



HAL
open science

Mesures in situ et modélisation du ransport des sédiments en rivière. Application au bassin versant de la Vilaine

Philippe Laguionie

► **To cite this version:**

Philippe Laguionie. Mesures in situ et modélisation du ransport des sédiments en rivière. Application au bassin versant de la Vilaine. Minéralogie. Université Rennes 1, 2006. Français. NNT: . tel-00178882

HAL Id: tel-00178882

<https://theses.hal.science/tel-00178882v1>

Submitted on 12 Oct 2007

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

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

N° d'ordre : 3497
de la thèse

THÈSE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

par

Philippe LAGUIONIE

Équipe d'accueil : Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Campus de Beaulieu, Rennes
École doctorale : Sciences de la Matière
Composante universitaire : Structure et Propriétés de la Matière

MESURES IN SITU ET MODELISATION
DU TRANSPORT DES SEDIMENTS EN RIVIERE
APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE LA VILAINE

Thèse soutenue le 19 décembre 2006 devant la commission d'examen

COMPOSITION DU JURY

Rapporteurs	Bernard CHASTAN	Cemagref Lyon
	Eric LAJEUNESSE	Institut de Physique du Globe de Paris - Université Paris 6
Examineurs	Philippe BONTE	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement - CEA
	Philippe DAVY	Géosciences Rennes - Université de Rennes 1
	Des WALLING	Department of Geography - University of Exeter, Royaume-Uni
Directeur de thèse	Alain CRAVE	Géosciences Rennes - Université de Rennes 1

Avant-propos

Ces travaux de thèse ont été réalisés sur un financement du Commissariat à l'Energie Atomique. Je remercie la direction du CEA pour la confiance qu'elle m'a accordée en acceptant de me recevoir au sein du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-Sur-Yvette).

J'ai cependant passé la majeure partie de mon temps à Rennes, près de mon site d'étude : le bassin versant de la Vilaine. A ce titre, ces travaux de thèse ont été réalisés dans le cadre d'une collaboration entre le LSCE et le laboratoire Géosciences Rennes.

A Géosciences Rennes, j'ai travaillé avec l'équipe Transferts, dirigée par Philippe Davy. Au sein de cette équipe, Alain Crave était chargé de la direction de mes travaux. Je tiens sincèrement à le remercier pour le temps qu'il m'a consacré, pour son écoute et sa confiance. Merci aussi pour les nombreuses plongées hivernales dans la Vilaine... Mes remerciements s'adressent également à Jean-Jacques et Jean-Pierre pour leur précieuse aide technique.

Au LSCE, mes séjours, trop courts, se passaient au sein de l'équipe Transferts Continents Océans (TCO) avec Philippe Bonté (mon responsable scientifique CEA). Je garde d'excellents souvenirs de ces moments privilégiés. Merci à toute l'équipe et en particulier à Irène et Philippe.

Je tiens à remercier les partenaires scientifiques qui ont participé de près ou de loin à ce projet de recherche : Patrick Boyer (IRSN), Chantal Gascuel (INRA Rennes), Catherine Grimaldi (INRA Rennes), David Hurther (LEGI Grenoble), Alain Jigorel (INSA Rennes), Christophe Lanos (INSA Rennes), Yannick Mélinge (INSA Rennes) et Aldo Sottolichio (DGO Bordeaux).

Mes remerciements s'adressent également aux partenaires institutionnels : Conseil Général d'Ille-et-Vilaine, DDE Ille-et-Vilaine, DIREN Bretagne, ICIRMON, Institut d'Aménagement de la Vilaine (IAV) et Service Assainissement de la Ville de Rennes.

Enfin, j'ai une pensée toute particulière pour mon comité de soutien personnel : Claire, les Françoise, Mado, Pierre, Jacques, Marie, Siva, Bruno et Meg.

