong *in* Walling D.E. and Probst J.L. eds., Human impact on erosion and sedimentation, Wallingford, IAHS Press, p. 111-118.
- Peltzer E.T. and Brewer P.G.** (1993) Some practical aspects of measuring DOC-sampling artefacts and analytical problems with marine samples. *Marine Chemistry* 41, p. 243-252.
- Pernetta J.C. and Milliman J.D.** (1995) Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone (LOIZ): Implementation Plan, IGBP report 33, Stockholm, The International Geosphere-Biosphere Programme, 215 pp.

- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis J., Delaygue G., Delmotte M., Kotyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E. and Stievenard M.** (1999) Climate and Atmospheric History of the Past 420000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature* **399**, p. 429-436.
- Pettersson U.T. and Ingri J.** (2001) The Geochemistry of Co and Cu in the Kafue River as it Drains Copperbelt Mining Area, Zambia. *Chemical Geology* **177**, p. 399-414.
- Pettine M., Camusso M., Martinotti W., Marchetti R., Passino R. and Queirazza G.** (1994) Soluble and particulate metal in the Po river: factors affecting concentrations and partitioning. *Sci. Tot. Environ.* **145**, p. 243-265.
- Phillips J.M., Webb B.W., Walling D.E. and Leeks G.J.L.** (1999) Estimating the suspended sediment loads of rivers in the LOIS study area using infrequent samples. *Hydrological Processes* **13**, p. 1035-1050.
- Picouet C., Hingray B. and Olivry J.C.** (2000) Lumped conceptual modelling of suspended sediment transport in African tropical rivers: the Upper Niger and Bani River basins. *Revue des Sciences de l'Eau* **13**, p. 463-481.
- Picouet C.** (1999) Géodynamique d'un hydrosystème tropical peu anthropisé : Le bassin supérieur du Niger et son delta intérieur. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 469 pp.
- Pinet P. and Souriau M.** (1988) Continental erosion and large scale relief. *Tectonics* **7**, p. 563-582.
- Plate E.J.** (2002) Flood risk and flood management. *Journal of Hydrology* **267**, p. 2-11.
- Poerbandono and Mayerle R.** (2002) Preliminary result on the estimation of suspended sediment concentration from acoustical profilers. ADCP-User Workshop, 29/30 January 2002, Baltic Sea Research Institute Warnemünde, Germany.
- Poesen J.W.A., De Luna E., Franca A., Nachtergaele J. and Govers G.** (1999) Concentrated flow erosion rates as affected by rock fragment cover and initial soil moisture content. *Catena* **36**, p. 315-329.
- Poesen J.W.A., van Wesemael B., Bunte K. and Solé Benet A.** (1998) Variation of rock fragment cover and size along semiarid hillslopes: a case study from southeast Spain. *Geomorphology* **23**, p. 323-335.
- Poesen J.W.A., Torri D. and Bunte K.** (1994) Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: a review. *Catena* **23**, p. 141-166.
- Poesen J.W.A.** (1986) Surface sealing as influenced by slope angle and position of simulated stones in the top layer of loose sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* **11**, p. 1-10.
- Pohl C., Hennings U., Siegel H. and Bachor A.** (2002) Trace metal impact into the Baltic Sea during the exceptional Oder flood in Summer 1997. *Marine Chemistry* **79**, p. 101-111.
- Pont D.** (1997) Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure, données récentes (1994-1995). *Rev. geogr. Lyon* **72**, p. 23-33.
- Pont D.** (1992) Caractérisation de la charge solide en suspension lors d'une crue. Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, 25 pp.
- Pontér C., Ingri J. and Bostrom K.** (1992) Geochemistry of manganese in the Kalix River, northern Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, p. 1485-1494.
- Porto P., Walling D.E. and Ferro V.** (2001) Validating the use of caesium-137 measurements to estimate soil erosion rates in a small drainage basin in Calabria, Southern Italy. *Journal of Hydrology* **248**, p. 93-108.
- Post W., Emanuel W.R., Zinke P.J. and Stangenberger A.G.** (1982) Soil carbon pools and world life zones. *Nature* **298**, p. 156-159.



- Poulton S.W. and Raiswell R.** (2000) Solid phase associations, oceanic fluxes and the anthropogenic perturbation of transition metals in world river particulates. *Marine Chemistry* **72**, p. 17-31.
- Prego R. and Vergara J.** (1998) Nutrient fluxes to the Bay of Biscay from Cantabrian Rivers (Spain). *Oceanologica Acta* **21**, p. 271-279.
- Probst A., Brunel C., Aubert D., Munoz M. et Probst J.L.** (2005) Transport des métaux dans le bassin amont de la Garonne : impact des sites miniers pyrénéens. Cahier technique n° 3/4, Ecobag Programme de Recherche, p. 19-22.
- Probst J.L., Mortatti S. and Tardy Y.** (1994) Carbon river fluxes and weathering CO<sub>2</sub> consumption in the Congo and Amazon river basins. *Applied Geochemistry* **9** (1), p. 1-13.
- Probst J.L.** (1992) Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale, mécanisme, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. Sciences géologiques, Strasbourg, édition Université Louis Pasteur.
- Probst J.L. and Tardy Y.** (1987) Long-range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *Journal of Hydrology* **94**, p. 289-311.
- Probst J.L. et Bazerbachi A.** (1986) Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol. Bull, Strasbourg* **39**, p. 79-98.
- Probst J.L. et Tardy Y.** (1985) Fluctuations hydroclimatiques du Bassin d'Aquitaine au cours des 70 dernières années. *Revue de Géographie Physique et Géologie dynamique* **26**, p. 61-77.
- Probst J.L.** (1983) Hydrologie du bassin de la Garonne, modèles de mélanges, bilans de l'érosion, exportation des phosphates et des nitrates. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 148 pp.
- Quansah C.** (1981) The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport. *Journal of Soil Sciences* **32**, p. 215-224.
- Quémerais B., Cossa D., Rondeau B., Pham T.T., Gagnon P. and Fortin B.** (1999) Sources and fluxes of Mercury in the Saint Lawrence River. *Environmental Science and Technology* **33**, p. 840-849.
- Ramessur R. and Ramjeawon T.** (2002) Determination of lead, chromium and zinc in sediments from an urbanized river in Mauritius. *Environment International* **28**, p. 315-324.
- Ran Y., Fu J.M., Sheng G.Y., Beckett R. and Hart B.T.** (2000) Fractionation and composition of colloidal and suspended particulate materials in rivers. *Chemosphere* **41**, p. 33-43.
- Rango A.** (1970) Possible effects of stream channel modification on stream channel geometry and sediment yield. *Water Resources Research* **6**, p. 1765-1770.
- Raymond P.A. and Bauer J.E.** (2001a) Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean. *Nature* **407**, p. 497-500.
- Raymond P.A. and Bauer J.E.** (2001b) Use of <sup>14</sup>C and <sup>13</sup>C natural abundances for evaluating riverine, estuarine, and coastal DOC and POC sources and cycling: a review and synthesis. *Organic Geochemistry* **32**, p. 469-485.
- Reid I., Laronne J.B. and Powell D.M.** (1998) Flash-flood and bedload dynamics of desert gravel-bed streams. *Hydrological Processes* **12**, p. 543-557.
- Rember R.D. and Trefry J.H.** (2004) Increased concentrations of dissolved trace metals and organic carbon during snowmelt in rivers of the Alaskan Arctic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68**, p. 447-489.
- Renard K.G., Foster G.A., Weesies D.K., McCool D.K. and Yoder D.C.** (1997) Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation. Volume **703**, Washington DC, United States Department of Agriculture.

- Rey F.** (2004) Effectiveness of vegetation barriers for marly sediment trapping. *Earth surface processes and landforms* **29**, p. 1161-1169.
- Rey F.** (2003) Influence of vegetation distribution on sediment yield in forested marly gullies. *Catena* **50**, p. 549-562.
- Richey J.E.** (2004) Pathways of Atmospheric CO<sub>2</sub> through Fluvial Systems in Fields C. ed., Toward CO<sub>2</sub> Stabilization Issues, Strategies, and Consequences, A SCOPE GCP Rapid Assessment Project, Island Press, p. 329-340.
- Richey J.E., Melack J.M., Aufdenkampe A.K., Ballester V.M. and Hess L.** (2002) Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* **416**, p. 617-620.
- Richey J.E., Hedges J.I., Devol A.H. and Quay P.D.** (1990) Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. *Limnology and Oceanography* **35** (2), p. 352-371.
- Rickenmann D., Hofer B. and Fritschi B.** (1997) Hydrophone measurements of bed load, **Jg.49, Heft 11/12**, Oesterreich. Wasserwirtschaft, Wien, p. 219-228.
- Riebe C.S., Kirchner J.W., Granger D.E. and Finkel R.C.** (2001) Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology* **29**, p. 447-450.
- Ritchie J.C. and Ritchie C.A.** (2003) Bibliography of publications of 137Cesium studies related to erosion and sediment deposition. July 25, 2003, Maryland, USA, USDA-ARS, Hydrology and Remote Sensing Laboratory.
- Ritchie J.C. and McHenry J.R.** (1974) Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: A review. *Journal of Environmental Quality* **19**, p. 215-233.
- Robert S., Blanc G., Schäfer J., Lavaux G. and Abril G.** (2004) Metal mobilization in the Gironde Estuary (France): the role of the soft mud layer in the maximum turbidity zone. *Marine Chemistry* **87**, p. 1-13.
- Robert S.** (2003) Bilan géochimique des Eléments Traces Métalliques dans l'estuaire de la Gironde. Réactivité interne et anthropisation. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, 342 pp.
- Robertson D. and Roerish E.** (1999) Influence of various water quality sampling strategies on load estimates for small streams. *Water Resources Research* **35** (12), p. 3747-3759.
- Rodier J.** (1964) Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. Mémoires ORSTOM, N°6, 137 pp.
- Römken M.J.M., Helming K. and Prasad S.N.** (2001) Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Catena* **46**, p. 103-123.
- Rondeau B., Cossa D., Gagnon P., Pham T.T. and Surette C.** (in press) Hydrological and biogeochemical dynamics of the minor and trace elements in the Saint Lawrence River. *Applied Geochemistry*.
- Ronov A.B.** (1976) Global carbon geochemistry, volcanism, carbonate accumulation and life. *Geochemistry International* **13**, p. 172-195.
- Roose E.** (1994) Introduction à la GCES. *Bulletin pédologique FAO* **70**, 420 pp.
- Roose E., Arabi M., Brahamia K., Chebbani R., Mazour M. and Morsli B.** (1993) Erosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne algérienne. Réduction des risques érosifs et intensification sur la production agricole par la GCES : synthèse des campagnes 1984-1995 sur un réseau de 50 parcelles d'érosion. *Cahiers Orstom, série Pédologie* **28**, p. 289-308.
- Rose C.W.** (1993) Erosion and sedimentation in Bonell M., Hufschmidt M.M. and Gladwell J.S. eds., Hydrology and water management in the Humid Tropics: hydrological research issues and strategies for water management, Cambridge University Press, p. 301-343.

- Ross J.M. and Sherrel R.M.** (1999) The role of colloids in trace metal transport and adsorption behaviour in New Jersey Pinelands streams. *Limnology and Oceanography* **44**, p. 1019-1034.
- Roy S.** (1996) Utilisation des isotopes du plomb et du strontium comme traceurs des apports anthropiques et naturels dans les précipitations et rivières du bassin de Paris. Thèse de doctorat, Université Paris 7, 320 pp.
- Ryan J.** (1982) A perspective on soil erosion and conservation in Lebanon. Publication **69**, American University of Beirut, 15-38.
- Salomons W.** (1995) Environmental impact of metals derived from mining activities: processes, predictions, prevention. *Journal of Geochemical Exploration* **52**, p. 5-23.
- Salomons W. and Förstner U.** (1984) Metals in the Hydrocycle. Berlin, Springer-Verlag.
- Sammori T., Yusop Z., Kasran B., Noguchi S. and Tani M.** (2004) Suspended solids discharge from a small forested basin in the humid tropics. *Hydrological Processes* **18**, p. 721-738.
- Sandén P., Karlsson S., Düker A., Ledin A. and Lundman L.** (1997) Variations in hydrochemistry, trace metal concentration and transport during a rain storm event in a small catchment. *Journal of Geochemical Exploration* **58**, p. 145-155.
- Sandén P.** (1991) Estimation and simulation of metal mass transport in an old mining area. *Water Air and Soil Pollution* **57-58**, p. 387-398.
- Santschi P.H., Lenhart J.J. and Honeyman B.D.** (1997) Heterogeneous process affecting trace contaminant distribution in estuaries: the role of natural organic matter. *Marine Chemistry* **58**, p. 99-125.
- Santschi P.H., Bajo C., Mantovani M., Orciuolo D., Cranston R.E. and Bruno J.** (1988) Uranium in pore waters from North Atlantic (GME and Southern NAres Abyssal Plain) sediments. *Nature* **331**, p. 155-157.
- Sañudo-Wilhelmy S.A., Rivera-Duarte I. and Flegal R.** (1996) Distribution of colloidal trace metals in the San Francisco Bay estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **24**, p. 4933-4944.
- Saporta G.** (1990) Probabilités, analyse des données et statistiques. Technip E. ed., Paris.
- Sarachik E.S. and Alverson K.** (2000) NAO Studies. *Clivar Exchanges* **5** (1), p. 14-16.
- Sarma J.N.** (1986) Sediment transport in the Burhi Dihing River, India in Hadley R.F. ed., Drainage basin sediment delivery, Volume **159**, IAHS Publ., p. 199-215.
- Sarmiento J.L. and Sundquist E.T.** (1992) Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide. *Nature* **356**, p. 589-593.
- Schäfer J. and Blanc G.** (2002) Relationship between ore deposits in river catchments and geochemistry of suspended particulate matter from six rivers in southwest France. *The Science of the Total Environment* **298** (1-3), p. 103-118.
- Schäfer J., Blanc G., Lapaquellerie Y., Maillet N., Maneux E. and Etcheber H.** (2002) Ten-Year-Observation of the Gironde Tributary Fluvial System: Fluxes of Suspended Matter, Particulate Organic Carbon and Cadmium. *Marine Chemistry* **79**, p. 229-242.
- Schleichert U.** (1975) Annual variation of the heavy metal contents of suspended sediments in the Rhine River at Koblenz. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* **19**, p. 150-157.
- Schlünz B. and Schneider R.R.** (2000) Transport of terrestrial organic carbon to the oceans by rivers: re-estimating flux- and burial rates. *International Journal of Earth Sciences* **88**, p. 599-606.
- Schumm S.A.** (1963) The disparity between present rates of denudation and orogeny. U.S. Geological Survey Professional Paper **454-H**, 13 pp.

**Scott D.T., Baisden W.T., Preston N.J., Trustrum N.A., Davies-Colley R.J., Woods R., Hicks D.M., Gomez B., Page M.J. and Tate K.R.** (2004) High riverine transport of particulate organic carbon in New Zealand: potential significance of soil erosion to carbon accounting. *Supersoil 2004*.

**Sear D.A., Armitage P.D. and Dawson F.H.** (1999) Groundwater dominated rivers. *Hydrological Processes* **13**, p. 255-276.

**Serrat P.** (1999) Present sediment yield from a Mediterranean fluvial system: the Agly river (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Surface Geosciences* **329**, p. 189-196.

**Serrat P., Ludwig W., Navarro B. and Blazi J.L.** (2001) Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes* **333**, p. 389-397.

**Sestini G.** (1992) Implications of climatic changes for the Po delta and Venice lagoon. in Jeftic L. M.J.D.a.G.S. ed., *Climatic Change and the Mediterranean*, London, Edward Arnold, p. 428-494.

**Seyler P., Coyne A., Moreira-Turcq P., Etcheber H., Colas C., Orange D., Bricquet J.P., Laraque A., Guyot J.L. and Meybeck M.** (2005) Organic carbon transported by the equatorial rivers: example of Zaire-Congo and Amazon Rivers. *Soil Erosion and Carbon Dynamics*, edited by R. Lal and B.A. Stewart, Advances in Soil Science Editions, CRC Press, Boca Raton, Floride, chapter 17, p. 255-274.

**Seyler P. and Elbaz-Poulichet F.** (1996) Biogeochemical control on the temporal variability of the trace element concentrations in the Oubangui River (Central African Republic). *Journal of Hydrology* **180**, p. 319-332.

**Seyler P., Etcheber H., Orange D., Laraque A., Sigha-Nkamdjou L. and Olivry J.C.** (1995) Concentrations, fluctuations saisonnières et flux de carbone dans le bassin du Congo in Olivry J.C. and Boulègue J. eds., *Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques*, Paris, ORSTOM Editions, p. 217-228.

**Seyler P., Sigha-Nkamdjou L. and Olivry J.C.** (1993) Hydrogeochemistry of the Ngoko River, Cameroon: chemical balances in a rain-forest equatorial basin. *IAHS Publ.* **216**, p. 87-105.

**Seyler P.T. and Boaventura G.R.** (2003) Distribution and partition of trace metals in the Amazon basin. *Hydrological Processes* **17**, p. 1345-1361.

**Shafer M.M., Overdier J.T., Hurley J.P., Armstrong D. and Webb D.** (1997) The influence of dissolved organic carbon, suspended particulates, and hydrology on the concentration, partitioning and variability of trace metals in two contrasting Wisconsin watersheds (USA). *Chemical Geology* **136**, p. 71-97.

**Sherrell R.M. and Ross J.M.** (1999) Temporal variability of trace metals in New Jersey Pinelands streams: Relationship to discharge and pH. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, p. 3321-3336.

**Shields A.** (1935) Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Mitt. Preuss. Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau **26**, 26 pp.

**Shiller A.M. and Mao L.** (2000) Dissolved vanadium in rivers: effects of silicate weathering. *Chemical Geology* **165**, p. 13-22.

**Shiller A.M.** (1997) Dissolved trace elements in the Mississippi River: Seasonal, interannual, and decadal variability. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, p. 4321-4330.

**Shiller A.M. and Boyle E.A.** (1987) Variability in dissolved trace metals in the Mississippi River. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, p. 3241-3251.

**Shiller A.M. and Boyle E.A.** (1985) Dissolved zinc in rivers. *Nature* **317**, p. 49-52.

**Siakeu J., Oguchi T., Aoki T., Esaki Y. and Jarvie H.** (2004) Change in riverine suspended sediment concentration in central Japan in response to late 20th century human activities. *Catena* **55**, p. 231-254.