Sommaire

Introduction Générale.....	1
----------------------------	---

Section I - Couplage flux d'eau-flux de sédiments

Nomenclature de la section I.....	11
-----------------------------------	----

Introduction.....	13
-------------------	----

CHAPITRE I.1 - Flux d'eau et de sédiments : une variabilité temporelle à intégrer 15

I.1.1. SELECTION DES DONNEES 15

I.1.1.1. LES BASSINS VERSANTS DE L'USGS.....	16
--	----

<i>I.1.1.1.1. Critères de sélection.....</i>	<i>16</i>
--	-----------

<i>I.1.1.1.2. Caractéristiques des flux des bassins versants sélectionnés</i>	<i>17</i>
---	-----------

I.1.1.2. LE BASSIN VERSANT DE LA VILAINE A RENNES	20
---	----

<i>I.1.1.2.1. Mesure de la concentration.....</i>	<i>20</i>
---	-----------

<i>I.1.1.2.2. Mesure du flux d'eau.....</i>	<i>20</i>
---	-----------

I.1.2. CAS GENERAL : DE L'ETIAGE A LA CRUE..... 21

I.1.2.1. DISTRIBUTIONS STATISTIQUES.....	21
--	----

I.1.2.2. MODELISATION PAR UNE FONCTION DE DENSITE PROBABILITE.....	24
--	----

<i>I.1.2.2.1. Flux d'eau</i>	<i>24</i>
------------------------------------	-----------

<i>I.1.2.2.2. Flux de sédiments.....</i>	<i>25</i>
--	-----------

I.1.3. CAS PARTICULIER : LES FLUX LES PLUS IMPORTANTS 25

I.1.3.1. MOTIVATION	25
---------------------------	----

I.1.3.2. MODELISATION PAR UNE LOI DE PUISSANCE.....	28
---	----

<i>I.1.3.2.1. Flux d'eau</i>	<i>28</i>
------------------------------------	-----------

<i>I.1.3.2.2. Flux de sédiments.....</i>	<i>31</i>
--	-----------

I.1.4. SYNTHESE SUR L'INTEGRATION DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DES FLUX 36

CHAPITRE I.2 - Relation entre flux d'eau et de sédiments : vers un modèle unique ?..... 37

I.2.1. FLUX D'EAU ET DE SEDIMENTS : DIFFERENTS COUPLAGES..... 38

I.2.2. METHODE DE DETERMINATION DES SEUILS 40

I.2.3. RESULTATS ET DISCUSSION..... 46

I.2.3.1. FLUX D'EAU SEUILS.....	46
---------------------------------	----

<i>I.2.3.1.1. Ensemble des bassins versants.....</i>	<i>46</i>
--	-----------

<i>I.2.3.1.2. Cas particulier du bassin versant de la Vilaine</i>	<i>48</i>
---	-----------

I.2.3.1.2.1. Contexte hydrologique.....	49
I.2.3.1.2.2. Méthode expérimentale.....	51
I.2.3.1.2.3. Propriétés physiques des sédiments	52
I.2.3.2. VALEURS DES PARAMETRES A ET B DE LA LOI DE PUISSANCE	55
I.2.3.2.1. Synthèse des résultats.....	55
I.2.3.2.2. Analyse en fonction des aires drainées des versants.....	56
I.2.3.2.2.1. Sans tenir compte des seuils	56
I.2.3.2.2.2. En tenant compte des seuils	57
I.2.3.2.3. Limites métrologiques	57
I.2.4. SYNTHÈSE SUR LA RELATION EMPIRIQUE ENTRE LES FLUX D'EAU ET DE SEDIMENTS.....	59
Conclusion sur le couplage flux d'eau-flux de sédiments.....	63