- Siepel A.C., Steenhuis T.S., Rose C.R., Parlange J.Y. and McIsaac G.F.** (2002) A simplified hillslope erosion model with vegetation elements for practical applications. *Journal of Hydrology* **258** (1-4), p. 111-121.
- Sigha-Nkamdjou L., Carre P. and Seyler P.** (1995) Bilans hydrologiques et géochimiques d'un écosystème forestier équatorial de l'Afrique centrale : La Ngoko à Moloundou in Olivry J.C. and Boulègue J. eds., Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques, Paris, ORSTOM Editions, p. 199-216.
- Sin S.N., Chua H., Lo W. and Ng L.M.** (2001) Assessment of heavy metal cations in sediments of the Shing Mun River, Hong Kong. *Environment International* **26**, p. 296-301.
- Singh S. and France-Lanord C.** (2002) Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **202**, p. 645-662.
- Sluse P. and Petit F.** (1998) Evaluation de la vitesse de déplacement de la charge de fond caillouteuse dans le lit de rivières ardennaises au cours des trois derniers siècles, à partir de l'étude des scories métallurgiques. *Géographie Physique et Quaternaire* **52**, p. 1-8.
- Smedley P.L. and Kinniburgh D.G.** (2002) A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry* **17**, p. 517-568.
- Smith L.C. and Alsdorf D.E.** (1998) Control on sediment and organic carbon delivery to the Arctic Ocean revealed with spaceborne synthetic aperture radar: Ob'River, Siberia. *Geology* **26**, p. 395-398.
- Snape I., Scouller R.C., Stark S.C., Stark J., Riddle M.J. and Gore D.B.** (2004) Characterisation of the dilute HCl extraction method for the identification of metal contamination in Antarctic marine sediments. *Chemosphere* **57**, p. 491-504.
- Snoussi M.** (1986) Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus des bassins versants de l'Adour (France), de Sebou, de l'Oum-Er-Rbia et du Souss (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviaux à l'Océan. Thèse Doct. Etat, Université Bordeaux 1, 409 pp.
- Sognon S.** (1999) Erosion des sols cultivés et transports des matières en suspension dans un bassin versant de Brie. Application des traceurs radioactifs naturels et magnétiques (Thèse de Doctorat), Paris I Panthéon-Sorbonne, 304 pp.
- Soto J. and Navas A.** (2004) A model of <sup>137</sup>Cs activity profile for soil erosion studies in uncultivated soils of Mediterranean environments. *Journal of Arid Environments* **59**, p. 719-730.
- Spitz A. and Ittekkot V.** (1991) Dissolved and particulate organic matter in rivers in Mantoura R.F.C., Martin J.M. and Wollast R. eds., Ocean margin processes in global change, Chichester, John Wiley and Sons, p. 5-17.
- Spronck R.** (1941) Mesures hydrographiques effectuées dans la région divagante du bief maritime du fleuve Congo. *Institut Royal Colonial Belge, section des Sciences Techniques* Collection **8 III**, p. 3-56.
- Stone J., Renard K.G. and Lane L.J.** (1996) Runoff estimation on agricultural fields, Soil erosion conservation and rehabilitation, edition Menachem Agassi, p. 203-238.
- Stott T.A. and Grove J.R.** (2001) Short-term discharge and suspended sediment fluctuations in the proglacial Skeldal River, north-east Greenland. *Hydrological Processes* **15**, p. 407-423.
- Stott T., Leeks G., Marks S. and Sawyer A.** (2001) Environmentally sensitive plot-scale timber harvesting: impacts on suspended sediment, bedload and bank erosion dynamics. *Journal of Environmental Management* **63**, p. 3-25.
- Strahler A.N.** (1952) Hypsometric (Area-Altitude), Analysis of Erosion Topography. *Geological Society American Bulletin* **63**.
- Stumm W. and Morgan J.J.** (1996) Aquatic chemistry: Chemical equilibria and rates in natural waters. Schnoor J.L. and Zehnde A. eds. New York, John Wiley and Sons, 3<sup>rd</sup> edition, 1022 pp.

- Stumm W.** (1992) Chemistry of the solid-water interface. New York, John Wiley and Sons, 428 pp.
- Sugimura Y. and Suzuki Y.** (1998) A high temperature catalytic oxidation method for the determination of non-volatile dissolved organic carbon in seawater by direct injection of a liquid sample. *Marine Chemistry* **24**, p. 105-131.
- Sugiyama M.** (1989) Seasonal variation of vanadium concentration in Lake Biwa, Japan. *Geochemistry Journal* **23**, p. 111-116.
- Sullivan A.B. and Drever J.I.** (2001a) Spatiotemporal variability in stream chemistry in a high-elevation catchment affected by mine drainage. *Journal of Hydrology* **252**, p. 237-250.
- Summerfield M.A. and Hulton N.J.** (1994) Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research* **99** (B7), p. 13871-13883.
- Summerfield M.A.** (1991) Global Geomorphology: an introduction to the study of landforms. Longman Scientific and Technical ed. New York.
- Sutherland R.A., Wan Y., Zieler A.D., Lee C.T. and el-Swaify S.A.** (1996) Splash and Wash dynamics: an experimental investigation using oxisol. *Geoderma* **69**, p. 85-103.
- Syvitski J.P.M.** (2003) Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21st century. *Global and Planetary Change* **810**, p. 1-11.
- Syvitski J.P.M., Peckham S.D., Hilberman R. and Mulder T.** (2003) Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology* **162** (1-2), p. 5-24.
- Syvitski J.P.M. and Morehead M.D.** (1999) Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology* **154**, p. 13-28.
- Taillez A.** (2004) Le carbone organique particulaire dans les bouchons vaseux des estuaires de la Gironde, de la Loire et de la Seine : origine et labilité. Rapport de DEA, Université Bordeaux 1, 31 pp.
- Tamm O.** (1932) Über die Oxalatmethode in der chemischen Bodenanalyse. Stockholm, Fran Statens Skogsforsoeksans, 27 pp.
- Tang D., Warnken K.W. and Santschi P.H.** (2002) Distribution and partitioning of trace metals (Cd, Cu, Ni, Pb, Zn) in Galveston Bay waters. *Marine Chemistry* **78**, p. 29-45.
- Tang D., Warnken K.W. and Santschi P.H.** (2001) Organic complexation of copper in Galveston Bay waters. *Limnology and Oceanography* **46**, p. 321-330.
- Tappin A.D., Harris J.R.W. and Uncles R.J.** (2003) The fluxes and transformations of suspended particles, carbon and nitrogen in the Humber estuarine system (UK) from 1994 to 1996: results from an integrated observation and modelling study. *The Science of the Total Environment* **314/316**, p. 665-713.
- Tappin A.D., Burton J.D., Millward G.E. and Statham P.J.** (1997) A numerical transport model for predicting the distributions of Cd, Cu, Ni, Pb and Zn in the southern North Sea: the sensitivity of model results to the uncertainties in the magnitudes of metal inputs. *Journal of Marine Systems* **13**, p. 173-204.
- Tarras-Wahlberg N.H. and Lane S.N.** (2003) Suspended sediment yield and metal contamination in a river catchment affected by El Niño events and gold mining activities: the Puyango river basin, southern Ecuador. *Hydrological Processes* **17**, p. 3101-3123.
- Telang S.A.** (1985) Transport of carbon and minerals in the Mackenzie River in Degens E.T., Kempe S. and Soliman H. eds., Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Mitt. Geol. Paläont. Inst., Universität Hamburg, SCOPE/UNEP, Sonderband **58**, p. 337-344.
- Tessier A., Buffle J. and Campbell P.G.C.** (1994) Uptake of trace metals by aquatic organisms. in Buffle J., de Vitre, R.R. ed., Chemical and biological regulation of aquatic systems, Boca Raton, Florida, Lewis, p. 197-230.

- Tessier A., Campbell P.G.C. and Bisson M.** (1979) Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical Chemistry* **51**, p. 844-851.
- Thomas R. and Meybeck M.** (1992) The use of particulate material in Chapman D. ed., *Water Quality Assessments*, London, Chapman & Hall Ltd, p. 544.
- Thornton S.F. and McManus J.** (1994) Application of organic carbon and nitrogen stable isotopes and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **38**, p. 219-233.
- Thurman E.M.** (1985) *Organic Geochemistry of Natural Waters*. Dordrecht and Boston, Nijhoff, M., Junk, W., 497 pp.
- Tipping E., Marker A.F.H., Butterwick C., Collett G.D., Cranwell P.A., Ingram J.K.G., Leach D.V., Lishman J.P., Pinder A.C., Rigg E. and Simon B.M.** (1997) Organic carbon in the Humber rivers. *The Science of the Total Environment* **194/195**, p. 345-355.
- Torizzo M. and Pitlick J.** (2004) Magnitude-frequency of bedload transport in mountain streams in Colorado. *Journal of Hydrology* **290**, p. 137-151.
- Tovar-Sánchez A., Sañudo-Wilhelmy S.A. and Flegal A.R.** (2004) Temporal and spatial variations in the biogeochemical cycling of cobalt in two urban estuaries: Hudson River estuary and San Francisco Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **60**, p. 717-728.
- Turner J.N., Brewer P.A., Macklin M.G., Hudson-Edwards K.A., Coulthard T.J., Howard A.J. and Jamieson H.E.** (2002) Heavy metal and as transport under low and high flows in the river Guadiana three years after the Aznalcollar tailings dam failure: implications for river recovery and management. *Cuadernos de Investigación Geográfica* **28**, p. 31-47.
- Uriarte A.** (1995) Suspended sediment input of the rivers of Guispuzcoa to the continental shelf. Actas del IV coloquio Internacional sobre oceanografía del Golfo de Vizcaya, April 12-14 1994, Santander, Spain, p. 113-122.
- Uriarte A.** (1992) Estudio de la dinámica sedimentaria sobre la plataforma continental vasca. Aportes fluviales de sedimento de los ríos Guipuzcoanos. *Sustrai* **26**, p. 17-21.
- Van den Berg G., Meijers G.G.A., Van der Heijdt L.M. and Zwolsman J.J.G.** (2001) Dredging-related mobilisation of trace metals: a case study in the Netherlands. *Water Resources* **35**, p. 1979-1986.
- Van Rijn L.C.** (1984) Sediment Transport, Part III: Bed Forms and Alluvial Roughness. *Journal of Hydraulic Engineering* **110**, p. 1733-1754.
- Van Sickle J. and Beschta R.L.** (1983) Supply-based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resources Research* **19**, p. 768-778.
- Vandaele K., Poesen J., Govers G. and van Wesemael B.** (1996) Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision. *Geomorphology* **16**, p. 161-173.
- Vandaele K. and Poesen J.** (1995) Spatial and temporal pattern of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium. *Catena* **25**, p. 213-226.
- Verstraeten G., Poesen J., de Vente J. and Koninckx X.** (2003) Sediment yield variability in Spain: a quantitative and semiquantitative analysis using reservoir sedimentation rates. *Geomorphology* **50**, p. 327-348.
- Verstraeten G. and Poesen J.** (2001a) Factor controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology* **40**, p. 123-144.
- Verstraeten G. and Poesen J.** (2001b) The importance of sediment characteristics and trap efficiency in assessing sediment yield using retention ponds. *Physics and Chemistry of the Earth* **26**, p. 83-87.

- Vesely J., Mayer V., Kucera J. and Havranek V.** (2001) Solid-water partitioning in Czech freshwaters. *Applied Geochemistry* **16**, p. 437-450.
- Veyssy E., Etcheber H., Lin R.G., Buat-Menard P. and Maneux E.** (1999) Seasonal variation and origin of Particulate Organic Carbon in the lower Garonne River at La Réole (Southwestern France). *Hydrobiologia* **391**, p. 113-126.
- Veyssy E.** (1998) Transferts de carbone organique, d'azote et de phosphore des bassins versants aux estuaires de la Gironde et de l'Adour (sud-ouest de la France). Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 281 pp.
- Veyssy E., Maneux E. and Etcheber H.** (1998) Transport de matières organiques par les systèmes fluviaux de l'Adour et de la Nivelle. Deuxième rencontre du Réseau Zones Ateliers GIP Hydrosystèmes, 30<sup>th</sup> Avril 1998, Biarritz, France, p. 27-38.
- Veyssy E., Colas C., Etcheber H., Maneux E. and Probst J.L.** (1996) Transports fluviaux de carbone organique par la Garonne à l'entrée de l'estuaire de la Gironde. *Sciences Géologiques Bulletin (Strasbourg)* **49** (1-4), p. 127-153.
- Visser S.M., Sterk G. and Karsenberg D.** (2004) Wind erosion modelling in a Sahelian environment. *Environmental Modeling and Software* **20**, p. 69-84.
- Vivian C.M.G. and Massie K.S.** (1977) Trace metals in waters and sediments of the River Tawe, South Wales, in relation to local sources. *Environmental Pollution* **11**, p. 1-7.
- Vörösmarty C.J. and Meybeck M.** (2004) Responses of continental aquatic systems at the global scale: new paradigms, new methods *in* Kabat. P., Claussen M., Dirmeyer P.A., Gash J.H.C., Bravo de Guenni L., Meybeck M., Pielke R.A., Vörösmarty C.J., Hutjes R.W.A. and Lutkemeier S. eds., *Vegetation, Water, Humans and the Climate*, Berlin, Springer, p. 375-413.
- Vörösmarty C.J., Meybeck M., Fekete B., Sharma K., Green P. and Syvitski J.P.M.** (2003) Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change* **39**, p. 169-190.
- Vörösmarty C.J., Meybeck M., Fekete B. and Sharma K.** (1997a) The potential impact of neo-Castorization on sediment transport by the global network of rivers *Human Impact on Erosion and Sedimentation in* Walling D.E. and Probst J.L. eds., *Human impact on erosion and sedimentation*, Volume **245**, Wallingford, Michigan, IAHS Publication, p. 261-273.
- Vörösmarty C.J., Wasson R. and Richey J.** (1997b) Modelling the transport and transformation of terrestrial materials to freshwater and coastal ecosystems. Workshop Report, IGBP Report **39**, Stockholm, Sweden, International Geosphere-Biosphere Programme, 84 pp.
- Walling D.E. and Fang D.** (2003) Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change* **39**, p. 111-126.
- Walling D.E. and He Q.** (1999) Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements. *Journal of Environmental Quality* **28**, p. 611-622.
- Walling D.E.** (1998) Use of <sup>137</sup>Cs and other fallout radionuclides in soil erosion investigations: progress, problems and prospects. IAEA-TECDOC-1028, 39-62.
- Walling D.E.** (1997) The response of sediment yield to environmental change *in* Walling D.E. and Probst J.L. eds., *Human impact on erosion and sedimentation*, Volume **245**, Wallingford, IAHS Press, p. 77-89.
- Walling D.E.** (1990) Linking the field to the river: sediment delivery from agricultural land *in* Boardman J., Foster I.D.L. and Dearing J.A. eds., *Soil Erosion on Agricultural Land*, New York, Wiley, p. 129-151.
- Walling D.E. and Webb B.W.** (1988) The reliability of rating curve estimates of suspended sediment yield: some further comments *in* Bordas M.P. and Walling D.E. eds., *Sediment Budgets*, **174**, Wallingford, IAHS Publication, p. 337-350.



**Walling D.E.** (1987) Rainfall, runoff, and erosion of the land: a global review in Gregory K.Y. ed., *Energetics of Physical Environment*, London, UK, John Wiley and Sons, p. 89-117.

**Walling D.E., Bradley S.B. and Wilkinson C.J.** (1986) A caesium-137 budget approach to the investigation of sediment delivery of sediment delivery from a small agricultural drainage basin in Devon, UK, *Drainage basin sediment delivery*, Publ. 159, Wallingford, England, International Association of Hydrological Sciences.

**Walling D.E. and Webb B.W.** (1985) Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers. *Marine Pollution Bulletin* 16, p. 488-492.

**Walling D.E.** (1983) The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* 65, p. 209-237.

**Walling D.E. and Webb B.W.** (1983) Patterns of sediment yield. in Gregory K.J. ed., *Background to paleohydrology*, Chichester, U.K., John Wiley and Sons, p. 69-100.

**Walling D.E. and Webb B.W.** (1981) The reliability of suspended sediment load data, in *Erosion and sediment transport measurements*. Proceedings of the Florence symposium, June 1981, Florence, Italy, IAHS Publ. 133, 177-194.

**Walling D.E.** (1978) Suspended sediment and solute response characteristics of the river Exe, Devon, England in Davidson-Arnott R. and Nickling W. eds., *Research in fluvial systems*, Geoabstracts, Norwich, p. 169-197.

**Walling D.E.** (1977) Suspended sediments and solute response characteristics of the River Exe, Devon, England. in Davidson-Arnott R. and Nickling W. eds., *Research in fluvial geomorphology*, GeoAbstracts, Norwich, p. 169-197.

**Walling D.E. and Foster I.D.L.** (1975) Variations in the natural chemical concentration of river water during flood flows, and the lag effect: some further comments. *Journal of Hydrology* 26, p. 237-244.

**Walling D.E.** (1974) Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization in Gregory K.J. and Walling D.E. eds., *Fluvial processes in instrumented watersheds*, Volume 6, Institute of British geographers special publication, p. 169-192.

**Walsh R.P.D., Thornton G.J.P., Boulton M.A., Ellis A.C. and Palmer G.T.** (2000) Changes in the heavy metal pollution levels and dynamics in the Nant-y-Fendrod stream since 1966 with rehabilitation of the Lower Swansea Valley in Jones J.A.A., Gilman K., Jigorel A. and Griffin J. eds., *Water in the Celtic World: Managing Resources in the 21st Century*. 2nd Inter-Celtic Colloquium, University of Aberystwyth, 3-7 July, *British Hydrological Society Occasional Paper* 11, p. 331-338.

**Wang X.C., Chen R.F. and Gardner G.B.** (2004) Sources and transport of dissolved and particulate organic carbon in the Mississippi River estuary and adjacent coastal waters of the northern Gulf of Mexico. *Marine Chemistry* 89, p. 241-256.

**Warren L.A. and Haack E.A.** (2000) Biogeochemical controls on metal behaviour in freshwater environments. *Earth Science Reviews* 54, p. 261-320.

**Webb B.W. and Walling D. E.** (1982) The magnitude and frequency characteristics of fluvial transport in a Devon drainage basin and some geomorphic implications. *Catena* 9, p. 9-23.

**Webster J.G., Brown K.L. and Webster K.S.** (2000) Source and transport of trace metals in the Hatea River catchment and estuary, Whangarei, New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 34, p. 187-201.

**Wedepohl K.H.** (1995) The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, p. 1217-1232.

**Wehrli B. and Stumm W.** (1989) Vanadyl in natural waters: adsorption and hydrolysis promote oxygenation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, p. 69-77.

**Weibezahn F.H., Alvarez H. and Lewis W.M.** (1990) El Rio Orinoco como ecosistema, The Orinoco River as an Ecosystem. Caracas, University Simon Bolivar Press, 380 pp.

- Wenbo R., Zhenmin G., Zhusen Y. and Taiyi L.** (2004) Geology and geochemistry of the Shangmanggang red clay-type gold deposit in West Yunnan. *Journal of Geochemical Exploration* **84**, p. 105-125.
- Wenzel W.W., Brandstetter A., Pollak M.A., Mentler A. and Blum W.E.H.** (1995) Seasonal changes of organic matter, pH, nitrogen and some metals in forest topsoils in Austria: a case study of two soils with and without a litter layer. Environmental Impacts of Soil Component Interactions, part II, Toxic Metals, Other Inorganics and Microbial Activities. **Chap. 8**, CRC Press, Boca Raton, FL, USA, p. 85-95.
- Wesselink A.J., Orange D., Feizouré C.T. and Randriamiarisoa.** (1996) Les régimes hydroclimatiques et hydrologiques d'un bassin versant de type tropical humide: l'Oubangui (République Centrafricaine), L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement. Mélanges à la Mémoire de Jean Rodier (1914-1994), Paris 3-4 mai 1995, Volume **238**, IAHS Publ., p. 179-194.
- White S., Garcia-Ruiz J.M., Marti C., Alvera B. and Del Barrio G.** (1997) Sediment transport in a high mountain catchment in the Central Spanish Pyrenees. *Physic and Chemistry of the Earth* **22**, p. 377-380.
- Wilcock P.R.** (2001) Toward a practical method for estimating sediment-transport rates in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* **26**, p. 1395-1408.
- Williams G.P.** (1989) Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology* **111**, p. 89-106.
- Wilson N.J., Craw D. and Hunter K.** (2004) Contributions of discharges from a historic antimony mine to metalloid content of river waters, Marlborough, New Zealand. *Journal of Geochemical Exploration* **84**, p. 127-139.
- Wilson L.** (1973) Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation. *American Journal of Science* **273**, p. 335-349.
- Windom H., Smith R., Niencheski F. and Alexander C.** (2000) Uranium in rivers and estuaries of globally diverse, smaller watersheds. *Marine Chemistry* **68**, p. 307-321.
- Windom H.L., Byrd J., Smith R., Hungspreugs M., Dharmvanij S., Thumtrakul W. and Yeats P.A.** (1991) Trace metal-nutrient relationships in estuaries. *Marine Chemistry* **32**, p. 177-194.
- Windom H.L., Smith R.G. and Rawlinson C.** (1989) Particulate trace metal composition and flux across the southeastern U.S. continental shelf. *Marine Chemistry* **27**, p. 283-297.
- Wischmeier W.H. and Smith D.D.** (1978) Predicting Soil Erosion Losses: a guide to conservation planning. USDA Agricultural Handbook **537**, 58 pp.
- Woodward J.C.** (1995) Patterns of erosion and suspended sediment yield in Mediterranean river basins in I.D.L. Foster A.M.G., B.W. Webb ed., Sediment and Water Quality in River Catchments, Chichester, John Wiley and Sons, p. 365-389.
- Worrall F., Burt T. and Adamson J.** (2003) Controls on the chemistry of runoff from an upland peat catchment. *Hydrological Processes* **17**, p. 2063-2083.
- Wu T.H., McKinnell W.P. and Swanston D.N.** (1979) Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska. *Canadian Geotechnical Journal* **16**, p. 19-33.
- Yang C.T.** (1973) Incipient motion and sediment transport. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE* **99**, p. 1679-1704.
- Ying W., Batley G.E. and Ahsanullah M.** (1992) The ability of sediment extractants to measure the bioavailability of metals in three marine invertebrates. *The Science of the Total Environment* **125**, p. 67-84.
- Yudovich Y.E. and Ketris M.P.** (2005) Arsenic in coal: a review. *International Journal of Coal Geology* **61**, p. 141-196.