Section II - Aspects mécaniques des processus de transport

Nomenclature de la section II.....	71
Introduction.....	75
CHAPITRE II.1 - Profils de vitesse et de concentration : mesures in situ et modélisation.....	81
II.1.1. RAPPEL DES DEVELOPPEMENTS DE L'HYDRODYNAMIQUE CLASSIQUE.....	83
II.1.1.1. CONTRAINTE DE CISAILLEMENT DE FOND ET PROFIL LOGARITHMIQUE DES VITESSES.....	83
II.1.1.1.1. Equation de quantité de mouvement.....	84
II.1.1.1.2. Loi de Reynolds.....	84
II.1.1.1.3. Distribution logarithmique des vitesses.....	85
II.1.1.2. PROFIL DE ROUSE DES SEDIMENTS EN SUSPENSION	86
II.1.2. MESURES IN SITU.....	90
II.1.2.1.1. Instrumentation.....	91
II.1.2.1.2. Modélisation par le profil logarithmique.....	91
II.1.2.1.3. Contrainte de cisaillement de fond	92
II.1.2.1.3.1 Sur une section mouillée	93
II.1.2.1.3.2 Sur le linéaire Rennes-Redon	93
II.1.2.2. PROFILS DE CONCENTRATION	98
II.1.2.2.1. Profils non instantanés	98
II.1.2.2.1.1 Instrumentation.....	98
II.1.2.2.1.2 Conditions expérimentales	98
II.1.2.2.1.3 Modélisation par le profil de Rouse.....	99
II.1.2.2.1.4 Variabilité du paramètre de calage	101
II.1.2.2.2. Profils instantanés	108
II.1.2.2.2.1 Instrumentation.....	108
II.1.2.2.2.2 Modélisation par le profil de Rouse.....	109
II.1.3. ESTIMATION DES FLUX DE SEDIMENTS EN SUSPENSION.....	113
II.1.3.1. APPROCHE THEORIQUE.....	113
II.1.3.2. ESSAI DE MESURE IN SITU DE FLUX DE SEDIMENTS	114
II.1.3.3. INFLUENCE DU PROTOCOLE EXPERIMENTAL	115

II.1.3.3.1. Mesure ponctuelle de concentration	115
II.1.3.3.2. Mesure de profils de concentration	116
II.1.4. MESURE IN SITU DE LA CHARGE DE FOND CONSTITUEE DE PARTICULES FINES	117
II.1.4.1. LOCALISATION DU SITE	117
II.1.4.2. METHODE EXPERIMENTALE.....	118
II.1.4.3. RESULTATS DES MESURES	118
II.1.4.3.1. Stabilité de la perche ASM-IV Argus	118
II.1.4.3.2. Chronique de profils de turbidité instantanés.....	121
II.1.4.3.3. Exemple et limites du post-traitement des données.....	121
II.1.4.3.4. Mise en évidence de la couche néphéloïde et de la lutocline.....	125
II.1.4.3.5. Evidence d'un transport de fond laminaire	126
II.1.5. SYNTHÈSE SUR LES MESURES DE PROFILS	127
CHAPITRE II.2 - Mesure et modélisation des propriétés rhéologiques des sédiments	131
II.2.1. LOIS DE COMPORTEMENT ET EQUATIONS D'ÉCOULEMENT	132
II.2.1.1. INTERACTIONS INTERPARTICULAIRES.....	132
II.2.1.2. EQUATIONS GÉNÉRALES D'UN FLUIDE EN MOUVEMENT	133
II.2.1.3. LOI DE COMPORTEMENT D'UN FLUIDE.....	134
II.2.1.3.1. Fluides purement visqueux	134
II.2.1.3.2. Fluides visco-plastiques.....	135
II.2.1.3.3. Modélisation empirique	135
II.2.1.4. EQUATIONS D'ÉCOULEMENT DE FLUIDES PARTICULIERS	136
II.2.1.4.1. Fluide newtonien.....	136
II.2.1.4.2. Fluide de Bingham.....	136
II.2.2. MODÉLISATION DU COMPORTEMENT RHEOLOGIQUE DES SÉDIMENTS NON CONSOLIDÉS DE LA VILAINE ET DE L'ESTUAIRE DE LA GIRONDE	137
II.2.2.1. IDENTIFICATION DES VARIABLES DOMINANTES	137
II.2.2.1.1. Fraction volumique solide	137
II.2.2.1.2. Granulométrie.....	138
II.2.2.2. NATURE DES GEOSUSPENSIONS	138
II.2.2.2.1. Origine.....	138
II.2.2.2.2. Propriétés physiques.....	139
II.2.2.3. METHODE EXPERIMENTALE.....	140
II.2.2.3.1. Configuration géométrique.....	140
II.2.2.3.2. Protocole expérimental.....	141
II.2.2.4. ANALYSE DES RHEOGRAMMES	142
II.2.2.5. RESULTATS	143
II.2.3. MESURE IN SITU DE LA CONTRAINTE DE CISAILLEMENT CRITIQUE SUR DES SÉDIMENTS CONSOLIDÉS	146
II.2.3.1. CONDITIONS EXPERIMENTALES	146
II.2.3.2. ACTE DU CONGRES AUGC 2006.....	148
II.2.4. SYNTHÈSE SUR LA RHEOLOGIE DES SÉDIMENTS	156

CHAPITRE II.3 - Transport des sédiments fins en période d'étiage - Cas des sédiments non consolidés de la Vilaine	159
II.3.1. CAPACITE DE MOBILISATION DES SEDIMENTS NON COHESIFS	160
II.3.1.1. SUR UN BIEF DELIMITE PAR DEUX ECLUSES	161
II.3.1.1.1. <i>Profils de vitesses et contrainte de cisaillement de fond</i>	161
II.3.1.1.2. <i>Concentrations maximum du fluide mobilisable</i>	163
II.3.1.2. ECHELLE SPATIALE GENERALISEE	164
II.3.1.2.1. <i>Section mouillée</i>	164
II.3.1.2.2. <i>Linéaire Rennes-Redon</i>	164
II.3.1.3. BILAN SUR LA CAPACITE DE MOBILISATION	165
II.3.2. OBSERVATIONS IN SITU	167
II.3.2.1. ROCHE AFFLEURANTE	167
II.3.2.2. ZONES LOCALES DE SEDIMENTATION	167
II.3.2.3. RUGOSITE DU LIT MINEUR	167
II.3.3. SYNTHESE SUR LE TRANSPORT DES SEDIMENTS EN ETIAGE DANS LA VILAINE	170
 CHAPITRE II.4 - Transport de suspensions concentrées en régime laminaire.....	 171
 Conclusion sur les aspects mécaniques des processus de transport.....	 181
 Section III - Mesure du temps	
 Nomenclature de la section III.....	 187
Introduction.....	189
 CHAPITRE III.1 - Principe du traçage et radioéléments candidats	 193
III.1.1. PRINCIPE DU TRAÇAGE RADIOACTIF	194
III.1.1.1. LES MODELES CONCEPTUELS	194
III.1.1.2. LES MODELES EMPIRIQUES.....	197
III.1.2. CRITERES DE CANDIDATURE	198
III.1.3. RADIOELEMENTS CANDIDATS	199
III.1.3.1. ORIGINES ARTIFICIELLES	199
III.1.3.1.1. <i>Césium-137</i>	200
III.1.3.1.2. <i>L'Iode-131</i>	200
III.1.3.2. ORIGINES NATURELLES.....	200
III.1.3.2.1. <i>Origine cosmique</i>	200
III.1.3.2.2. <i>Origine tellurique</i>	201
3.2.2.1 Excès de Thorium-234.....	201
3.2.2.2 Excès de Plomb-210.....	202
III.1.3.3. BILAN	202

III.1.4. PRINCIPE DE LA MESURE DE RADIOACTIVITE	203
III.1.5. SYNTHESE SUR LE PRINCIPE DE TRACAGE	204
CHAPITRE III.2 - Les sources en radioéléments et leurs variabilités dans l'espace et le temps....	207
III.2.1. DEPOTS ATMOSPHERIQUES	208
III.2.1.1. TEMPS DE TRANSIT DANS L' ATMOSPHERE	208
III.2.1.2. MECANISMES DE DEPOT	209
III.2.1.3. VARIABILITES SPATIALES ET TEMPORELLES.....	210
<i>III.2.1.3.1. Variabilités spatiales.....</i>	<i>210</i>
<i>III.2.1.3.2. Variabilités temporelles.....</i>	<i>211</i>
1.3.2.1 Echelle pluriannuelle.....	211
1.3.2.2 A l'échelle de l'année	212
1.3.2.3 Echelle du mois.....	213
1.3.2.4 A l'échelle de l'évènement pluvieux.....	214
III.2.2. APPORTS DE LA SECTION AMONT	221
III.2.2.1. EXEMPLES DE CHRONIQUES TEMPORELLES	221
III.2.2.2. INFLUENCE DES REJETS D'UNE STATION D'EPURATION	223
III.2.2.3. HOMOGENEITE A L'ECHELLE DE LA SECTION	225
<i>III.2.2.3.1. Contexte hydrologique et méthode expérimentale</i>	<i>225</i>
<i>III.2.2.3.2. Résultats</i>	<i>228</i>
2.3.2.1 Granulométrie	228
<i>III.2.2.3.3. Concentrations en radioéléments</i>	<i>229</i>
III.2.3. MISE EN SUSPENSION D'ANCIENS SEDIMENTS.....	232
III.2.3.1. A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT.....	232
III.2.4. APPORT DES BERGES.....	234
III.2.4.1. PAR RUISSELLEMENT	234
III.2.4.2. PAR LA NAPPE PHREATIQUE	234
III.2.5. SYNTHESE SUR LES SOURCES EN RADIOELEMENTS.....	235
CHAPITRE III.3 - Coefficient de partage.....	237
III.3.1. DEFINITION.....	237
III.3.2. FACTEURS DE CONTROLE DE L'EQUILIBRE DU COEFFICIENT DE PARTAGE	239
III.3.2.1. PROPRIETES PHYSICO-CHIMIQUES DE LA PHASE DISSOUE	239
III.3.2.2. COLLOÏDES	240
III.3.2.3. PHASE PARTICULAIRE	241
<i>III.3.2.3.1. Granulométrie</i>	<i>241</i>
III.3.2.3.1.1 Des argiles au sable.....	241
III.3.2.3.1.1.1 Synthèse bibliographique	241
III.3.2.3.1.1.2 Expériences complémentaires	243
III.3.2.3.1.2 Approche multi-échelles	248
III.3.2.3.1.2.1 A partir des résultats bibliographiques	248
III.3.2.3.1.2.2 Expériences complémentaires	249
<i>III.3.2.3.2. Présence de matière organique</i>	<i>259</i>
III.3.2.3.2.1 Observations	259