**Zhang J. and Huang W.W.** (1993) Dissolved trace metals in the Huanghe: the most turbid large river in the world. *Wat. Res.* **27**, p. 1-8.

**Zhang L., O'Neill A. and Lacy S.** (1995) Spatial analysis of soil erosion in catchments: a review of modelling approaches. International Congress on Modelling and simulation (MODSIM95). *Water Resources and Ecology* **3**, p. 58-64.

**Zhang S., Gan W.B. and Ittekkot V.** (1992) Organic matter in large turbid rivers: the Huanghe and its estuary. *Marine Chemistry* **38**, p. 53-68.



# TABLE DES ILLUSTRATIONS

## CHAPITRE I

Figure I - 1 : Rejaillissement ( <i>splash</i> ) suite à l'impact d'une goutte de pluie (source M. Ritter, crédit NRCS)... 31	31
Figure I - 2 : Stades de dégradation de la surface du sol et formation d'une « croûte de battance » sous l'action des pluies (d'après Boiffin, 1984)..... 33	33
Figure I - 3 : Photo illustrant l'érosion en nappe ou « sheet erosion » (source M. Ritter, crédit NRCS)..... 35	35
Figure I - 4 : Photo présentant l'érosion en ravins observée dans les Alpes de Haute Provence, exemple des bassins expérimentaux de Draix..... 36	36
Figure I - 5 : Relation entre le gradient critique de pente et l'aire de drainage du haut de pente pour l'initiation de ravins. Données de Californie, Oregon et Sierra Nevada (Montgomery et Dietrich, 1988), du Colorado (Patton et Schumm, 1975), de Belgique centrale (Poesen et al., 1995), Belgique centrale par photographies aériennes (Vandaele et al., 1995), South Downs (Boardman, 1992), Nord Est de la France (I.G.N., 1983), Portugal du Sud (Vandaele et al., 1995). ..... 37	37
Figure I - 6 : Bilan de <sup>137</sup> Cs à l'échelle des bassins versants (Walling et al., 1986)..... 40	40
Figure I - 7 : Domaines du transport en suspension et du transport de fond. .... 41	41
Figure I - 8 : Diagramme représentant l'échelle de temps des processus analysés en fonction de l'échelle du site d'étude (d'après Verstraeten et Poesen, 2001a modifiée). ..... 43	43
Figure I - 9 : Equilibre d'une particule posée sur le fond d'un chenal (Degoutte, 2001). ..... 44	44
Figure I - 10 : Courbe d'entraînement des particules d'après les expériences de Shield (1935) et Bagnold (1966). La dispersion des résultats est soulignée par la zone en grisé. .... 45	45
Figure I - 11 : Diagramme conceptuel des bilans de sédiments transportés par charriage (d'après Hughes et al., 2003). ..... 47	47
Figure I - 12 : Diagramme conceptuel des apports en suspension à la rivière (Hugues et al., 2003 modifié)..... 49	49
Figure I - 13 : Distribution théorique des champs de vitesse, des concentrations et des flux en MES. .... 51	51
Figure I - 14 : Exemple de section montrant les intensités rétrodiffusées de l'ADCP le long d'un profil sur l'Amazonie et positionnement des prélèvements de MES sur les verticales..... 53	53
Figure I - 15 : Méthode d'estimation du flux global de sédiments à l'océan par extrapolation ( <i>Ai</i> représentant la surface totale des terres émergées). ..... 61	61
Figure I - 16 : Variations des courbes de tendance avec la taille des bassins pour 7 catégories topographiques (d'après Milliman et Syvitski, 1992)..... 63	63
Figure I - 17 : Courbes hypsométriques caractéristiques du cycle de l'érosion d'après Strahler (1952). ..... 66	66
Figure I - 18 : Exemple pour le calcul de l'intégrale hypsométrique (d'après Hurtrez et al., 1999). ..... 66	66
Figure I - 19 : Relation entre la morphologie du bassin et les courbes et intégrales hypsométriques (d'après Hurtrez et al., 1999). ..... 66	66
Figure I - 20 : Relations empiriques entre les taux de dénudation (en échelle log) et les précipitations moyennes annuelles établies à partir de huit études (Figure synthétisée par Riebe et al., 2001): a, Fournier (1960); b, Rango (1970); c, Walling and Webb (1983); d, Ohmori (1983); e, Wilson (1973); f, Douglas (1967); g, Langbein and Schumm (1958); h, Judson and Ritter (1964). ..... 67	67
Figure I - 21 : Taux d'érosion mécanique calculés à partir du modèle et comparés aux taux observés sur 80 bassins de drainage. Trois bassins montrant une forte déviation entre les taux observés et calculés ont été exclus (les fleuves Apalachicola, Rhône et Chari). D'après Harrison, 2000..... 70	70
Figure I - 22 : Flux de sédiments spécifiques (t.km <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup> ) sur les continents modélisés avec les relations empiriques (Ludwig, 1997). ..... 75	75
Figure I - 23 : Débits moyens et taux d'érosion de sédiments par zones climatiques. .... 76	76
Figure I - 24 : Synthèse de la modélisation de Syvitski et al. (2003). Comparaison avec les flux mesurés..... 76	76
Figure I - 25 : Protocole de prédiction des taux de piégeage de sédiments pour les grands réservoirs (d'après Vörösmarty et al., 2003). ..... 79	79
Figure I - 26 : Répartition géographique globale des taux de piégeage des sédiments retenus dans les grands barrages étudiés (Vörösmarty et al., 2003)..... 79	79
Figure I - 27 : Courbe des indices NAO (d'après Sarachik et Alverson, 2000). ..... 82	82
Figure I - 28 : Evolution des débits (moyenne mobile sur 5 ans) de différentes rivières en comparaison de l'évolution de l'indice NAO (d'après Milliman, 2001)..... 83	83
Figure I - 29 : Méthode de classification et de croisement des données topographiques, climatiques et d'occupation du sol pour le SIG Erosion des bassins versants Adour, Garonne, et Dordogne employée par Maneux (1998). ..... 86	86
Figure I - 30 : Carte du risque d'érosion des sols : croisement de l'indice de Fournier, de la pente, de l'érodibilité du sol et de l'indice de protection du sol par la végétation (Maneux, 1998). ..... 86	86

## CHAPITRE II

Figure II - 1 : Présentation topographique du Bassin Aquitain (MNT issus des données du BRGM).....	94
Figure II - 2 : Présentation des bassins versants majeurs du système Adour-Garonne-Dordogne.....	97
Figure II - 3 : Superficie relative des types d'utilisation des sols pour les bassins versants majeurs (d'après Veyssy, 1998 ; données Ministère de l'agriculture et de la forêt, 1993).....	97
Figure II - 4 : Réseau d'observation du Sud-Ouest de la France (les sites d'échantillonnages sont représentés par des cercles annotés, références et caractéristiques dans Tableau II - 1).....	98
Figure II - 5 : Contribution en apports d'eau des différents tributaires des bassins Adour-Garonne aux deux exutoires. Ces répartitions sont basées sur des moyennes de débits annuels (données Dren Aquitaine et Midi Pyrénées). La valeur des Coteaux de Gascogne a été calculée à partir du débit pluriannuel ( $11,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) de la Baïse (superficie $1327 \text{ km}^2$ ) étendue à la superficie totale des Coteaux de Gascogne ( $8130 \text{ km}^2$ ). NB : la station de la Réole n'intègre pas la totalité des apports des rivières des Coteaux de Gascogne (e.g. non inclus, le Dropt ou Ciron), l'extrapolation des flux solides de la Baïse a été faite sur une superficie de $5580 \text{ km}^2$ .....	100
Figure II - 6 : Distribution des débits spécifiques interannuels des bassins étudiés.....	101
Figure II - 7 : Variations interannuelles des débits autour de la moyenne interannuelle pour le Bassin de la Garonne et comparaison avec la Dordogne et l'Adour.....	102
Figure II - 8 : Variation interannuelles des débits autour de la moyenne interannuelle pour les Bassins de l'Adour et de la Nivelle.....	103
Figure II - 9 : Conditions hydrologiques annuelles des sites étudiés (comparaison entre les débits annuels $Q_a$ et les moyennes interannuelles ; données Dren Aquitaine, Midi-Pyrénées).....	105
Figure II - 10 : Comparaison entre les débits mensuels en 2002 et 2003 avec les débits mensuels pluriannuels sur le bassin versant de la Garonne.....	106
Figure II - 11 : Contexte météorologique en février et décembre 2003 (cartes produites par le Bureau de la connaissance des milieux aquatiques, direction de l'Eau, Ministère de l'Environnement, données Météo-France).....	107
Figure II - 12 : Comparaison entre les débits mensuels en 2002 et 2003 avec les débits mensuels pluriannuels sur le bassin versant de l'Adour (Adour et Gaves).....	108
Figure II - 13 : Comparaison entre les débits mensuels en 2002 et 2003 avec les débits mensuels pluriannuels sur le bassin versant de l'Adour (Nive des Aldudes, Nive, Nivelle et Midouze).....	109
Figure II - 14 : Exemples d'installation - à gauche, installation d'un préleveur sur le canal de dérivation de la Nive des Aldudes (pisciculture Ispéguy) ; à droite, installation sur un des affluents du Riou Mort (Firmi).....	111
Figure II - 15 : Appareil à filtration des MES.....	112
Figure II - 16 : Schéma explicatif des débits et champs de vitesse à travers une section (d'après les cours d'Hydrologie Générale d'André Musy, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 2004).....	114
Figure II - 17 : Photo du LECO CS 125.....	116
Figure II - 18 : Evolution temporelle des concentrations en COD d'échantillons de retenue sans traitement conservés à température ambiante et à l'obscurité (Dehors, séries 1 et 2) ou au réfrigérateur jusqu'à l'analyse (Coynel, 2000).....	117
Figure II - 19 : Photo du Shimadzu TOC 5000.....	119
Figure II - 20 : Exemple d'une courbe de calibration (gamme $0-10 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) utilisées pour la détermination des concentrations en COD ; les surfaces sont des moyennes sur trois répliquats montrant des coefficients de variation (CV%) inférieurs à la précision de 2% (Cauwet, 1994) sauf concernant le blanc ( $\sim 11\%$ ).....	119
Figure II - 21 : Dispositif de centrifugation.....	120
Figure II - 22 : Véhicule laboratoire de terrain.....	122
Figure II - 23 : Protocole schématique des différentes extractions sélectives (Audry, 2003) ; les cellules grisées correspondent aux extractions (ascorbate et HCl) menées dans le cadre de notre étude.....	124
Figure II - 24 : photos de l'ICP-MS Perkin Elmer Elan 5000.....	126

## CHAPITRE III

Figure III - 1 : 1 <sup>ère</sup> page - Evolution des débits journaliers et des concentrations en MES mesurées dans la Garonne (à son exutoire à La Réole), la Dordogne et l'Isle au cours des cycles hydrologiques 1999-2002 (1999-2003 pour la Garonne) ; 2 <sup>ème</sup> page - Evolution des débits journaliers et des concentrations en MES mesurées dans les Gaves, l'Adour et le Lot au cours des cycles hydrologiques 2000-2003 (1999-2003 pour le Lot).....	140
Figure III - 2 : Variations des concentrations en MES journalières avec les débits journaliers (Q) pour la Garonne à La Réole entre 1994 et 1998 ; les flèches indiquent le sens de rotation des hystérésis.....	142
Figure III - 3 : Débits journaliers (Qj) de la Garonne à son exutoire (La Réole) et de ses principaux tributaires en 1994 (en haut) et 1996 (en bas), deux années très humides (débits annuels : $880$ et $808 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) A : Garonne exutoire (La Réole), B : Garonne amont à Castelsarrazin, C : Tarn, D : Aveyron, E : Lot. Les ellipses correspondent aux crues majeures sur le Tarn coïncidant avec des hystérésis antihoraires pour la Garonne à La Réole.....	143

Figure III - 4 : Relation entre les concentrations en MES et les débits pour l'Adour en 2000 et 2003.....	145
Figure III - 5 : Evolution des concentrations des MES journalières en fonction des débits journaliers de l'Adour (année 2000), sous la forme d'hystérésis orthogrades (partie 1) et soulignant l'existence d'une source additionnelle dans la partie 2.....	145
Figure III - 6 : Cycles d'hystérésis (MES prélevées toutes les 6 heures associées aux débits horaires) lors d'une crue composée de trois pics sur la Nive des Aldudes (1 <sup>er</sup> : 30/11/02 2h00 – 2/12/02 2h00 ; 2 <sup>ème</sup> : 2/12/02 8h00 – 3/12/02 8h00 ; 3 <sup>ème</sup> : 3/12/02 14h00 -5/12/02 14h00).....	146
Figure III - 7 : Photo d'un éboulement sur la Nive des Aldudes début 2003.....	146
Figure III - 8 : Variabilité mensuelle des flux journaliers en MES de huit rivières ; la zone grise représente l'intervalle interquartile entre le 1 <sup>er</sup> et le 3 <sup>ème</sup> quartile ; les extrémités des barres représentent le flux journalier minimum et maximum ; le cercle noir et la croix représentent respectivement la médiane et la moyenne. Les débits spécifiques mensuels moyens de la période d'étude sont figurés par la courbe noire en gras ; les débits spécifiques mensuels pluriannuels sont représentés par des courbes en pointillés.....	148
Figure III - 9 : A – Courbe des débits classés de la Garonne à la Réole pour 4 années hydrologiquement distinctes et courbe de débits classés interannuelle déterminée pour la période 1959-2001 ; B- Répartition des flux cumulés en MES pour des classes de débits donnés de la Garonne à la Réole pour 4 années hydrologiquement distinctes ; les débits annuels (Qa) et les flux annuels en MES (F <sub>MES</sub> ) sont indiqués. ....	151
Figure III - 10 : Courbe des débits classés et Répartition des flux cumulés en MES pour des classes de débits donnés sur la Nive des Aldudes en 2002 et la Nivelles en 1996 ; 2002 et 1996 sont deux années hydrologiquement similaires.....	152
Figure III - 11 : Evolution des flux sur la Nive des Aldudes (2002), les Gaves (2002), la Garonne (2002) et la Nivelles (1996 et 2002) durant l'année – importance des événements brefs.....	153
Figure III - 12 : Map of the main river systems draining the Adour-Garonne basin (Southwest France). The two sampling sites are represented by black dots. Water discharges record and hydrological situation during study periods for the Garonne and the Nivelles Rivers are specified. The empty circles represent the mean annual discharges of the Garonne and the Nivelles Rivers in 1959-2001 and 1969-2001 respectively and the full circles correspond to our study periods; the thick lines illustrate the means calculated during these periods.....	159
Figure III - 13 : Temporal variation of water discharge (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ) and SPM concentration (mg l <sup>-1</sup> ) for three hydrological cycles of the Garonne River, characteristic of dry (A in 1997), mean (B in 1995) and wet (C in 1994) years. Records of discharges and SPM concentrations of the Nivelles River from December 1995 to December 1996 are presented in (D).....	164
Figure III - 14 : Empirical relation between SPM* (discharge-weighted suspended particulate matter concentration) and mean annual water discharges for the Garonne River. Best fit is obtained with a linear model (R = 0.92). Dotted lines represent lines of equal annual SPM fluxes (F <sub>SPM</sub> ) expressed in 10 <sup>6</sup> t yr <sup>-1</sup> .....	165
Figure III - 15 : Results of simulated SPM flux estimates for the Garonne River. The 0% level represents reference SPM fluxes calculated from the complete dataset. The filled circles represent median values and bold bars represent precision (10-quantile and 90-quantile) of results obtained by different frequency simulations. In each sampling model (M1-M6) the years 1994-2002 are presented from left to right.....	168
Figure III - 16 : Results of simulated SPM flux estimates for the Nivelles River. The 0% level represents reference SPM flux calculated from the complete dataset. The filled circles represent median values and bold bars represent precision (10-quantile and 90-quantile) of results obtained by different frequency simulations. ....	169
Figure III - 17 : Temporal variability of SPM fluxes expressed by the relation between cumulative SPM fluxes and cumulative time; G = Garonne River. Dashed lines represent 0.3% of time (= 1 day). ....	170
Figure III - 18 : Comparison of maximum error percentages for simulated SPM flux estimates for the Garonne River and the Nivelles River as a function of sampling frequency (number of samples per month). Note the number of samples per month is at log scale.....	170
Figure III - 19 : Courbes de durée – Flux cumulés en MES (classés par ordre décroissant) en fonction du temps cumulé pour différents systèmes ; les courbes ont été calculées à partir des flux de 2001 sur toutes les rivières sauf les Gaves (2002) et la Nive (2002) et la Nivelles (1996 et 2002). La courbe « Nivelles 1996(2) » est basée sur un sous-échantillonnage de la banque de données de 1996 : les données horaires ont été moyennées (arithmétiquement) pour obtenir une seule concentration par jour. Rq : les données Nivelles 2002 ne présentent pas une forme épurée en raison de prélèvement non régulier (2h à journalier).....	176
Figure III - 20 : Pourcentage du flux total de MES (FMES) transporté en 1% du temps en fonction de la taille des bassins versants (km <sup>2</sup> ). Melarchez : données Cemagref ; Grand Morin et Marne : données CGE-Vivendi ; Seine : données SNS Rouen ; Rhône Alpin : Meybeck inédit (données O.F.E.H. Berne) - références dans Meybeck, 2001. ....	178
Figure III - 21 : Résultats des flux simulés pour la Charente (en 2001), l'Isle (en 2001), l'Adour (en 2001), les Gaves réunis (en 2002), le Lot (en 2001), la Dordogne (en 2001) et la Nive des Aldudes (en 2002). La valeur 0% représente le flux de référence calculé à partir de la banque de données complète ; les ronds : valeurs médianes,	