III.3.2.3.2.2 Propriétés chimiques	259
III.3.3. DES CINETIQUES D'ADSORPTION-DESORPTION NON NEGLIGEABLES.....	260
III.3.3.1. RESULTATS BIBLIOGRAPHIQUES	260
III.3.3.2. RESULTATS EXPERIMENTAUX	261
III.3.3.2.1. <i>Protocole expérimental</i>	261
III.3.3.2.2. <i>Cinétiques d'adsorptions</i>	262
III.3.3.2.3. <i>Modèles d'évolution temporelle du coefficient de partage</i>	265
III.3.3.2.4. <i>Limites des expériences en milieu clos</i>	265
III.3.3.2.4.1 Influence des parois.....	265
III.3.3.2.4.2 Influence de la source limitée en radioéléments.....	267
III.3.4. SYNTHESE SUR LE COEFFICIENT DE PARTAGE	268
 CHAPITRE III.4 - Mesure du temps de transit des sédiments dans une section longitudinale de	
rivière	269
III.4.1. CAS D'ETUDE : LA VILAINE ENTRE RENNES ET GUIPRY.....	269
III.4.1.1. ARTICLE SCIENTIFIQUE	270
III.4.1.2. RESULTATS COMPLEMENTAIRES	281
III.4.2. MISE EN EVIDENCE IN SITU DES CINETIQUES DE FIXATION.....	282
III.4.2.1. PERIODE DE PIEGEAGE DES SEDIMENTS DU 21 AU 24/10/2005.....	283
III.4.2.2. PERIODE DE PIEGEAGE DES SEDIMENTS DU 09 AU 12/01/2006.....	284
III.4.2.2.1. <i>En repère Eulérien</i>	284
III.4.2.2.2. <i>En repère Lagrangien</i>	285
III.4.2.2.3. <i>Déséquilibre radioactif entre les sédiments en suspension et de fond</i>	286
III.4.3. SYNTHESE SUR LA MESURE DU TEMPS DE TRANSIT DES SEDIMENTS EN SUSPENSION	
DANS LA VILAINE	287
 Conclusion sur la mesure du temps.....	289
 Conclusion Générale.....	291
 Annexe A.1.....	295
 Annexe A.2.....	299
 Annexe A.3.....	303
 Références.....	317

Introduction Générale

Ces travaux de thèse ont pour objet l'étude du transport des sédiments dans les rivières.

La répartition des éléments chimiques au sein de la biosphère et la régulation des processus qui la régissent reposent sur des mécanismes de transport. Il est donc important d'étudier ces mécanismes pour comprendre, modéliser et prédire les processus naturels induits, qui s'expriment sur une large gamme d'échelles spatio-temporelles. Les mécanismes de transport interviennent depuis l'arrachement d'une particule de sol par l'action du vent à l'échelle de la seconde, jusqu'au façonnement des reliefs de la terre à l'échelle des millions d'années, ou encore depuis la dissolution d'un atome de carbone d'une roche calcaire, jusqu'à la régulation du cycle du carbone dans l'atmosphère.

Le transfert de matière dans les systèmes naturels est le résultat d'un arrachement suivi d'un transport ou flux [$M.T^{-1}$], soit par phénomène de gravité, soit au sein d'une matrice de transport : le vent, l'eau ou les organismes vivants. Un des mécanismes majeurs de répartition de la matière solide à la surface de la terre est le transport par les flux d'eau qui s'écoulent à l'interface entre l'enveloppe supérieure de la terre (la lithosphère) et l'enveloppe externe (l'atmosphère). Les flux d'eau vont permettre le transfert de la matière depuis une source : les continents, vers un puits : l'océan, dès lors qu'il existe une différence de potentiel (le moteur de l'écoulement étant la gravité). Ils interviennent également comme vecteurs principaux des carbones organiques dissous et particulaires vers les océans (Wolfgang et al., 1996) et participent ainsi à la régulation du cycle du carbone à l'échelle de la biosphère, dont le climat dépend. Mais également, contrairement aux flux éoliens (par exemple), les flux d'eau sont capables de transporter des blocs de dimension décimétrique, voire métrique dans des contextes hydrologiques particuliers.

Ces flux d'eau s'expriment à différentes échelles d'espace et de temps, suivant des processus différents : du ruissellement diffus à l'écoulement canalisé, avec à chaque fois un degré de couplage particulier avec la matière. C'est ce degré de couplage qu'il est intéressant de comprendre car c'est sur lui que repose la définition du lien entre les différentes échelles d'espace et de temps mises en jeu. Et, parmi les lieux d'expression des flux d'eau, la rivière a la particularité intéressante de concentrer les matières, et par conséquent d'être représentative de l'ensemble des processus amont. Elle a également la particularité d'être le lieu de modes de transport de cinétiques différentes, depuis le roulement sur le fond d'éléments grossiers jusqu'au transport à l'exutoire des particules les plus fines : il existe entre ces deux extrêmes toute une gamme de modes de transport dans la lame d'eau qui reste à ce jour encore mal comprise.

Pour ces raisons, nous avons centré ces travaux de thèse sur le transport des sédiments dans une rivière. Aussi, parce que le transport est intéressant à comprendre à toutes les échelles d'espace et de temps, ces travaux l'abordent depuis l'échelle continentale sur des pas de temps de plusieurs dizaines d'années, jusqu'au processus local de mobilisation sur des pas de temps de la seconde.

Un lieu : la rivière.

Qu'entend-on par rivière, lieu des processus étudiés dans le cadre de ces travaux ? La limite entre le versant et la rivière est en effet complexe à définir : il s'agit de trouver des critères objectifs caractérisant le passage d'un écoulement diffus (versant) à un écoulement borné par deux berges (rivière). Par exemple, dans le cadre du SAGE Vilaine (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux), les cours d'eau sont caractérisés par des réponses positives à 3 des 4 critères suivants :

- présence d'un écoulement indépendant de la pluviométrie (après 8 jours de pluviométrie inférieure à 10 mm) ;
- existence de berges délimitant une dépression verticale d'au moins 10 cm ;
- existence d'un substrat différencié (sable, gravier, vase), notablement distinct du sol de la parcelle voisine ;
- présence d'organismes inféodés aux milieux aquatiques (ou de leurs traces) comme les invertébrés benthiques, crustacés, mollusques, vers (planaires, achètes), coléoptères aquatiques, trichoptères, et les végétaux aquatiques.

A cela, nous ajoutons qu'une rivière peut également être définie par sa capacité à intégrer l'ensemble des processus sédimentaires amont, et de ce fait à créer un lien entre l'échelle d'espace du kilomètre carré et l'échelle continentale (elle est un des rares systèmes naturels à présenter cette propriété). De plus, d'un point de vue fonctionnel, la rivière correspond à une zone d'érosion et de transport très localisée pour laquelle les distances de transfert de matière peuvent être de l'ordre de l'échelle continentale.