les barres en gras : les 10 <sup>ème</sup> -centiles et 90 <sup>ème</sup> centiles. Les fréquences d'échantillonnage des modèles (M1, M1* ..., M11) sont indiquées dans Tableau III - 3.....	179
Figure III - 22 : A - Comparaison des erreurs maximales des flux en MES simulés pour la Charente, l'Isle, l'Adour, les Gaves réunis, le Lot, la Dordogne et la Nive des Aldudes en fonction de la fréquence d'échantillonnage (nombre d'échantillons par mois) ; l'échelle du nombre d'échantillons est en échelle log. B - Comparaison des erreurs maximales des flux en MES simulés entre la Nivelle (1996) et la Nive des Aldudes (2002) en fonction de la fréquence d'échantillonnage. ....	181
Figure III - 23 : Résultats des flux en MES simulés de la Nivelle ; Nivelle 1996 : banque de données originale (fréquence d'échantillonnage : 2h) ; Nivelle 1996(2) : banque de données sous-échantillonnée (fréquence journalière par cumul -moyenne arithmétique des valeurs toutes les 2h- et un flux de référence estimé à 7000 t ; Nivelle 1996(3) : banque de données sous-échantillonnée (fréquence journalière par cumul -moyenne arithmétique des valeurs toutes les 2h- et un flux de référence estimé à 11 000 t.....	182
Figure III - 24 : Relations entre les concentrations en MES et les débits de la Garonne à la Réole pour différentes années (1994-2003).....	187
Figure III - 25 : Courbes de transport sédimentaire pour la Garonne à La Réole issues des régressions de type puissance et polynomial (Qs : débit spécifique).....	188
Figure III - 26 : Enregistrement des débits journaliers de la Garonne à la Réole entre 1994 et 2003. ....	189
Figure III - 27 : Corrélation entre les valeurs a et b des courbes de transport des bassins du Sud-Ouest de la France (régression type puissance ; $C=aQ^b$ ou $C=aQ_s^b$ ) établies à partir des relations entre MES et Q (débits journaliers ou horaires ; $m^3.s^{-1}$ ) et entre MES et Qs (débits spécifiques ; $l.s^{-1}.km^{-2}$ ). ....	191
Figure III - 28 : Corrélation entre les valeurs a et b des courbes de transport de différents tributaires du Rhin (Asselman, 2000). ....	192
Figure III - 29 : Détail sur la disposition des coefficients a et b pour les rivières avec plus de 3 ans de suivi....	194
Figure III - 30 : Méthodologie pour accéder aux coefficients de régression des courbes de transport tronquées à partir de la banque complète de données annuelles des concentrations et débits journaliers (A ; cas de la Garonne à la Réole), limitée aux valeurs de débits supérieures à 1,5 fois le débit pluriannuel Qm (B) et en changeant de repère (C). ....	196
Figure III - 31 : Relation entre les MES# et les pentes des courbes de transport tronquées ; toutes les données du suivi (A), moyennes pluriannuelles (B). ....	197
Figure III - 32 : Droites de régression tronquées pour les bassins étudiés. ....	198
Figure III - 33 : Variogrammes des débits spécifiques de la Garonne à La Réole. ....	200
Figure III - 34 : Correspondance entre les valeurs des pentes des courbes de transport et les pentes des fonctions variogrammes à 5j (à gauche) et avec $\gamma(t)$ à 30 jours de la Garonne à la Réole. ....	201
Figure III - 35 : Relation entre $\gamma(t)$ des débits spécifiques à 30 jours et les flux annuels en MES de la Garonne à la Réole entre 1994 et 2003.....	201
Figure III - 36 : Corrélation entre les indices de sensibilité à l'érosion ( $I_{ero}$ , Maneux, 1998) et les pentes des courbes de transport tronquées ; la courbe de corrélation a été tracée à partir des bassins représentés par les carrés noirs. ....	202
Figure III - 37 : Courbes de transport sédimentaire pour la Garonne à La Réole ; Y1 : régression linéaire et Y2 : régression polynomiale d'ordre 3 sur la période 1994-1998, données rassemblées et séparées individuellement par année. ....	207
Figure III - 38 : Courbes de transport sédimentaire pour le Lot à Temple ; Y1 : régression linéaire et Y2 : régression polynomiale d'ordre 2 sur la période 1999-2003, données rassemblées et traitées individuellement par année. ....	209
Figure III - 39 : Courbes de transport sédimentaire tronquées pour la Garonne à La Réole sur la période 1994-1998, données rassemblées et traitées individuellement par année; YT : flux prédits à partir des régressions tronquées pour des débits supérieurs à 1,5 Qm ; MES moyenne : moyenne arithmétique des concentrations pour des débits inférieurs à 1,5 Qm et à partir de laquelle est prédit un flux ; le flux estimé correspond à la somme des deux flux prédits Les valeurs entre parenthèse correspondent à l'erreur entre les flux mesurés et les flux prédits. ....	211
Figure III - 40 : Courbes de transport sédimentaire tronquées pour le Lot à Temple sur la période 1999-2003, données rassemblées et traitées individuellement par année; YT : flux prédits à partir des régressions tronquées pour des débits supérieurs à 1,5 Qm ; MES moyenne : moyenne arithmétique des concentrations pour des débits inférieurs à 1,5 Qm et à partir de laquelle est prédit un flux ; le flux estimé correspond à la somme des deux flux prédits Les valeurs entre parenthèse correspondent à l'erreur entre les flux mesurés et les flux prédits. ....	212
Figure III - 41 : Comparaisons entre les flux prédits et les flux mesurés à partir de six techniques différentes effectuées sur la Garonne à La Réole.....	214
Figure III - 42 : Relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels de la Garonne à la Réole pour la période 1994-2003. La valeur de 2003 s'écarte de cette relation en raison des conditions exceptionnelles : un étiage excessivement sec encadré par deux crues majeures dont celles de décembre, où tous les barrages sur le	



Lot ont été ouverts. L'analyse des variogrammes des débits a mis en évidence ce caractère exceptionnel (Figure III - 33).	215
Figure III - 43 : Reconstitution des flux annuels en MES depuis 1959 à partir de la relation reliant les flux (1994-2003) et les débits annuels.	215
Figure III - 44 : Comparaisons entre les flux prédits et les flux mesurés à partir de six techniques différentes effectuées sur la Garonne à La Réole.	217
Figure III - 45 : Relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels du Lot à Temple pour la période 1994-2003 ; les triangles noirs représentant les années 1999, 2000, 2001 et 2003 n'ont pas été utilisées pour définir la régression.	218
Figure III - 46 : Reconstitution des flux annuels en MES depuis 1974 à partir de la relation reliant les flux annuels (1994-2003) et les débits annuels.	218
Figure III - 47 : Evolution des concentrations en MES sur la Nive des Aldudes et la Nive d'Arnéguy lors d'un événement de crue en 2002.	223
Figure III - 48 : Carte géologique simplifiée du bassin du Dourdou Amont (d'après Aude et al., 2004) sur laquelle est localisée la formation permienne des Rougiers de Camarès.	225
Figure III - 49 : Photographie des Rougiers de Camarès.	225
Figure III - 50 : Rapport entre les débits journaliers sur les Gaves de Pau et d'Oloron en fonction des débits journaliers des Gaves Réunis (à gauche) ; Relation entre les concentrations en MES en fonction du rapport des débits journaliers des Gaves de Pau et d'Oloron.	226
Figure III - 51 : Contributions des débits annuels des principaux tributaires aux débits annuels de la Garonne à la Réole ; les débits annuels (en haut ; données Diren Midi-Pyrénées) et les flux annuels de MES (en bas) de la Garonne à La Réole sont également indiqués sous la forme de courbe.	227
Figure III - 52 : Distribution des flux annuels en MES ; les flux manquants correspondent à la différence entre les flux mesurés à la Réole et la somme de ceux du Lot à Temple (Audry et al., 2004a) et de la Garonne Amont (Probst et al., 2005).	229
Figure III - 53 : Relation entre les flux annuels « manquants » et les débits annuels « manquants » (en haut) et entre les flux annuels « manquants » et les débits annuels du Tarn (en bas) ; les flux annuels mesurés entre 1995/1996 à Moissac auquel est soustrait celui de l'Aveyron (Maneux, 1998) et en 2003 sur le Tarn sont indiqués (carrés gris).	230
Figure III - 54 : Répartition des flux annuels en MES des principaux affluents de la Garonne en 2003 ; les valeurs entre parenthèses tiennent compte de l'incertitude sur le flux annuel sur la Garonne Amont <i>sensu stricto</i> – les valeurs en gras correspondent à la valeur minimale du flux annuel.	232
Figure III - 55 : Répartition des flux annuels en MES des principaux affluents de la Garonne en 2003 lors de la crue de février et décembre 2003.	232
Figure III - 56 : Cercle de corrélation des variables et espace des individus. Notation des variables – YMES, taux spécifiques d'érosion en t/km <sup>2</sup> /an ; Ero, pourcentage de superficie du bassin présentant une forte érodibilité du sol (Maneux, 1998) ; CoefD : coefficient de drainage en km/km <sup>2</sup> ; Veg : pourcentage de surface du bassin dont le sol est non protégé par la végétation ; Pluv : pluviométrie moyenne annuelle (61-90) du bassin en mm/an ; Hmin et Hmax : altitude minimale et maximale du réseau hydrographique. Qa : débit spécifique moyen annuel en l/s/km <sup>2</sup> du bassin durant la période de mesure des flux en MES ; Shyd : pente hydraulique moyenne en % ; Aire : superficie du bassin en km <sup>2</sup> .	236
Figure III - 57 : Situation hydrologique de la Nive des Aldudes en 2002 - Comparaison entre les débits mensuels 2002 et débits mensuels pluriannuels (1920-2003).	239
Figure III - 58 : Carte géologique simplifiée des deux bassins versants retenus dans nos analyses. Le réseau hydrographique est figuré en bleu. Les traits rouges correspondent aux failles principales.	240
Figure III - 59 : Carte topographique de la zone d'étude. Le réseau hydrographique est simplifié aux rivières les plus importantes. Les traits gris épais délimitent les 3 sous bassins des Aldudes et le bassin d'Arnéguy.	240
Figure III - 60 : Photographie de terrasses fluviales perchées – Détail de terrasse fluviale.	241
Figure III - 61 : Profils longitudinaux des Nives d'Arnéguy, des Aldudes et d'Hayra. La distance est calculée le long de la rivière principale et les altitudes repérées sur les cartes de l'IGN au 1/25 000 <sup>e</sup> . Les domaines hachurés sous les profils de la rivière d'Hayra et de la Nive d'Arnéguy montrent les zones où ces profils s'écartent d'un profil logarithmique d'équilibre (d'après Hurtrez et al., soumis).	242
Figure III - 62 : Relief moyen en fonction de la distance.	243
Figure III - 63 : Localisation des figures d'érosion sur le bassin des Aldudes.	246
Figure III - 64 : Carte de sensibilité relative à l'altération des formations du bassin des Aldudes (Lescure, 2003).	246
Figure III - 65 : Exemples d'action anthropique sur le bassin des Aldudes- A : Travaux de modernisation des exploitations (effet PAC) avec mise aux normes des bâtiments d'élevage, élargissement des voies d'accès ; B : Effet de piétinement sur pâturage par troupeaux de porcs en liberté avec formation de départ de fines ; C : Formation de colluvions suite à la transformation de châtaigniers en prairie ; D et E : Effet du travail du sol dans	

le sens de la pente pour semer l'herbe se traduisant par un départ de fines et la formation de rigoles par effets de ruissellement ..... 249

## CHAPITRE IV

Figure IV - 1 : Le cycle global du carbone durant les années 1990. Les réservoirs de carbone (rectangles) sont en Gt C ; les flux de carbone (flèches) sont en Gt C.an <sup>-1</sup> (Grace, 2001).....	261
Figure IV - 2 : Relation entre les concentrations en MES (TSS) et le % de COP contenu dans les MES à l'échelle globale; les losanges indiquent la moyenne (x) accompagnée de la déviation standard (s) pour des niveaux de concentration en MES différents (d'après Ittekkot et Laane, 1991, modifié).....	263
Figure IV - 3 : Relation entre les concentrations en COP (ppm) et le pourcentage de carbone moderne (pM en %) dans les MES (Kao et Liu, 1996).....	264
Figure IV - 4 : Relation entre les résultats des attaques acides et des incubations pour divers échantillons (Taillez, 2004 ; BV : bouchon vaseux).....	266
Figure IV - 5 : Transports de COT (COP+COD) pour différents régimes climatiques (Meybeck, 1982).....	266
Figure IV - 6 : Débits moyens annuels (1965-1991) et taux d'érosion (1970-1991) ; la ligne verticale marque la limite entre les deux périodes de production de sédiment coïncidant avec le début des constructions de routes (d'après Kao et Liu, 1996).....	268
Figure IV - 7 : Exemple de la variabilité temporelle des concentrations en COD (DOCs) en fonction des débits (Butturini et Sabater, 2000) représentant une courbe d'hysteresis.....	269
Figure IV - 8 : Influence de l'altitude sur les concentrations en COD (Seyler et al., sous presse).....	271
Figure IV - 9 : Bilan des flux annuels de COP aux zones côtières et estuariennes du sud du Golfe de Gascogne (References- <sup>(a)</sup> : Veyssy 1998 et Veyssy et al., 1999; <sup>(b)</sup> : données calculées à partir de Abril et al., 2002 et <sup>(c)</sup> : notre étude). Les débits (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ) et les superficies (km <sup>2</sup> ) des différents bassins sont donnés à titre d'information. Le bassin de la Nivelle est en jaune, ceux des petits bassins montagneux sont en rouge.....	275
Figure IV - 10 : A) Location of the Nivelle drainage Basin and sampling station (represented by a star). B) Vegetation map of the Nivelle Basin.....	278
Figure IV - 11 : Discharges and POC concentrations in the Nivelle River during 1996.....	279
Figure IV - 12 : Relationship between POC contents (%of dry weight) and SPM concentrations from the Nivelle River at Saint Pée-sur-Nivelle.....	283
Figure IV - 13 : Water discharges and POC contents (%) during successive floods in autumn 1996. After eight floods, a POC threshold is observed, marked by a dashed line (POC = 3%).....	284
Figure IV - 14 : Seasonal evolution of mean POC contents (%) at different flood peaks in 1996. Two POC recharges (A and B) are observed.....	285
Figure IV - 15 : (A) Relationship between POC and SPM concentrations (in mg.l <sup>-1</sup> ) vs. water discharge (m <sup>3</sup> /s) during the 27 July 1996 flood event showing hysteresis. (B) Relationship between POC concentrations (mg.l <sup>-1</sup> ) and water discharges from the first floods (the third flood: the first major flood event) to the last one recorded in December 1996. The black arrow directions indicate the evolution of POC during flood and the long grey arrow displays the decrease of POC concentrations during successive floods.....	287
Figure IV - 16 : Temporal variability of SPM and POC fluxes expressed by the relation between cumulative SPM and POC fluxes (listed from the highest fluxes) and cumulative time.....	288
Figure IV - 17 : Particulate Organic Carbon inputs to coastal zones by rivers of the Southern Bay of Biscay (References: <sup>(a)</sup> : data from Veyssy 1998 and Veyssy et al., 1999; <sup>(b)</sup> : data calculated from Abril et al., 2002 and <sup>(c)</sup> : our study). Water discharges (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ) and areas (km <sup>2</sup> ) of different watersheds are given for information.....	290
Figure IV - 18 : Situation des sites d'observation et des principaux tributaires du Congo ; les lignes rouges délimitent les sous-bassins, la ligne noire en pointillés représente les limites de la Cuvette Congolaise.....	297
Figure IV - 19 : Carte de végétation de l'Afrique Centrale (Laporte et al., 1997).....	297
Figure IV - 20 : Comportement annuel moyen des concentrations en MES, COP et COD en fonction des débits moyens mensuels sur l'Oubangui.....	298
Figure IV - 21 : Map of the Congo Basin showing the location of the four sampling sites (the three subcatchments are hatched) and the hydrographs of the Congo River at the outlet and the Oubangui River at Bangui station.....	304
Figure IV - 22 : Distribution of mean annual POC contents (Figure A) and DOC concentrations (Figure B) in the world's river clustered by climate [data from Meybeck, 1993b and Meybeck and Ragu, 1996 unless specified; Weibezahn et al., 1990 <sup>(a)</sup> ; Gordeev et al., 1996 <sup>(b)</sup> ; Carson et al., 1998 <sup>(c)</sup> ; Holmes et al., 2002 <sup>(d)</sup> ; Lobbes et al., 2000 <sup>(e)</sup> ; Köhler et al., 2003 <sup>(f)</sup> ; Seyler et al., in press <sup>(g)</sup> ; this study <sup>(h)</sup> ]. COLD - Mackenzie (1 <sup>b,c</sup> ), Alpine Rhone (2), N Dvina (3), Pechora (4), Ob (5 <sup>d,f</sup> ), Lena (6 <sup>b,d</sup> ), Amur (7), Yenisey (8 <sup>d,e,f</sup> ), Moose (9), Yukon (10), Beni (11), Mamore (12); TROPICAL DRY - Gambia (13), Orange (14), Zambesi (15), Niger (16), Murray (17); TROPICAL WET - Nile (18), Ganges (19), Brahmaputra (20), Negro (21 <sup>g</sup> ), Solimoes (22 <sup>g</sup> ), Madeira (23 <sup>g</sup> ), Trombetas (24 <sup>g</sup> ), Tapajos (25 <sup>g</sup> ), Xingu (26 <sup>g</sup> ), Amazone (27 <sup>g</sup> ), Caroni (28), Caura (29), Orinoco (30 <sup>a</sup> ), Sanaga (31), Tuy (32), Parana (33); TEMPERATE - Huang He (34), Danube (35), Loire (36), Mississippi (37), Ohio	

(38), Peace (39), Rhine (40), St. Lawrence (41), Kuban (42), Don (43), Dniepr (44), Choroch (45), Changjiang (46), Pee Dee (47), Rioni (48), Seine (49), Rhone (50); CONGO BASIN – Mpoko (51 <sup>h</sup> ), Oubangui (52 <sup>h</sup> ), Ngoko (53 <sup>h</sup> ), Congo outlet (54 <sup>h</sup> ).	309
Figure IV - 23 : The Oubangui River at Bangui station; Time-series of monthly water discharges (Q) and TSS concentrations (Figure A), POC contents in TSS (Figure B) and DOC concentrations (Figure C) for six hydrological cycles (from November 90 to October 96).	311
Figure IV - 24 : The Oubangui River at Bangui station; relationship between monthly TSS concentrations and water discharges from 1992 to 1995 showing clockwise hysteresis.	312
Figure IV - 25 : The Oubangui River at Bangui station; relationship between monthly “average” TSS and POC concentrations versus mean monthly water discharges (Figure A), between “average” TSS concentrations and POC contents versus mean monthly water discharges (Figure B), between “average” DOC concentrations versus mean monthly water discharges (Figure C), showing hysteresis loops.	313
Figure IV - 26 : Mpoko River at Nzongo station; relationship between monthly “average” TSS and DOC concentrations versus mean monthly water discharges.	314
Figure IV - 27 : Ngoko River at Moloundou station; temporal distribution of monthly water discharges, TSS, POC and DOC concentrations.	315
Figure IV - 28 : A-The Congo River at Kinshasa/Brazzaville station; relationship between monthly “average” DOC concentrations versus mean monthly water discharges; B-Temporal variability of DOC fluxes as a function of “Cumulative monthly DOC fluxes versus cumulative monthly water discharges”.	316
Figure IV - 29 : Variation of individual POC contents versus TSS concentrations for the four stations of the Congo-Zaire Basin.	318
Figure IV - 30 : Concentration en COD en fonction du pourcentage de forêts sur différents bassins (Seyler et al., sous presse).	337

## CHAPITRE V

Figure V - 1 : Concentrations en Cd dissous et particulaire sur les principaux affluents de l’Estuaire de la Gironde et sur le Riou Mort.	346
Figure V - 2 : Localisation du bassin du Riou Mort (Decazeville) et des principaux barrages sur le Lot.	348
Figure V - 3 : Profil vertical des activités de <sup>137</sup> Cs calculées, taux de sédimentation et géochronologie associés (à gauche) et concentration en Cd dans la retenue de Cajarc (d’après Audry et al., 2004c).	348
Figure V - 4 : Estimation des flux de cadmium le long du continuum « Riou Mort/Lot/Garonne pour l’année 2000 (d’après Blanc et al., sous presse).	349
Figure V - 5 : Hydrogramme de la Garonne à la Réole en 2003 ; les débits mensuels sont des moyennes pluriannuelles établies entre 1913-2002.	352
Figure V - 6 : Répartition interannuelle et lors des deux crues (février et décembre 2003) des débits des principaux tributaires de la Garonne à l’exutoire.	352
Figure V - 7 : Concentrations moyennes en ETM à La Réole lors des deux événements de crue de 2003 (les barres indiquent les concentrations minimales et maximales).	353
Figure V - 8 : Comparaisons entre les flux en ETM mesurés sur la Garonne à la Réole avec ceux sur l’Aveyron, le Tarn et le Lot.	354
Figure V - 9 : Comparaison des flux liquides, en MES et en ETM particulières lors des deux crues en 2003 avec les flux annuels de 1999 à 2002.	355
Figure V - 10 : Map of the study area and the three sampling sites of the Lot watershed shown by a grey star (the outlet at Temple) and by black circles (BP, Boisse Penchot and RM, Riou Mort); B – daily water discharges in m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> (grey area) and SPM concentrations in mg.l <sup>-1</sup> (black circles) during 2003 at the Temple station; C – Hourly water discharges in m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> (grey area) and SPM concentrations in mg.l <sup>-1</sup> every 3 hours (black circles) during the December flood at the Temple station.	364
Figure V - 11 : Temporal variations of dissolved trace metal concentrations (measured every 3h) and hourly water discharges during the flood event at the outlet of the Lot watershed (Temple site).	372
Figure V - 12 : Temporal variations of particulate trace metal concentrations (measured every 3 h) and hourly water discharges during the flood event at the outlet of the Lot watershed (Temple site).	376
Figure V - 13 : Correlations between the particulate concentrations of V, U and Co with As (group A), between the particulate concentrations of Ni, Pb and Cr with As (group B), and between the particulate concentrations of Zn and Sb with Cd (group C) during the December flood at Temple site. Monthly trace metal concentrations during the 1999-2002 period are also shown.	377
Figure V - 14 : Evolution of relative contribution of particulate metal concentration (ratio between particulate concentration and total [dissolved + particulate] concentration) as a function of water discharge during the December flood at Temple site.	379
Figure V - 15 : Evolution of log partition coefficient (K <sub>d</sub> ) versus log SPM concentration at Temple site during the December flood event.	381