Dans la schématisation des processus de transport, on distingue deux types de rivières : les rivières à substratum rocheux pour lesquelles la capacité de transport par le flux d'eau est supérieure à la quantité de sédiments disponibles, et les rivières alluviales pour lesquelles la quantité de sédiments transportables est supérieure à la capacité de transport du flux d'eau. Pour chaque type de rivière, il existe des modèles spécifiques, dits d'érosion du substratum (pour les rivières à substratum rocheux), ou de transport (pour les rivières alluviales). In situ, les rivières, suivant leur profil en long, ne vérifient que rarement les hypothèses de l'un ou l'autre modèle au sens strict. C'est pourquoi des modèles décrivant à la fois les processus d'érosion et de transport ont été développés (Crave et Davy, 2001 ; Howard, 1994 ; Kooi et Beaumont, 1996 ; Tucker et Slingerland, 1994). L'équation de bilan des masses à l'interface eau-sédiments est généralement exprimée par l'Équation 1 (où h est la hauteur de la couche définissant la topographie, E le taux d'érosion du lit de la rivière, D le taux de dépôt de sédiments sur le fond de la rivière et U le taux de surrection tectonique).

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -E + D + U \quad \text{Équation 1}$$

Un D important caractérise un système en transport limité et un D nul un système en détachement limité.

Un objet : les particules solides.

Après avoir défini le lieu d'étude, il est nécessaire de préciser la nature des éléments transportés, qui peut être très variée. Dans les systèmes naturels, il peut s'agir de matière organique (vivante ou

détritique) ou de matière terrigène (minérale). La prise en compte de tel ou tel matériau dans les équations de bilan de matière dépend de l'objectif visé. Cependant, il n'est pas toujours évident d'identifier les éléments qui participent à un processus donné. Par exemple, la géomorphologie s'intéresse au transfert des particules minérales à la surface de la terre. On distingue alors le transport d'éléments dissous, issus de l'érosion chimique, du transport d'éléments particulaires, issus de l'érosion mécanique. Mais, la schématisation des frontières n'est pas simple : par exemple, en rivière, les coques siliceuses de certaines algues monocellulaires (formées par précipitation de la silice dissoute) participent également aux bilans d'érosion.

C'est pourquoi, dans le cadre de ces travaux, on entend par transfert de matière, le transfert de tout élément de diamètre apparent supérieur à $0.45 \mu\text{m}$, dans une rivière et sous l'action du flux d'eau. Les termes de sédiments, de particules ou d'éléments solides sont également employés.

Flux d'eau – flux de sédiments : quel couplage ?

Au sein des réseaux hydrographiques, le flux d'eau peut être vecteur du transport de particules érodées, et moteur de la remise en suspension de particules sédimentées dans les lits mineurs de rivières, soit une combinaison de ces deux processus. Une fois érodées, il est d'usage de schématiser le transport des particules de l'amont à l'aval en trois modes de déplacements différents (fonction du couplage entre l'hydraulique de la rivière et la granulométrie des sédiments). Ces modes sont associés à des quantités de matière et des vitesses de déplacement très variables. On distingue le transport de fond (charriage ou bedload pour les anglo-saxons), le transport par saltation et le transport en suspension (*Figure 1*). En augmentant progressivement les vitesses d'eau pour un diamètre de particule donné, ou en étudiant, pour une vitesse donnée, le comportement des particules depuis les plus grosses jusqu'aux fines, les particules passent d'une position au repos à une mode de transport par charriage, puis par saltation, et enfin par suspension.

Et, en particulier en rivière, le transport de fond est un transport à seuil (c'est-à-dire qu'il nécessite un minimum d'énergie hydraulique), qu'il s'agisse de mettre en mouvement par roulement les particules les plus grosses (prisonnières de particules plus petites), de détruire un pavage pour libérer les particules sous-jacentes, ou de déstructurer un massif de vase consolidé par le développement d'une matière organique structurante.

Dans le transport par saltation, les particules grossières (pouvant atteindre jusqu'à plusieurs kilogrammes) décollent sur une hauteur qui définit la frontière (floue) entre le transport de fond et le transport en suspension (Bravard et Petit, 1997).