Figure V - 16 : Evolution of particulate trace metal concentrations as a function of SPM concentrations during the flood event at Temple site (hysteresis loops); star symbol represents the starting point/first sample (04/12/03 16:00).	383
Figure V - 17 : Log partition coefficients of trace elements as a function of dissolved concentration (A) and as a function of particulate concentration (B).	384
Figure V - 18 : Evolution of dissolved trace metal concentration versus water discharges during the flood event at Temple site, showing complex hysteresis loops; star symbol represents the starting point/first sample (04/12/03 16:00).	387
Figure V - 19 : Examples of hysteresis loops for particulate trace metal concentrations and water discharge during the flood events at Temple site.	388
Figure V - 20 : A - A - Plot of Cd/Th vs. As/Th in SPM collected at Temple site during the december flood event – the mean of ratios of Boisse Penchot (BP) and Riou Mort (RM) are also shown. B – Plot of particulate Cd concentrations vs. Zn/Cd ratios at the three sites during the flood events. C – Plot zoom of concentrations vs. Zn/Cd ratios at the Temple site; samples corresponding to domain (I-IV) defined in A are identified.	390
Figure V - 22 : Profils des concentrations particulaires totales en Sb dans les sédiments de Cajarc et Marcenac (d'après Caule, 2004).	403
Figure V - 23 : Cercle des corrélations (plan F1-F2) des MES, des concentrations en ETM dissous (noté d) et ETM particulaires (noté p).	406
Figure V - 24 : Représentation des reconstructions dans l'espace des individus (plan F1-F2).	406
Figure V - 25 : Concentrations en V, Cd et Pb particulaires extraites par les extractions sélectives par HCl et ascorbate des MES du Lot à Temple lors de la crue de décembre 2003.	410
Figure V - 26 : Contributions moyennes (%) de la fraction métallique extraite par HCl (1N) et par ascorbate à la teneur métallique totale sur les MES du Lot lors de la crue de décembre 2003 (les barres indiquent les minimum et maximum observés).	411
Figure V - 27 : Variations mensuelles des concentrations en ETM dissous à Temple en 2002 et 2003 (hors données crue) et débits journaliers (Q); les valeurs maximales lors de la crue de décembre sont indiquées. Seul un échantillon ponctuel (9/12) appartenant au suivi mensuel représente la fin de crue cinquantennale.	413
Figure V - 28 : Variations mensuelles de la température, des concentrations en oxygène dissous et du pH du Lot à Temple (les débits journaliers sont indiqués).	415
Figure V - 29 : Relation entre les concentrations mensuelles en As, Mo et Zn dissous en fonction des concentrations mensuelles en O <sub>2</sub> dissous sur le Lot à Temple (années 2002 et 2003).	416
Figure V - 30 : A - Evolution des concentrations mensuelles en Mn dissous et des débits journaliers sur le Lot à Temple durant l'année 2003. B - Evolution des concentrations (toutes les 3 heures) en Mn dissous et des débits horaires sur le Lot lors de la crue de décembre 2003.	416
Figure V - 31 : Découpage des composantes de l'écoulement fluvial sur un hydrogramme de crue simple (d'après Probst et Bazerbachi, 1986), analogue à l'hydrogramme de la crue de décembre 2003 sur le Lot.	417
Figure V - 32 : Relation entre les concentrations en Zn dissous et Cd dissous en fonction des concentrations en Mn dissous (les points en gris correspondent aux crues de février et décembre 2003) sur le Lot à Temple durant 2003.	419
Figure V - 33 : Relation entre les concentrations en As et Mo dissous et les débits journaliers sur le Lot à Temple pour la période 2002-2003 hors événements de crue majeurs.	419
Figure V - 34 : Photographie du site Vieille Montagne.	423
Figure V - 35 : Photographie de la mine à ciel ouvert « la Découverte ».	424
Figure V - 36 : Photographie des terrils localisés à côté de l'Usine UMICORE.	424
Figure V - 37 : Réseau hydrographique simplifié du Bassin de Decazeville réalisé à partir de la carte topographique de l'IGN au 1/50 000 <sup>e</sup> .	426
Figure V - 38 : Carte géologique simplifiée du Bassin de Decazeville réalisée à partir de la carte géologique du BRGM au 1/50 000 <sup>e</sup> .	426
Figure V - 39 : Localisation des quatre sites de prélèvements et des sous-bassins associés.	429
Figure V - 40 : Transect sur la rivière pour la mesure de débit (photo DIREN) – Calendrier des jaugeages réalisés sur le Riou Mort à FIRMI et le Riou Viou au MOULIN.	430
Figure V - 41 : Jaugeage du Riou Viou au site du MOULIN, le 9 janvier 2004.	430
Figure V - 42 : Riou Viou au MOULIN : Courbe de tarage tracée à partir des jaugeages réalisés.	433
Figure V - 43 : Hydrogrammes des débits horaires reconstitués (Qh) sur le Riou Viou au MOULIN (en haut) et débits horaires sur le Riou Mort à JOANIS (en bas ; données DIREN Midi-Pyrénées). La ligne en pointillée indique le plus fort niveau de débits jaugés.	433
Figure V - 44 : Relations entre les débits horaires du Riou Viou (MOULIN) et ceux du Riou Mort (JOANIS).	433
Figure V - 45 : Riou Mort à FIRMI : Courbe de tarage tracée à partir des jaugeages réalisés.	435

Figure V - 46 : Hydrogrammes des débits horaires reconstitués (Qh) sur le Riou Mort à FIRMI (en haut) et débits horaires sur le Riou Mort à JOANIS (en bas ; données DIREN Midi-Pyrénées). La ligne en pointillée indique le plus fort niveau de débits jaugés. ....	435
Figure V - 47 : Relation entre les débits horaires du Riou Mort à FIRMI et ceux du Riou Mort à JOANIS. ....	435
Figure V - 48 : Relation entre les débits journaliers sur le Riou Viou à USINE et les débits journaliers du Riou Mort à l'exutoire (JOANIS) ; les données étant fournies par l'Usine, aucune explication ne peut être donnée pour interpréter les deux points s'écartant de la courbe de tendance. ....	436
Figure V - 49 : Hydrogramme des débits journaliers (Qj) sur le Riou Viou au site USINE. ....	436
Figure V - 50 : Débits moyens annuels (Qa) et superficies (A) des sous-bassins du Riou Mort (le sous-bassin de l'Enne + Banel est défini comme la différence entre celui de USINE et celui du MOULIN ; la zone restante correspond à la différence entre l'exutoire à JOANIS et les trois sous-bassins). ....	438
Figure V - 51 : Débits journaliers et concentrations journalières en MES sur les quatre sites. ....	440
Figure V - 52 : Variations mensuelles de la température, de la conductivité, des concentrations en oxygène dissous et du pH sur les quatre sites du bassin de Decazeville. ....	442
Figure V - 53 : Comparaison entre les concentrations moyennes annuelles en ETM dissous aux sites USINE, FIRMI et MOULIN en fonction des concentrations annuelles à JOANIS. ....	444
Figure V - 54 : Evolution des concentrations en MES lors de la crue du 06/06/03 sur le Riou Mort amont à FIRMI. Le tableau indique les résultats des concentrations en MES de prélèvements manuels effectués à différentes positions le 6/06/03 à 1h00 et de celle obtenue avec le préleveur automatique. ....	449
Figure V - 55 : Cercle des corrélations (plan F1-F2). ....	450
Figure V - 56 : Evolution des concentrations en MES, V, U, Cd et Cu dissous lors de la crue du 6/06/03 sur le Riou Mort amont à FIRMI. ....	451
Figure V - 57 : Evolution des concentrations en U dissous (cumul sur 6 jours maximum) en fonction de l'hydrologie (débits journaliers établis à FIRMI, en échelle log) sur le Riou Mort à FIRMI entre le 1 <sup>er</sup> novembre 2003 et le 1 <sup>er</sup> avril 2004. ....	453
Figure V - 58 : Schéma conceptuel des variations saisonnières de U dissous en fonction du niveau de la nappe (A : nappe haute ; B : nappe basse). ....	454
Figure V - 59 : Relation entre V et U dissous sur le Riou Mort amont (site de FIRMI) entre juillet 2003 et septembre 2004. ....	455
Figure V - 60 : Evolution des concentrations en U dissous et de l'hydrologie (débit journalier) sur le Riou Mort (JOANIS) ; les flèches noires soulignent les tendances observées ; les flèches grises indiquent deux montées des eaux liées à des orages. ....	457
Figure V - 61 : Evolution des concentrations en Cd dissous du Riou Viou au MOULIN et de l'hydrologie (débits journaliers) sur le Riou Mort à JOANIS. ....	458
Figure V - 62 : Relations entre les débits du Riou Mort et les concentrations en Cd dissous sur le Riou Viou au MOULIN. ....	459
Figure V - 63 : Evolution des rapports Zn/Cd dissous (A), As/Sb dissous (B) et des débits journaliers dans le temps du Riou Mort à JOANIS ; les flèches soulignent les tendances observées. ....	459
Figure V - 64 : Evolution de la contribution relative (rapport) des débits journaliers du Riou Viou au MOULIN par rapport à ceux du Riou Viou USINE. Les débits journaliers de JOANIS sont indiqués. ....	461
Figure V - 65 : Comparaison des variations mensuelles de conductivité sur le Riou Viou au MOULIN et à USINE (la période est étendue à fin 2004 pour valider les variations saisonnières. ....	461
Figure V - 66 : Comparaison des concentrations en As (A) et Sb (B) du Riou Viou au MOULIN avec celles de USINE ; les courbes sont des moyennes mobiles de période 30 jours ; les débits journaliers (Qj) du Riou Mort à JOANIS sont indiqués. ....	462
Figure V - 67 : Comparaison entre les concentrations moyennes annuelles en ETM particulière aux sites USINE, FIRMI et MOULIN en fonction des concentrations annuelles à JOANIS (exutoire du bassin). ....	465
Figure V - 68 : Carte de localisation des prélèvements des stream sediments. ....	468
Figure V - 69 : Corrélation entre les concentrations en Cu et Ni des stream sediments. ....	470
Figure V - 70 : Comparaison des concentrations en V et Cd des MES pour différentes situations hydrologiques. ....	474
Figure V - 71 : Relation entre les concentrations en V d'un côté et Cr, Th et U des étés 2003 et 2004 et des cinq épisodes de crue (Tableau V - 17 ; les tirets représentent toutes les valeurs annuelles mesurées au cours de l'année sans distinction ni de site ni de situation hydrologique) sur le bassin de Decazeville. Les données de la crue de février et décembre 2003 sur le Tarn à Montauban, le Lot à Temple et la Garonne à la Réole ont été superposés à ces relations. ....	475
Figure V - 72 : Evolution du rapport Zn/Cd en fonction des concentrations en Cd des MES des 4 sites et des stream sediments. ....	478
Figure V - 73 : Domaines des rapports Zn/Cd en fonction des concentrations en Cd des MES des 4 sites. ....	478

Figure V - 74 : Valeurs moyennes, dixième centiles et quatre-vingt-dixième centiles du coefficient de répartition (Kd) pour les quatre sites de prélèvement.....	480
Figure V - 75 : Localisation des prélèvements (étoiles) lors de la crue du 9 janvier 2003.....	483
Figure V - 76 : Répartition spatiale des ETM dissous lors de l'événement de crue du 9 janvier 2004 (les valeurs des concentrations moyennes mondiales sont figurées par un trait rouge (Tableau V - 1). Les barres d'erreur des concentrations correspondent à la variabilité temporelle des concentrations lors de la crue du 9 janvier 2004..	484
Figure V - 77 : Répartition spatiale des ETM particulaires lors de l'événement de crue du 9 Janvier 2004 (les valeurs des concentrations moyennes mondiales sont figurées par un trait rouge (Martin et Meybeck, 1979; Martin et Whitfield, 1983). Les barres d'erreur des concentrations correspondent à la variabilité temporelle des concentrations lors de la crue du 9 janvier 2004.....	485
Figure V - 78 : Position des prélèvements sur le profil longitudinal du tronçon « confluence Riou Mort/Riou Viou – Joanis.....	486
Figure V - 79 : Concentrations en U, Cd, V, Zn, Ni, As, Sb et Cu dissous du profil longitudinal.....	487
Figure V - 80 : Evolution de la contribution en U, V, As, Cd, Zn et Ni dissous (filtration à 0,02µm) par rapport aux concentrations 0,2µm en %. Les concentrations en U, V, As, Cd, Zn et Ni dissous total sont également indiquées.....	489
Figure V - 81 : Extrait de la carte au 1/50000 <sup>e</sup> sur laquelle est surlignée en rouge une faille majeure traversant la partie ouest du bassin versant de Decazeville ; les anomalies observées sont figurées par des cercles rouges, représentant des zones probables de libération de Zn, Cd et Ni.....	490
Figure V - 82 : Erosion du bassin du PTN.....	492
Figure V - 83 : Confluence du PTN avec le Riou Mort.....	492
Figure V - 84 : Taux d'érosion nets des sous-bassins du bassin de Decazeville pour la période d'étude.....	494
Figure V - 85 : Relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels (Qa) sur le Riou Mort à JOANIS.....	496
Figure V - 86 : Evolution des flux cumulés en ETM particulaires en fonction du temps.....	500
Figure V - 87 : Evolution des flux cumulés en ETM dissous en fonction du temps.....	502

# LISTE DES TABLEAUX

## CHAPITRE I

Tableau I - 1 : Formulation de l'équation universelle des pertes de terre (Wischmeier et Smith, 1978). .....	57
Tableau I - 2 : Estimations des flux de MES ( $F_{SPM}$ ) apportés aux océans et des flux spécifiques ( $Y_{SPM}$ ) ( <sup>1</sup> : références dans Holeman, 1968 ; <sup>2</sup> : référence Fournier, 1960 ; <sup>3</sup> : référence Milliman et Meade, 1983). .....	60
Tableau I - 3 : Caractéristiques et flux de sédiments des principaux fleuves du monde (données de Milliman et Meade, 1983) et Meade (1996) ; NB <sup>*</sup> , <sup>#</sup> : les valeurs de ces deux bassins seront revues dans le chapitre 4. ....	61
Tableau I - 4 : Gamme de flux spécifiques (assimilés à des taux d'érosion nets) pour différentes classes de superficie de bassins (d'après les données de Milliman et Meade, 1983). .....	62
Tableau I - 5 : Exemples de taux d'érosion de rivières de Nouvelle Zélande (Hicks et Griffiths, 1992). .....	63
Tableau I - 6 : Estimation des flux de sédiments des îles des Hautes-Terres du Pacifique du Sud-Ouest (valeurs et références issues de Lyons et al., 2002). .....	64
Tableau I - 7 : Coefficients de corrélation entre le taux d'érosion mécanique (exprimés pour la relation en log) et onze variables pouvant être des facteurs de contrôle de l'érosion (morphométriques, hydrologiques et climatiques) des principaux fleuves mondiaux (d'après Summerfield et Hulton, 1994). .....	68
Tableau I - 8 : Liste des paramètres testés par Ludwig et Probst (1998) sur 60 bassins. Les coefficients de corrélation avec les taux d'érosion sont indiqués lorsque les régressions sont significatives ( $P < 0.1$ ). .....	71
Tableau I - 9 : Evaluation de l'érodibilité des matériaux (Montier et al., 1998). .....	73
Tableau I - 10 : Indices de résistance à l'érosion mécanique selon le type de roches (Probst, 1992). .....	73
Tableau I - 11 : Paramètres moyens des bassins de drainage par « zones climatiques », avec n le nombre de rivières testées ; Coefficients de détermination obtenus par Syvitski et al., 2003 avec comme indication les valeurs des coefficients de détermination ( $R^2$ ) ; Q étant les débits ( $m^3.s^{-1}$ ), $Q_s$ les flux solides ( $kg.s^{-1}$ ) et Y les taux d'érosion ( $t.km^{-2}.an^{-1}$ ). .....	76

## CHAPITRE II

Tableau II - 1 : Référence des stations et caractéristiques des bassins étudiés (les débits et débits spécifiques sont des valeurs moyennes interannuelles ; données DIREN Aquitaine, Midi Pyrénées). .....	98
Tableau II - 2 : Récapitulatif des périodes d'étude des différentes stations. .....	99
Tableau II - 3 : Fréquence d'échantillonnage des différents sites (journalier inst : instantané = ponctuel). .....	111
Tableau II - 4 : Différence constatée sur les concentrations en COD d'une série d'échantillons conservée et traitée de manière différente, entre le moment de leur prélèvement et 92 jours plus tard (Coynel, 2000). .....	118
Tableau II - 5 : Limites de détection ( $3\sigma$ ) des ETM par dosages avec les deux ICP-MS. .....	127
Tableau II - 6 : Justesse et reproductibilité du dosage des ETM par ICP-MS calculées par l'analyse du standard SLRS-4 (ICP-MS Perkin Elmer Elan 5000). .....	128
Tableau II - 7 : Justesse et reproductibilité du dosage des ETM par ICP-MS calculées par l'analyse du standard SLRS-4 (ICP-MS Thermo Elemental X7 Série). .....	128

## CHAPITRE III

Tableau III - 1 : Valeurs maximales de concentrations en MES avec débits journaliers ( $m^3.s^{-1}$ ) et débits spécifiques ( $l.s^{-1}.km^{-2}$ ) correspondants - (* : débits horaires) sur différents bassins du Sud-Ouest de la France. 138	
Tableau III - 2 : General data on basin watersheds. .....	160
Tableau III - 3 : Overview of the different models applied on the two river systems. .....	163
Tableau III - 4 : Results of simulations for the Garonne River (A) and the Nivelle River (B). .....	167
Tableau III - 5 : Synthèse des résultats de l'analyse des variabilités temporelles des flux liquides et solides – Pourcentage de flux liquide (W) et de MES transportés (MES) en 1%, 5%, 25 et 50% du temps (classés par ordre décroissant des flux en MES). Les rapports entre les flux de MES véhiculés en 1% et les flux liquides correspondants ( $MES_{1\%}.W_{1\%}$ ) peuvent être des indicateurs des régimes de transport. .....	177

Tableau III - 6 : Résultats des courbes de type puissance ( $[MES]=aQ^b$ ) où figurent les coefficients a et b, les débits annuels (Qa), les maxima journaliers de concentration en MES (mg/l) et de débit. NB : les concentrations maximales ne sont pas nécessairement associées aux maxima de débit. ....	187
Tableau III - 7 : Valeurs des coefficients a et b issus de régressions type puissance significatives ( $C=aQ^b$ ou $C=aQ_s^b$ ) par la méthode des moindres carrés pour les différents bassins étudiés avec Q étant les débits journaliers ou horaires ( $m^3.s^{-1}$ ) et $Q_s$ , les débits spécifiques ( $l.s^{-1}.km^{-2}$ ) ; r : coefficient de corrélation. ....	190
Tableau III - 8 : Valeurs moyennes des pentes et MES# pour les bassins étudiés. ....	198
Tableau III - 9 : Flux prédits sur la Garonne à partir de différentes techniques ; M1 : type polynomial en espace arithmétique ; M2 : type linéaire en espace logarithmique ; M3 : type polynomial en espace logarithmique ; M4 : courbes tronquées - type puissance en espace logarithmique ; M5 : relation entre les flux annuels et la variance $\gamma$ à 30 jours ; M6 : relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels. ....	214
Tableau III - 10 : Flux prédits sur le Lot à partir de différentes techniques en utilisant dans un cas les données 1999-2003 comme jeu de calibration et 1994-1998 comme jeu de validation et inversement dans l'autre cas ; M1 : type polynomial en espace arithmétique ; M2 : type linéaire corrigé en espace logarithmique ; M3 : type polynomial en espace logarithmique ; M4 : courbes tronquées - type puissance en espace logarithmique ; M5 : relation entre les flux annuels et la variance $\gamma$ à 30 jours ; M6 : relation entre les flux annuels en MES et les débits annuels ; nd : flux non déterminés car relation non significative entre $\gamma(t)$ et les flux annuels en MES. ....	216
Tableau III - 11 : Résultats des flux moyens annuels ( $F_{MES}$ en $10^3$ t/an) établis sur la période d'étude, des flux spécifiques ( $Y_{MES}$ en $t/km^2/an$ ) moyen, minimum et maximum, des débits interannuels ( $Q_{pa}$ en $m^3/s$ ) et débit moyen annuel établis sur la période d'étude ( $Q_a$ en $m^3/an$ ), des différents bassins du Sud-Ouest de la France ; <sup>a</sup> : Probst et al., 2005 ; <sup>b</sup> : Maneux, 1998. ....	222
Tableau III - 12 : Caractéristiques morphologiques des bassins étudiés (Hurtrez et al., soumis). ....	242
Tableau III - 13 : Résultats des régressions dans le repère arithmétique des différents bassins étudiés (avec, pour un bassin donné, $Q_a$ le débit annuel de l'année étudiée, $Q_{pa}$ le débit pluriannuel, $Q_{max}$ le débit journalier maximum, $MES_{max}$ la concentration journalière maximale durant l'année étudiée et $F_{MES}$ le flux de MES en tonnes). ....	253

## CHAPITRE IV

Tableau IV - 1 : Estimations des concentrations en COP, des apports fluviaux en eau (Q) et en COP ( $10^{12}$ gC) vers les océans, classées par types de climats ou par continents (Ludwig, 1997). ....	267
Tableau IV - 2 : Concentrations moyennes et taux d'exportation de COP pour des rivières de Nouvelle Zélande (Lyons et al., 2002). ....	267
Tableau IV - 3 : Estimations des réservoirs de carbone contenu dans les sols (d'après Post et al., 1982). ....	270
Tableau IV - 4 : Estimations des concentrations en COD, des apports fluviaux en eau (Q) et en COP ( $10^{12}$ gC) vers les océans, classées par types de climats ou par continents (Ludwig, 1997). ....	271
Tableau IV - 5 : Data bank at Saint Pée-sur-Nivelle in 1996: POC concentrations (expressed in % and in $mg.l^{-1}$ ) and corresponding water discharges (Q in $m^3.s^{-1}$ ) and suspended particulate matter concentrations (SPM in $mg.l^{-1}$ ). ....	280
Tableau IV - 6 : Physical characteristics of the Congo/Zaire River and its tributaries (watershed areas; interannual water discharges $Q_a$ ; interannual specific water discharges $Q_a^*$ ; percentage of forest area and sampling period). ....	305
Tableau IV - 7 : Average annual water discharges (Q) and specific water discharges ( $Q^*$ ) during the study period; average concentrations of TSS, POC and DOC and POC contents. Values are indicated for different hydrological stages (Hydrol.): high water levels ( $Q_m > 2000$ $m^3/s$ for the Oubangui River; $Q_m > 200$ $m^3/s$ for the Mpoko River; $Q_m > 700$ $m^3/s$ for the Ngoko River and $Q_m > 34000$ $m^3/s$ for the Congo River) and low waters levels. ....	307
Tableau IV - 8 : Average annual TSS, POC, DOC and TOC budgets for the Congo/Zaire River and its tributaries (Tg: $10^6$ t). ....	310
Tableau IV - 9 : Comparison of TSS yields ( $Y_s$ ) and organic carbon yields and fluxes in the three major tropical rivers and its tributaries draining savannah or wet forest zones ([Amazon Basin: Meade et al., 1985; Richey et al., 1986; Moreira-Turcq et al., 2003; Seyler et al., in press, Filizola and Guyot, in press; ANEEL: Brazilian National Agency for Water and Energy], [Orinoco Basin: Paolini et al., 1987; Lewis and Saunders, 1989; Weibezahn et al., 1990]). ....	320
Tableau IV - 10 : Organic carbon fluxes (F) and yields (Y) from world major rivers ranked by drainage area; Area, drainage area; $Q_{nat}$ , water discharge (pre-impoundments); $M_s$ sediment discharge (pre-impoundments); data sources in Meybeck and Ragu (1996) unless specified. (1) this work; Meade et al., 1985; Richey et al., 1986	



and Seyler et al. in press, (2) Köhler et al. (2003) and references therein, (3) Lobbes et al. (2000), (4) Gordeev et al. (1996) (5) Telang (1985) quoted by Gordeev et al. (1996) (6) Weibezahn et al. (1990), (7) Holmes et al. (2002), (8) Carson et al. (1998). Mississippi and Nile sediment and/or water discharges are now much affected by reservoir and irrigation.....	324
Tableau IV - 11 : Stocks de matière organique en tC.km <sup>-2</sup> dans différents types d'environnements (adapté d'après Thurman, 1985).....	336

## CHAPITRE V

Tableau V - 1 : Valeurs moyennes des ETM dissous et particuliers ( <sup>1</sup> : CC, composition de la croûte continentale, Wedepohl, 1995 ; <sup>2</sup> : Chester, 1990 ; <sup>3</sup> : Martin et Meybeck, 1979; <sup>4</sup> : Martin et Whitfield, 1983 ; <sup>5</sup> : Gaillardet et al., 2003).....	345
Tableau V - 2 : Overview on trace element concentration in certified reference materials, dissolved (<0.2 µm; <0.02 µm) and particulate flood samples. Means of concentrations in interstitial water (IW) of reservoir lake sediments, concentrations in rain water (rain) of the Lot watershed are shown. Trace element flux data of the flood are presented and compared to annual fluxes. Xd and Xp: dissolved concentration and particulate concentration; $\bar{X}_d$ and $\bar{X}_p$ Q<430: mean values of dissolved and particulate concentrations observed in mean discharge situations at Temple site (Q<430m <sup>3</sup> /s).....	368
Tableau V - 3 : Matrix of correlations.....	374
Tableau V - 4 : Estimated contribution of different source areas to SPM flux. References (1) : Mean heavy metal concentrations (Cd, Zn et Pb ; mg/kg) in the first 10 cm of the two sediment cores retrieved in 2001 at Cajarc and Temple (Audry et al., 2004c). (2) : Mean integrated heavy metal concentrations (Cd, Zn et Pb ; mg/kg) in the two sediment cores retrieved in 2001 at Cajarc and Temple (Audry et al., 2004b). ....	394
Tableau V - 5 : Revue bibliographique de différentes procédures d'extraction (d'après Wenzel et al., 1995) et des phases porteuses correspondantes (la correspondance des chiffres romains est indiquée en bas du tableau ; pour une référence citée, les chiffres arabes correspondent à la nomination des fractions dans l'étude donnée – par exemple, dans Goldberg et Smith, 1984 les deux auteurs ont déterminés une phase « 1 » regroupant les phases porteuses I et II de la nouvelle dénomination de Wenzel et al., 1995).....	408
Tableau V - 6 : Concentrations moyennes en ETM dissous (valeurs minimum, maximum et écartype) sur les quatre sites du bassin de Decazeville durant notre période d'étude ; dl : limite de détection .....	443
Tableau V - 7 : Contribution de la fraction métallique <0,02µm à la fraction dissoute « totale <0,2µm » ; x (moyenne), min (minimum mesuré), n=nombre de valeurs. Les valeurs ne sont pas données pour Pb et Th car de nombreuses valeurs sont inférieures aux limites de détection.....	445
Tableau V - 8 : Comparaison des concentrations moyennes en ETM dissous avec les moyennes mondiales (cf. valeurs Tableau V - 1).....	446
Tableau V - 9 : Concentrations en ETM dissous (µg.l <sup>-1</sup> ) de différents systèmes fluviaux.....	447
Tableau V - 10 : Matrice des variances-covariances lors de la crue du 6 juin 2003. ....	450
Tableau V - 11 : Concentrations moyennes en ETM particulaires (valeurs minimum, maximum et écartype et n=nombre d'éch.) sur les quatre sites du bassin de Decazeville durant notre période d'étude. ....	464
Tableau V - 12 : Comparaison des concentrations moyennes en ETM particulaires avec les moyennes mondiales (cf. valeurs dans le Tableau V - 1). ....	465
Tableau V - 13 : Concentrations en ETM particulaires (mg.kg <sup>-1</sup> ) de différents systèmes fluviaux. ....	466
Tableau V - 14 : Résultats des analyses en ETM particulaires (en mg.kg <sup>-1</sup> ) des stream sediments (données Dabrin 2004, pour la localisation des échantillons, voir la correspondance entre les n° et la Figure V - 67) ; cv : coefficient de variation.....	469
Tableau V - 15 : Matrice des corrélations (R), n=36 échantillons.....	469
Tableau V - 16 : Concentration en ETM particulaires des stream sediments correspondant au bruit de fond géochimique.....	472
Tableau V - 17 : Débits journaliers pour les périodes étudiées à l'Exutoire du bassin de Decazeville à Joanis (en été, moyenne des débits journaliers). ....	473
Tableau V - 18 : Rapport Zn/Cd dans les MES collectées sur les quatre sites du Riou Mort. ....	478
Tableau V - 19 : Flux d'eau et de MES sur les quatre sites. ....	493
Tableau V - 20 : Flux liquides et solides pour différentes gammes de débits pour la période juillet 2003 – juillet 2004 sur le Riou Mort à l'exutoire (JOANIS, n : nombre de jours). ....	494
Tableau V - 21 : Flux annuels d'ETM dissous et particulaires (Cr et Th dissous ne sont pas indiqués compte tenu que plusieurs concentrations journalières sont inférieures aux limites de détections). ....	497
Tableau V - 22 : Contributions des flux particulaires en ETM par rapport aux flux totaux (%). ....	499
Tableau V - 23 : Contribution des événements de crue dans le transport annuel en ETM particulaires. ....	503
Tableau V - 24 : Contribution des événements de crue dans le transport annuel en ETM dissous. ....	503

Tableau V - 25 : Flux annuels d'ETM dissous et particulaires mesurés et estimés par « reconstitution » ; Flux RM+RV = somme des flux mesurés sur le Riou Viou à USINE avec les flux mesurés sur le Riou Mort Amont à FIRMI et avec les flux estimés sur le Riou Mort Aval.....	505
Tableau V - 26 : Comparaison des flux spécifiques annuels en ETM particulaires du Riou Mort avec d'autres systèmes ( <sup>1</sup> : Miller et al., 2003; <sup>2</sup> : Masson et al., soumis (moyenne 1999-2002 à La Réole); <sup>3</sup> : Tappin et al., 1996; <sup>4</sup> : Neal et Davies, 2003; <sup>5</sup> : Rondeau et al., sous presse; <sup>6</sup> : Horowitz et al., 2001a (moyenne 1996-1998); <sup>7</sup> : Seyler et Boaventura, 2003 ; <sup>8</sup> : NZ (rivières de Nouvelle Zélande), estimation basée sur les flux spécifiques moyens de MES de Hicks et Griffiths, 1992 et les concentrations en ETM particulaires de Carey et al., 2002).....	507
Tableau V - 27 : Comparaison des flux annuels en ETM dissous sur différents systèmes avec ceux du Riou Mort (lors de notre période d'étude ( <sup>1</sup> ) et en 2001 ( <sup>2</sup> ) Audry et al., 2005) et estimation de la contribution du Riou Mort ( <i>Contr. RM</i> en %) aux flux en ETM dissous à l'échelle globale ; ( <sup>3</sup> ) : Sherrell et Ross, 1999 (bassin « naturel ») ; (4) : Braungardt et al., 2003 (bassins miniers); (5) Gaillardet et al., 2003 ; (6) : Vörösmarty et Meybeck, 2004. Les débits annuels (Q) sont indiqués avec la gamme de variations des débits (minima et maxima de l'année ou de la période l'étude ; celui de Batso n'était pas indiqué et a été calculé à partir des flux en ETM et des concentrations) de même que la gamme de pH.....	508
Tableau V - 28 : Valeurs théoriques des flux particulaires « naturels » (estimés à partir du bruit de fond géochimique des stream sediments et du flux annuel de MES de 28300 t) et pourcentage d'apports anthropiques pour la période d'étude à JOANIS. ....	510

# **ANNEXES**

# I. CAMPAGNE « MALAUSE »

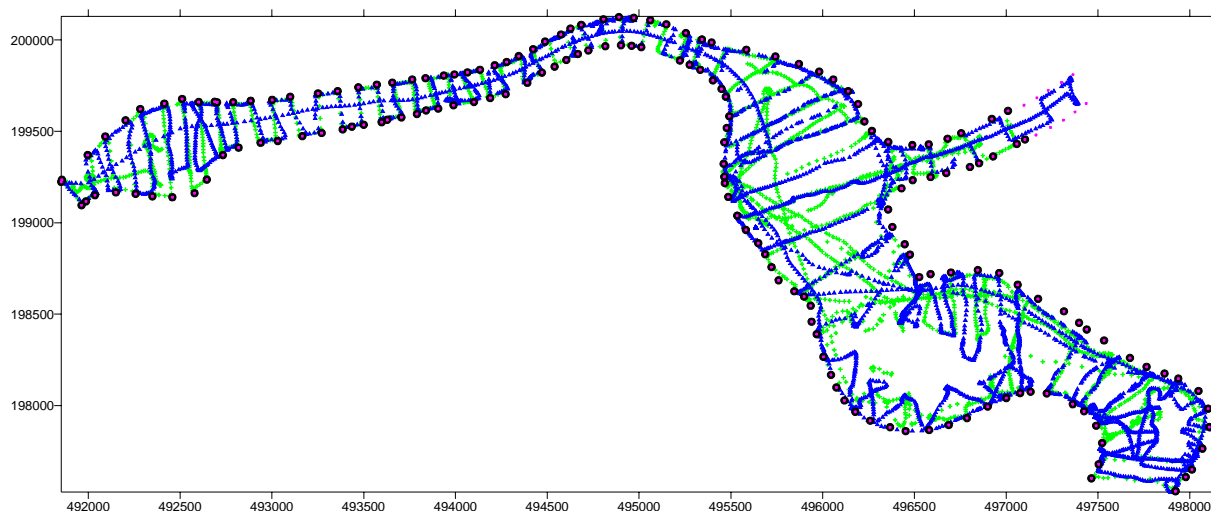
Un des axes de recherche du site Atelier « Garonne moyenne : Toulouse/Malause » du programme P1 du GIS ECOBAG est basé sur les bilans et la dynamique sédimentaire de la retenue de Malause, nécessitant l'élaboration de cartes bathymétriques, des prélèvements de surface et de carottes sédimentaires. Cette étude a été réalisée en collaboration avec Messieurs G. Oggian, R. Pedreros et P. Bretel de l'UMR 5805 EPOC.

## I.1. ELABORATION DES DEUX BATHYMETRIES

Les phases essentielles de la procédure des deux cartes bathymétriques (décembre 2001 et juillet 2003) peuvent être résumées en trois étapes : (i) la préparation des missions, (ii) l'acquisition des données in situ et (iii) le traitement de ces dernières pour l'élaboration des cartes finales.

La première étape a nécessité la collecte d'un maximum d'informations concernant d'anciens travaux opérés sur la retenue de Malause et fournies par la centrale hydroélectrique de Valence d'Agen. A partir de ces documents, nous avons effectué la numérisation du plan cadastral de la retenue, géoréférencée à l'aide des coordonnées géographiques WGS84 de points localisés lors de repérages, ainsi que celle de profils bathymétriques réalisés en 1998 et 1999 sur une moitié du plan d'eau de Saint Nicolas de la Grave. L'utilisation du logiciel de cartographie *OziExplorer*® a permis d'enregistrer, au laboratoire, les trajets à effectuer pour nous repositionner sur les anciens profils et de définir de nouveaux tracés choisis au niveau des zones suspectées d'être en accumulation (Figure a). Une fois sur site et connecté à un système de positionnement, ce logiciel permet de naviguer le long de la route préalablement définie avec la possibilité de suivre en temps réel son trajet sur la carte.

L'étape d'acquisition des données est basée sur l'enregistrement automatique et simultané, à l'aide du logiciel *Captor* (développement de l'UMR 5805 EPOC, R. Pedreros), des données issues d'un **système GPS** Sercel® NR51 assurant le géoréférencement (précision X-Y : 10 m) et d'un **échosondeur** Tritech PA500 décrivant la surface sous le plan d'eau, tous deux équipant le bateau à fond plat « *Poto-Poto* » du DGO. Le sondeur utilisé est un sondeur digital électroacoustique dont les caractéristiques sont résumées dans le Tableau a. Deux ordinateurs portables, reliés entre-eux, ont été embarqués à bord du « *Poto-Poto* » pour assurer la navigation et l'enregistrement en continu des sondes et de leur position. Des fichiers *nom, latitude, longitude* [système WGS84], *sonde* sont constitués.



**Figure a : Tracés des routes de décembre 2001 (en vert) en juillet 2003 (en bleu) servant à l'établissement des cartes bathymétriques.**

<b>ECHOSONDEUR</b>	
Ouverture	6°
Fréquence de fonctionnement	500 kHz
<b>CAPACITE</b>	
Pulsation - sortie des données	10 Hz
Profondeur minimale (m)	0,3
Profondeur maximale (m)	50
Communication	sortie RS232

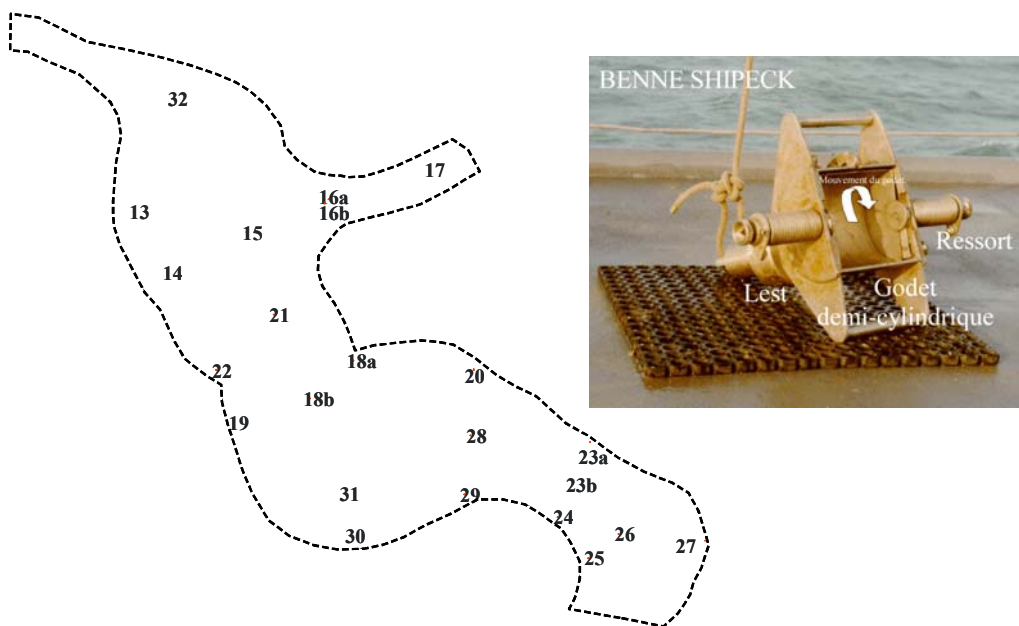
**Tableau a : Caractéristiques générales de l'échosondeur Trittech PA500.**

L'établissement d'une carte bathymétrique requiert alors le traitement des données des fichiers constitués. Il est nécessaire d'effectuer une transformation des coordonnées du système WGS84 en coordonnées Lambert III à l'aide du logiciel Circé® (logiciel IGN). Les valeurs des sondes sont corrigées du tirant d'eau et rapportées à un plan d'eau régulé de 64,5 m IGN69. De plus, des anomalies peuvent apparaître dans les données brutes, sous forme de sondes nulles ou aberrantes (e.g. réflexion sur un objet flottant). Il y a alors lieu de procéder au filtrage et au lissage des sondes, opérations effectuées sous le logiciel *Surfer*® et permettant d'extraire les sondes signalées comme anormales et limiter les points dupliqués lors du maillage. De plus, le logiciel *Surfer*® a permis d'interpoler les valeurs sur une grille prédéfinie (X = 5 m ; Y = 5 m) afin d'obtenir une valeur de profondeur en tout nœud de cette grille.

La présentation des deux cartes bathymétriques ainsi que leur comparaison est faite ci-après.

## I.2. PRELEVEMENTS DE SURFACE

Des prélèvements ponctuels ont été réalisés en différents sites (Figure b) à l'aide d'une benne Shipeck permettant de ramener suffisamment de matériel afin d'effectuer des analyses granulométriques et de carbone organique particulaire (COP). La prise de sédiment ( $\sim 4 \text{ dm}^2$ ) peu perturbé est liée au mécanisme en cascade de la benne : au contact du fond, le contrepoids de la benne tombe sur le système de déclenchement, entraînant la rotation de la mâchoire et la fermeture de la benne. Une partie du sédiment piégé est alors récupérée, placée dans une poche en plastique et conservée dans une glacière, le temps du retour au laboratoire.



**Figure b : Extrait de la carte de localisation de prélèvements de sédiments et photographie de la benne Shipeck (photo Shom) où peuvent être observés au niveau de la partie supérieure fixe : le poids, le système de déclenchement et deux puissants ressorts ; et le godet semi-cylindrique articulé pivotant autour d'un axe horizontal sous l'action des ressorts.**

La granulométrie de tous les prélèvements a été réalisée par G. Chabaud de l'équipe de « sédimentologie » de l'UMR EPOC 5805, à partir du granulomètre laser Malvern (Mastersize). Chaque sédiment humidifié et pré-tamisé pour éliminer les débris végétaux et sédiments les plus grossiers est placé dans une cuve à ultrason. Le principe de l'analyse est basée sur la quantité de lumière laser déviée par les particules et la mesure de l'angle de cette déviation selon les lois de diffraction, diffusion et réflexion. Les intensités résultantes sont recueillies par des photodiodes puis numérisées.

Les résultats des analyses granulométriques et des teneurs en COP (dont la méthodologie est développée dans ce qui suit) sont présentés ci après.

## II. IMPACT D'UNE RETENUE DE BARRAGE ?

### II.1. IMPLICATION DE CETTE ETUDE

La Garonne est caractérisée par une forte densité de barrages hydroélectriques, essentiellement localisés en amont du bassin, sur l'Ariège et le Salat. Ces barrages peuvent être des pièges à sédiments du fait de leur rôle d'obstacle à la libre circulation des eaux et de régulateurs des débits qu'on leur fait parfois jouer.

Dans notre contexte d'étude, outre les barrages du Lot, dont nous analyserons les impacts dans la partie concernant le transfert des métaux (article #4), le barrage de Malause revêt une importance particulière. En effet, la retenue de Malause, localisée à la confluence du Tarn et de la Garonne (Figure c ; Figure d), constitue la dernière rupture dans l'hydrodynamisme de ces cours d'eau (Figure e). Cette retenue, en fonction depuis 1972, est de type « fil de l'eau ». Elle sert à dévier les eaux de la Garonne par un canal pour alimenter en eau la centrale nucléaire de Golfech via la centrale hydroélectrique. La retenue s'étend sur 6 km et 11 km en remontant respectivement la Garonne et le Tarn, pour une surface de 420 ha. La cote normale de la retenue est de 64,5 m (NGF).

Se posait alors la question de savoir si un tel ouvrage pouvait avoir une interférence notable sur les transferts en MES le long de la Garonne, flux en MES en provenance des systèmes Tarn/Aveyron et de la Garonne Amont. En période d'étiage, la retenue est connue pour être le lieu de réactions biogéochimiques (production primaire, émissions de gaz à effet de serre ; Abril, comm. pers.). De plus, en dehors des épisodes de crues, le temps de séjour des masses d'eau de la retenue de Malause est d'environ 5 jours. La courbe théorique du taux de piégeage en fonction du temps de résidence (Vörösmarty et al., 1997a) montrerait alors un taux de piégeage atteignant 60 %. Qu'en est-il lors des crues, périodes où passe l'essentiel des flux de particules ? C'est pour donner des premiers éléments de réponse à cette interrogation que diverses approches ont été tentées.

L'accumulation manifeste de sédiments dans la retenue de Malause est une forte préoccupation de la part des riverains, relativement à l'exploitation de la base nautique du plan d'eau de Saint Nicolas de la Grave et à la préservation de la biodiversité naturelle du site. Ainsi, une étude interdisciplinaire a été mise en place afin de mieux cerner les effets du fonctionnement de la retenue sur les enjeux socio-économiques, en collaboration avec trois laboratoires de Toulouse, le LEH (Laboratoire d'Ecologie des Hydrosystèmes), le CERTOP (Centre d'Etudes et de Recherches Travail, Organisations, Pouvoir) et le COB/SPCMIB

(Synthèse et Physico-Chimie de Molécules d'Intérêt Biologique). Dans ce qui suit, nous nous limiterons à la présentation de l'hydrodynamisme sédimentaire de la retenue de Malause.

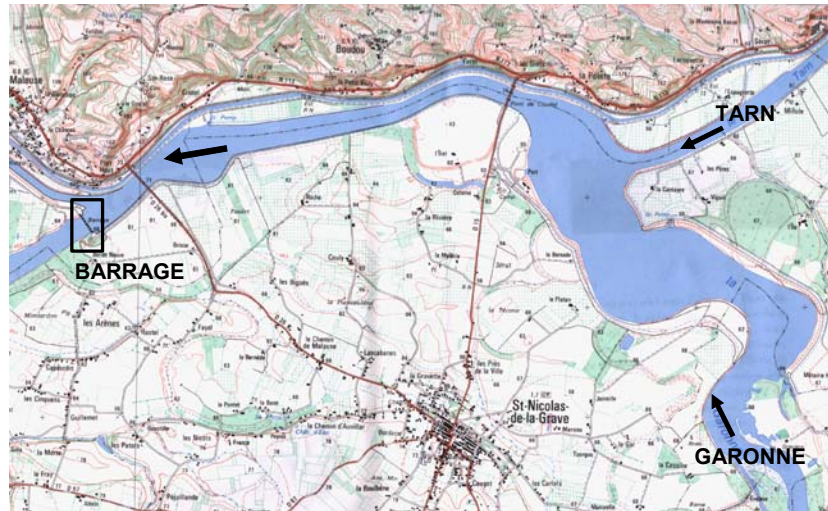


Figure c : Localisation de la retenue de Malause (carte IGN, 1/25000°)



Figure d : Vue de la retenue de Malause lors de sa vidange en 1991.

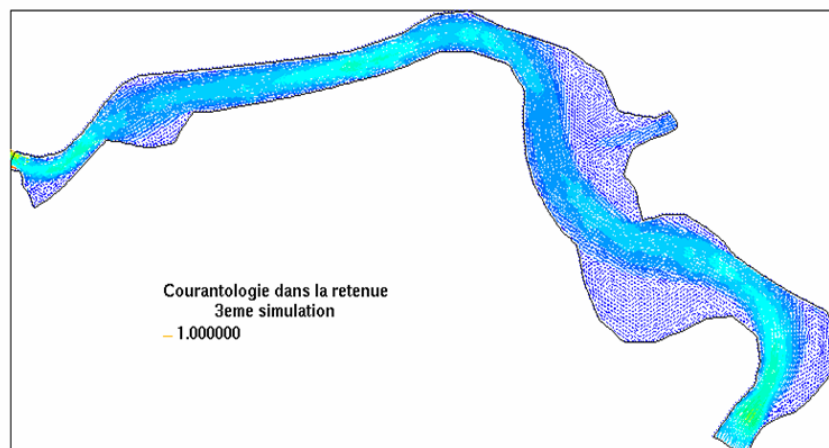


Figure e : Résultats de courantologie (travaux ENSEIHT, Beaujon et Légier, 1998).



## II.2. IDENTIFICATION DES ZONES D'ACCUMULATION

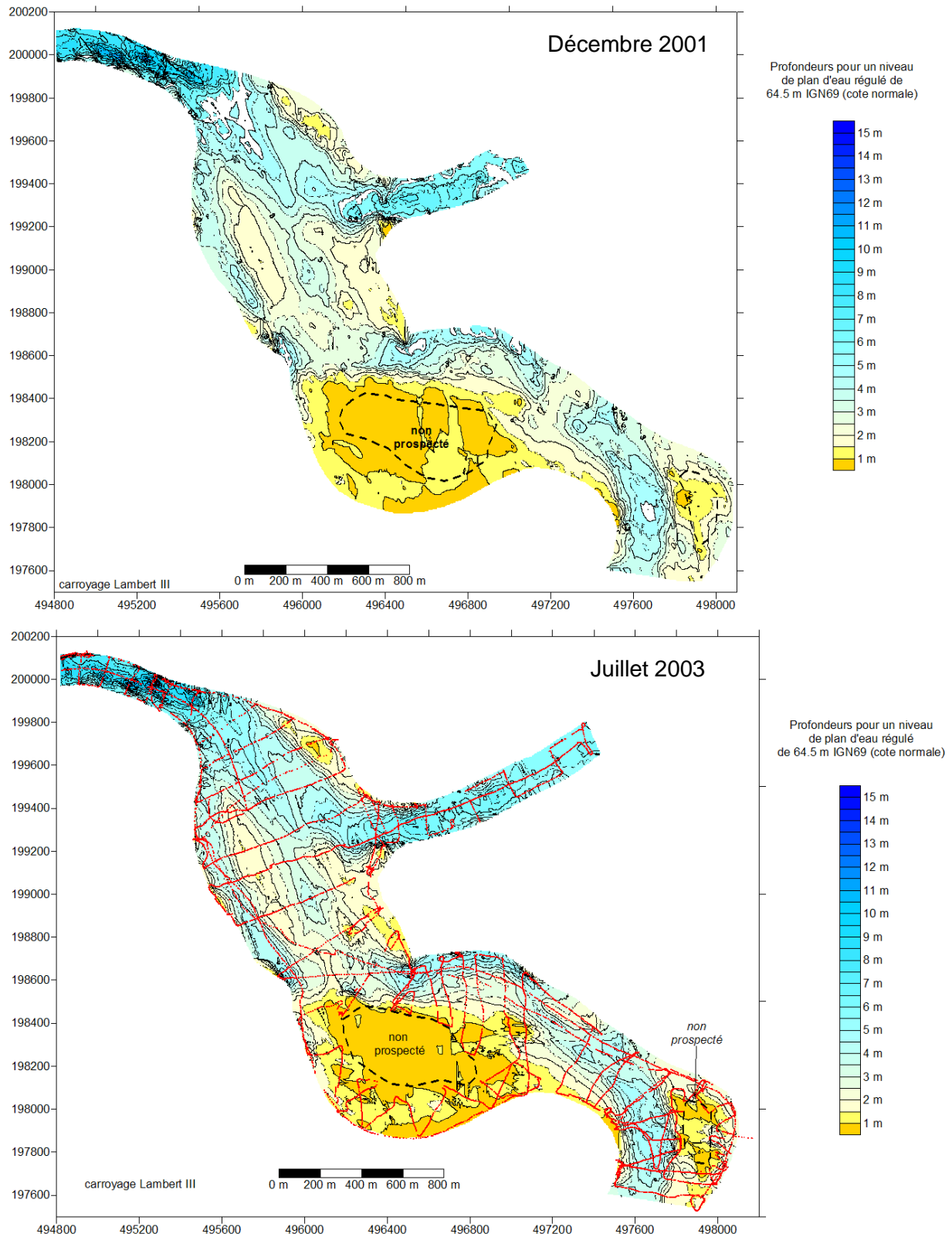
Deux relevés bathymétriques ont été effectués en décembre 2001 et juillet 2003, accompagnés de prélèvements de sédiments et de carottages (voir plan de sondage et position des prélèvements). Pour résumer, les suivis bathymétriques ont été effectués à bord d'une embarcation à fond plat, permettant d'atteindre des profondeurs jusqu'à 0,5 m, équipée d'un système d'acquisition composé d'un GPS différentiel et d'un échosondeur. Cette étude a été réalisée en collaboration avec Messieurs G. Oggian, R. Pedreros, et P. Bretel de l'UMR CNRS 5805 EPOC. Des analyses granulométriques et de carbone organique particulaire (COP) ont été effectuées sur une trentaine de prélèvements (Figure b) issus de la première campagne bathymétrique (Tableau b).

Les sédiments sont majoritairement représentés par des silts fins à grossiers, avec quelques exceptions concernant les échantillons prélevés à proximité des îles où les sables fins à grossiers sont prépondérants (e.g. 18b, 24 et 31). Les échantillons du Tarn (16b et 17) ne se différencient pas de ceux de la Garonne.

Les teneurs en COP oscillent entre 2 et 3% ; quand la fraction sableuse est plus élevée (e.g. 18b, 24, 31), les teneurs deviennent très faibles, de l'ordre de 0,5% ; Tableau b).

**Tableau b : Résultats des analyses granulométriques des différents prélèvements (pourcentage de particules par classe granulométrique ; argile <2µm ; silt fin, 2µm-20µm ; silt grossier, 20µm-63µm ; sable fin, 63µm-300µm) et de COP (%).**

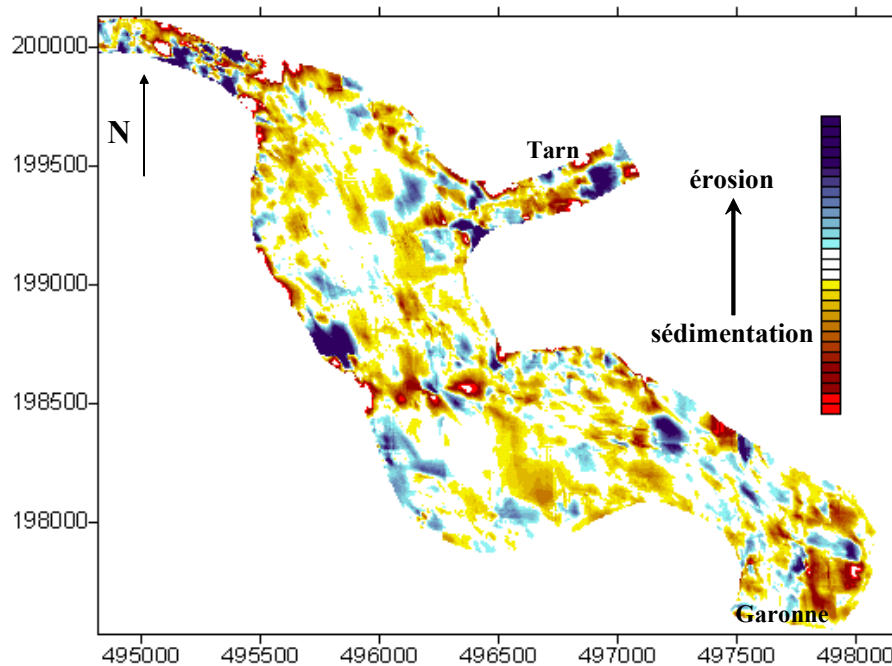
	argile	silt fin	silt grossier	sable fin	sable moyen à grossier	COP%
1	7,2	63,0	24,7	3,7	1,3	1,9
2	4,3	38,6	43,2	12,9	0,9	2,4
4	6,5	50,1	33,5	9,3	0,5	2,8
5	6,7	55,8	31,1	6,2	0,3	2,7
6	6,0	59,1	31,1	3,8	0,0	2,1
7	8,6	63,4	22,5	5,3	0,2	2,3
8	4,2	30,5	24,2	31,9	9,3	2,0
10	6,5	60,0	29,7	3,8	0,1	2,2
11	4,2	38,1	41,5	15,3	0,9	3,6
12	5,1	36,5	31,6	20,2	6,6	1,7
13	6,1	50,9	34,5	5,5	3,0	1,9
14	6,8	53,0	34,6	5,3	0,3	1,9
15	5,4	43,3	37,5	12,2	1,6	2,3
16b	6,7	58,8	29,7	4,7	0,1	2,6
17	5,5	48,3	26,7	12,9	6,7	2,1
18a	6,7	56,0	33,1	4,2	0,0	-
18b	1,3	9,6	10,3	12,1	66,7	0,4
19	6,9	56,3	33,3	3,4	0,0	2,1
22	6,7	61,8	29,3	2,2	0,0	2,3
23b	6,8	45,7	38,3	8,8	0,4	1,7
24	2,2	14,9	15,2	32,8	34,9	0,5
25	7,0	49,2	36,1	7,4	0,3	2,2
26	6,0	45,3	39,0	9,3	0,3	2,1
27	5,1	48,2	39,9	6,5	0,3	2,1
28	5,2	39,7	31,7	17,5	5,9	1,4
29	3,8	25,4	26,5	31,2	13,2	1,6
30	4,1	32,8	44,0	17,6	1,6	2,0
31	2,5	17,9	24,7	25,3	29,6	1,3
32	5,7	52,0	33,9	8,0	0,4	3,3



**Figure f : Cartes bathymétriques de décembre 2001 et juillet 2003 du plan d'eau de Saint Nicolas de la Grave (le plan de sondage est indiqué sur la carte bathymétrique de juillet 2003).**

Les deux cartes bathymétriques (Figure f) sont espacées de 18 mois durant lesquels les débits ont été modérés à l'exception de la crue majeure de février 2003 principalement liée aux apports de la Garonne amont (Figure III - 55). La comparaison des deux cartes est effectuée au travers d'une soustraction des valeurs de bathymétrie (2003-2001 ; Figure g). L'échelle associée à cette carte résiduelle est une échelle relative; l'incertitude est en effet élevée compte tenu de la méthode d'extrapolation employée, de la précision de l'échosondeur et du positionnement donné par GPS. De plus, un fort développement algal sur le plan d'eau, en raison du fort étiage de l'année, a perturbé par endroit le signal de l'échosondeur, nous obligeant à des corrections.

Cette carte résiduelle permet toutefois de mettre en évidence des zones de sédimentation, des zones d'érosion et des zones stables (Figure g). Une forte sédimentation est observée au niveau de l'île la plus amont (dans le premier coude de la Garonne), puis au pourtour de l'île centrale (réserve ornithologique ; « zone non prospectée » ; le long de la rive gauche dans l'anse de la retenue). Elle peut être mise en relation avec la carte de vitesse de courant dans le plan d'eau (Figure g).



**Figure g : Carte résiduelle bathymétrique (différence entre les valeurs de 2003 et celles de 2001) sur le plan d'eau de Saint Nicolas de la Grave.**

Le comblement progressif de la zone centrale est difficilement quantifiable du fait du déplacement des bancs de sable au gré de l'hydrologie fluctuante de la Garonne et du Tarn, empêchant de différencier les nouveaux apports des migrations des bancs en place. Les zones d'écoulement prononcées du Tarn et de la Garonne ne donnent pas lieu à de la sédimentation.

Les résultats sur la dynamique de comblement convergent donc vers la formation graduelle d'une zone humide, avec un lit à chenaux multiples créant un espace de divagation autour du lit initial de la Garonne, où la sédimentation est hétérogène.

## **II.3. ESTIMATION DES TAUX D'ACCUMULATION**

Il apparaît difficile de quantifier précisément la sédimentation sur l'intégralité de la retenue et d'en appréhender la dynamique compte tenu du court laps de temps séparant les deux bathymétries et/ou de la faible occurrence d'événements de crues. Les effets de la retenue à plus long terme nécessiterait d'effectuer une campagne bathymétrique d'ici 3-4 ans (en utilisant les mêmes techniques de prospection et d'interpolation) et de comparer les résultats aux deux cartes bathymétriques de 2001 et 2003.

### **II.3.1. Comparaison de profils**

Des études antérieures ont été menées sur la sédimentation du plan d'eau au travers de l'établissement de onze profils effectués en 1998 et 1999 (mis à disposition par la centrale hydroélectrique de Valence d'Agen ; Figure h). Lors de la première campagne bathymétrique, le plan de sondage a été prédéfini pour se replacer sur ces profils, tout en effectuant des transects supplémentaires afin d'avoir une résolution suffisante pour l'établissement de la carte bathymétrique. Les profils correspondent alors à des valeurs mesurées et peuvent être comparés (Figure i).

Les onze profils sont caractérisés par une longueur de rive à rive constante durant les trois années et un profil bathymétrique évoluant suivant les années. Pour un profil donné, des différences de surface (e.g. entre 2001 et 1999 ou entre 2001 et 1998) sont établies. Des volumes de sédiments (exprimés en  $m^3$  par mètre linéaire) sont calculés en considérant que ces différences de surface sont représentatives sur une largeur d'un mètre (Tableau c).

La comparaison entre les profils de 2001 et de 1998 met clairement en évidence un comblement du plan d'eau de Saint Nicolas de la Grave avec uniquement le profil 4 en érosion ( $-28 m^3.ml$ ; Tableau c ; Figure i). Cependant, ce comblement est plus modéré si l'on compare les années 1999 avec 2001, illustrant alors la forte contribution à la sédimentation durant la période comprise entre les deux bathymétries de 1998 et 1999 (Tableau c).

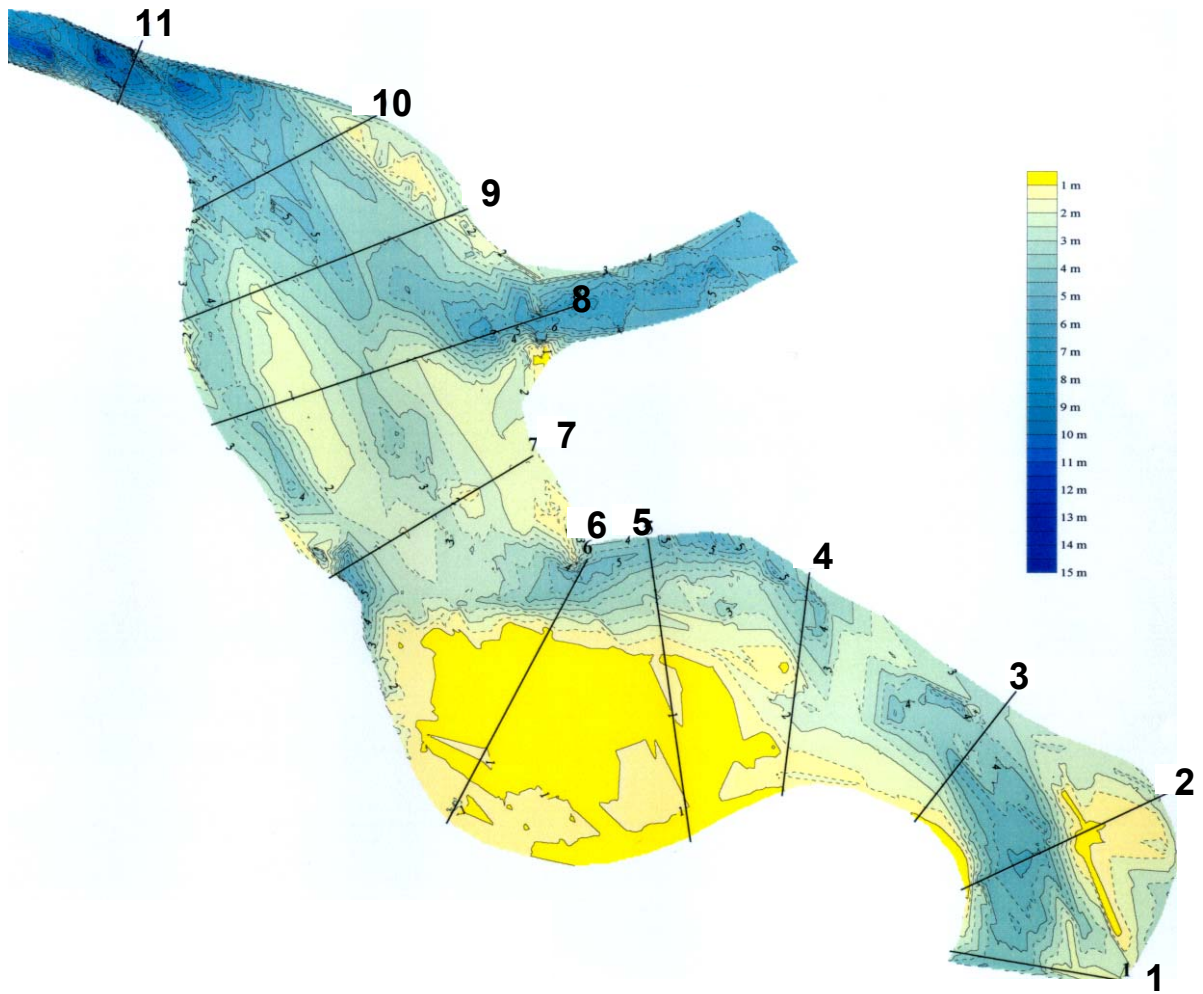


Figure h : Localisation des profils (repérés par des numéros) effectués sur la retenue de Malause.

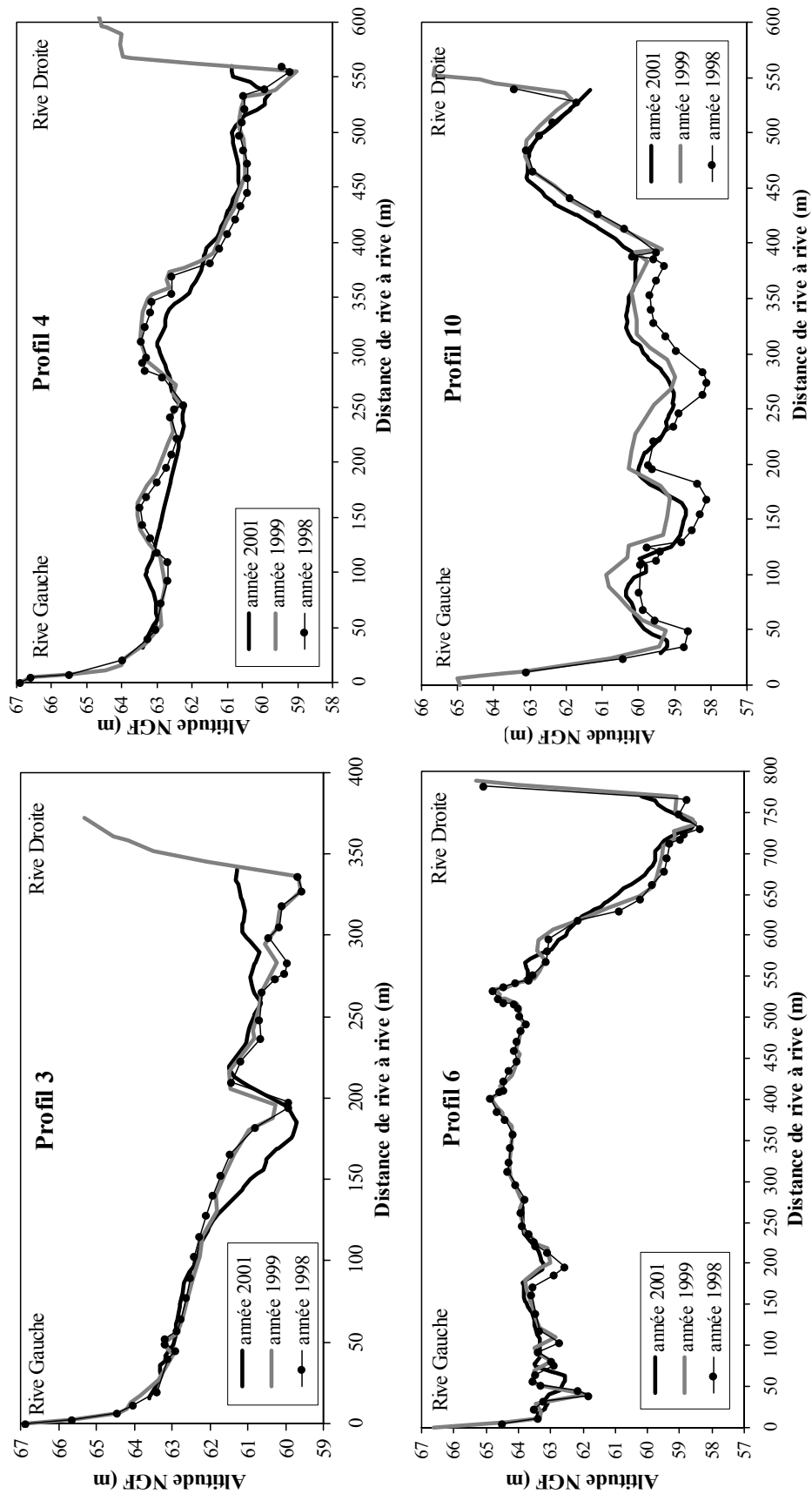


Figure i : Exemple de profils bathymétriques pour les années 1998, 1999 et 2001 sur le plan d'eau de Saint Nicolas de la Grave (voir localisation des profils dans la Figure h).

**Tableau c : Comparaison des volumes linéaires des profils en 1998, 1999 (données EDF, Centrale hydroélectrique de Valence d'Agen) et 2001 du plan d'eau de Saint Nicolas de la Grave.**

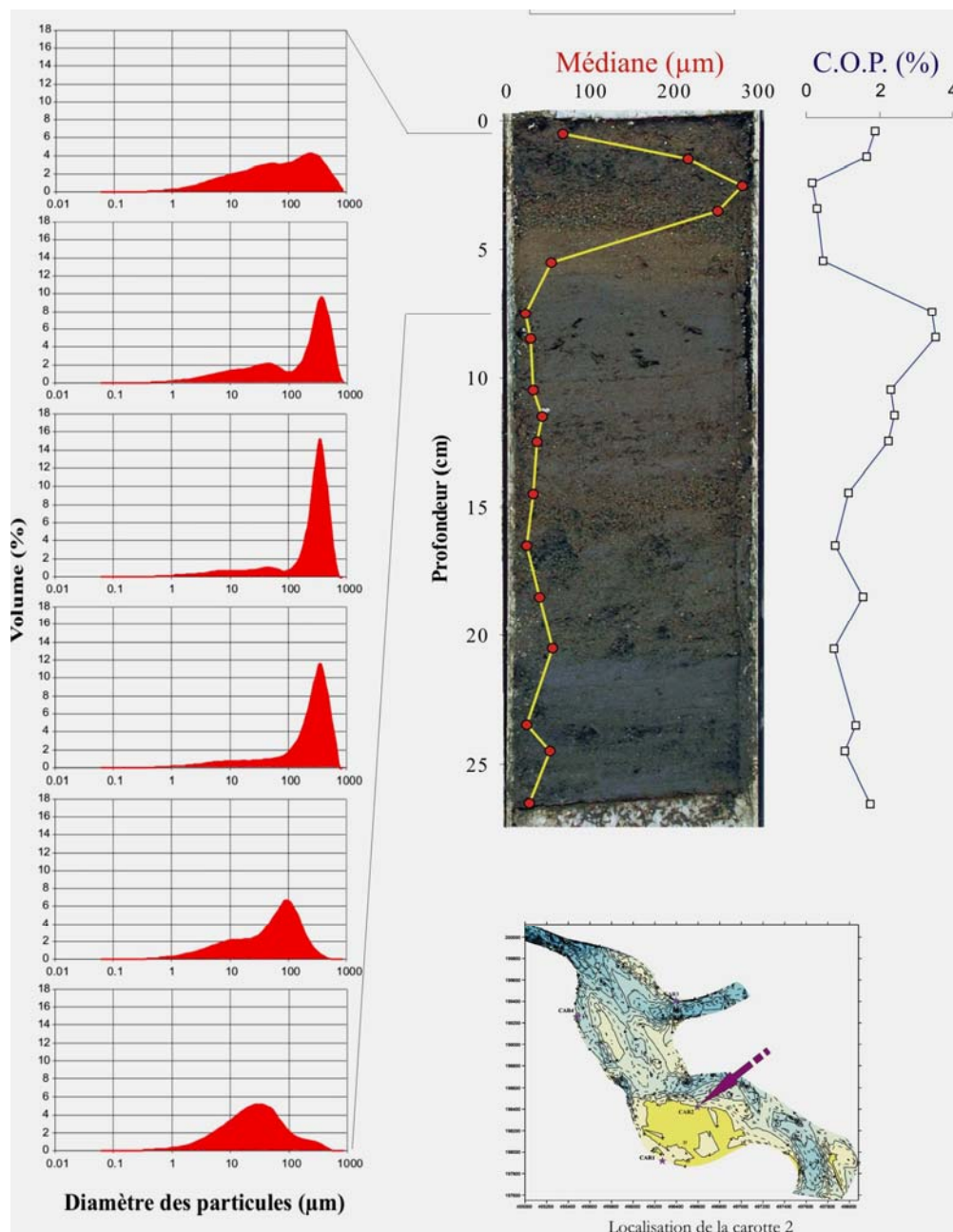
VOLUME Profil	Cubatures (m <sup>3</sup> .ml)		
	1999-1998	2001-1999	2001-1998
1	60	31	92
2	80	-47	33
3	12	5	17
4	42	-69	-28
5	43	-2	41
6	33	44	111
7	32	101	134
8	337	-12	325
9	355	94	450
10	269	-40	230
11	70	50	120

### **II.3.2. Taux de sédimentation et comparaison avec les flux annuels**

L'analyse des cartes bathymétriques et la comparaison des profils bathymétriques ont mis en évidence une sédimentation effective sur la retenue de Malause mais s'effectuant de manière hétérogène, avec des zones en aggradation et d'autres en érosion. Quatre carottes ont été prélevées durant les campagnes bathymétriques, dans les secteurs identifiés comme étant des zones d'accumulation (le long des berges de la rive sud et des îles). L'enregistrement de l'activité de <sup>137</sup>Cs et <sup>210</sup>Pb a été réalisé sur différents niveaux des carottes sédimentaires et les taux de sédimentation seraient compris entre 1 et 4 cm.an<sup>-1</sup> (Jouanneau, comm. pers.). Ces taux de sédimentation correspondent à l'ordre de grandeur de la sédimentation dans les lacs de barrages (e.g. 2,4-2,8 cm.an<sup>-1</sup> pour le Lot, Audry et al., 2004c ; 2,9 cm.an<sup>-1</sup>, Müller et al., 2000 ; 4 cm.an<sup>-1</sup>, Arnasson et Fletcher, 2003).

Afin d'estimer la rétention que peut induire une telle retenue, nous avons pris le cas extrême d'une sédimentation homogène sur l'intégralité de la retenue. Les deux valeurs de sédimentation (1 et 4 cm.an<sup>-1</sup>), extrapolées sur la surface de la retenue (420 ha), aboutissent à un volume de sédiments compris entre 42 000 et 168 000 m<sup>3</sup>. Lors de l'analyse de carottes sédimentaires sur une retenue du Lot, Audry et al. (2004c) ont déterminé des porosités de ~80% dans les premiers centimètres. En prenant cette valeur de porosité associée à une densité des sédiments de 2,5 g.cm<sup>-3</sup>, le flux en MES annuel résultant serait compris entre 21 000 t et 84 000 t. Cette simulation exagérée du piégeage annuel de sédiments semble indiquer que la retenue affecte modérément l'estimation des flux que nous avons présentés précédemment. En effet, le flux cumulé (Tarn, Aveyron, Garonne Amont à Castelsarrasin) était de 1 630 000 ± 200 000 t en 2003 (chapitre 3, IV.2.2) ; la retenue piégerait donc au maximum 5% du flux annuel.

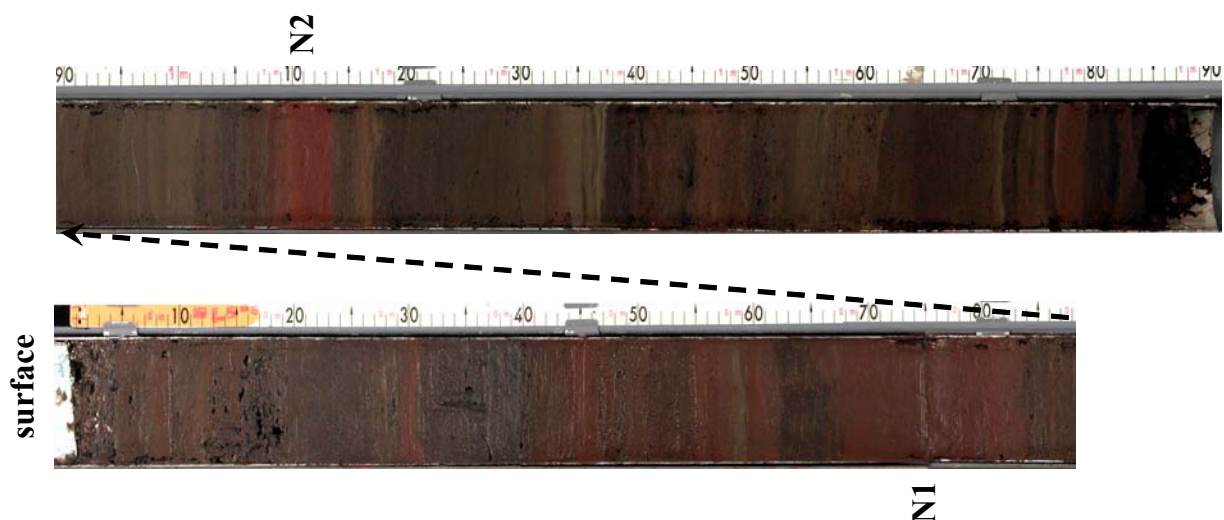
L'analyse des spectres granulométriques de la séquence supérieure de la carotte prélevée au niveau de « l'île centrale », montre successivement une granulométrie représentée majoritairement par des silts fins à la base de la séquence, évoluant vers des sables moyens avec une présence très faible des silts fins en son milieu et se terminant par un spectre étalé représenté par des silts et des sables (Figure j). Le profil du COP% est alors influencé par la médiane granulométrique avec les plus faibles teneurs au niveau des passées sableuses. Une telle séquence pourrait illustrer un événement de crue, responsable alors d'une sédimentation de plus de 5 cm.



**Figure j : Résultats granulométriques (médiane et spectre) et concentrations en COP% sur une carotte du plan d'eau de Malause.**



De la même manière, l'analyse de la carotte du Tarn de longueur 1,88 m (prélevée en 2003 juste au niveau de la confluence Tarn – Garonne, sur la rive droite) met en évidence des niveaux importants de teinte rouge dont les plus importants sont repérés par N1 et N2 (Figure k). Ces niveaux proviennent d'une formation permienne (Rougiers de Camarès), facilement identifiable, et se situant en amont du bassin du Tarn. A partir de l'analyse spatiale des taux d'érosion, nous avons vu, au travers de l'exemple du Dourdou (affluent du Tarn) que cette formation aurait un taux spécifique d'érosion de  $350 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ . Les particules seraient alors érodées et transportées jusqu'à la retenue lors des épisodes de crues. Cette observation suggère que la sédimentation de la retenue est liée essentiellement à des apports durant des crues. La séquence homogène notée N1 a une épaisseur de 10 cm et semble correspondre à un événement majeur ou une année hydrologique très humide. Avec un taux de sédimentation de  $4 \text{ cm.an}^{-1}$ , ce niveau pourrait identifier l'année 1992, année durant laquelle d'importantes inondations ont eu lieu sur le bassin du Dourdou. De plus, en 1992, le Tarn est « suspecté » d'avoir véhiculé d'importantes quantités de MES (Figure III - 53).



**Figure k : Photographie de la carotte au débouché du Tarn (juillet 2003). Les différentes couleurs indiquent la succession de crues d'origines distinctes sur le bassin versant (ex. Rougiers de Camarès).**

**En résumé** –Il ressort de cette étude que la sédimentation de la retenue de Malause est excessivement hétérogène, tant d'un point de vue spatial que temporel. Au niveau des zones de forte accumulation, le taux moyen de sédimentation serait compris entre 1 et  $4 \text{ cm.an}^{-1}$ , ce qui est un ordre de grandeur observé sur d'autres retenues. Cette sédimentation s'effectuerait non pas de manière homogène sur l'année, mais lors d'épisodes de crues. Toutefois, à l'échelle annuelle, l'impact de la retenue de Malause sur le transfert des MES serait modéré avec une rétention maximale de 5% des flux annuels estimée en 2003. Ce constat est représentatif d'une année sèche à moyenne sans action anthropique (curage).