Enfin, le transport en suspension concerne les particules les plus fines lorsque les forces de viscosité turbulente sont de l'ordre de grandeur de la force de gravité. Dans le cas du transport en suspension, la vitesse de déplacement horizontale des particules est alors presque égale à celle du fluide. "Presque égale" signifie que les particules se redéposent après avoir parcouru 1, 10, 100 kilomètres (?), voire une distance supérieure à celle qui les relie à l'exutoire du bassin versant (on parle alors de distance de transport infinie et de mode d'érosion en détachement limité). Si la longueur de transport dans une rivière est infinie, alors le mode d'érosion est dit en détachement limité. Cela signifie alors que l'érosion dépend uniquement des conditions locales (indépendance avec tout ce qui peut s'être passé avant). La charge de la rivière augmente avec l'érosion et diminue avec le dépôt (associé aux laisses de crues par exemple). On voit apparaître une notion de longueur de transport sédimentaire l_d qui est

un paramètre important dans l'étude des processus de transport des sédiments. Schématiquement, il s'agit de la distance moyenne que parcourt une particule entre son point de détachement et son point de repos dans la rivière. Elle peut être définie par l'Équation 2 (Whiting et al., 2005), où V_s est la vitesse moyenne des sédiments, w_s leur vitesse moyenne de chute et h la hauteur moyenne de la lame d'eau.

$$l_d = V_s \frac{h}{w_s} \quad \text{Équation 2}$$

La détermination de la vitesse moyenne des sédiments implique la mesure de leur temps de transit entre deux sections transversales de rivière distantes d'une longueur connue.

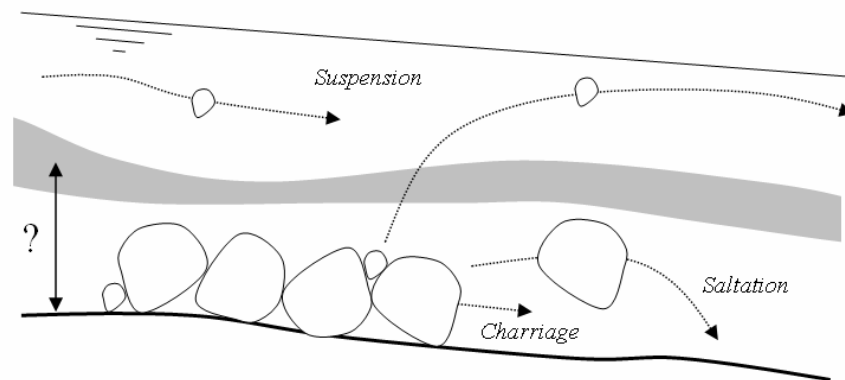


Figure 1 : Schématisation des trois modes de transport solide en rivière : le charriage, la saltation et la suspension. La zone grisée est la représentation de la frontière (floue) entre d'une part le charriage et la saltation, et d'autre part la suspension.

Mais, peut-on avoir une vision dichotomique du transport des sédiments en considérant au sein de la lame d'eau (Figure 1) une zone de transport des sédiments en suspension (dans sa partie supérieure) et une zone de transport par charriage et saltation (dans sa partie inférieure) ? Où se situe la frontière ? Comment évolue-t-elle d'amont en aval ? Correspond-elle à un lieu de fort gradient de concentration ? S'agit-il d'une limite en termes de flux de sédiments, sinon la définition des modes de transport n'a pas lieu d'être dans les bilans de matière ? La définition des frontières est importante dans la modélisation du couplage entre les flux d'eau et de sédiments. En dehors de la frontière séparant des sédiments mobiles et immobiles, on peut envisager une frontière délimitant des zones, au sein de la lame d'eau, associées chacune à des longueurs de transport différentes (par exemple la zone grisée de la Figure 1). L'existence d'une telle frontière aurait alors des implications dans les modèles de transport à long terme.

De manière générale, les concentrations en sédiments sont supposées suffisamment faibles pour qu'elles n'affectent pas les propriétés d'écoulement de l'eau. Mais, des situations d'écoulements fortement concentrés sont également à envisager, avec alors des degrés de couplages particuliers entre les flux d'eau et les flux de sédiments. Un exemple est le transport de sédiments en fond de rivière. Il existe alors une indétermination sur le prolongement du profil de vitesse dans la matière concentrée. Cet exemple est illustré sur la Figure 2 (où ABCD est un élément de la topographie mis en jeu dans l'équation de bilan de masse).

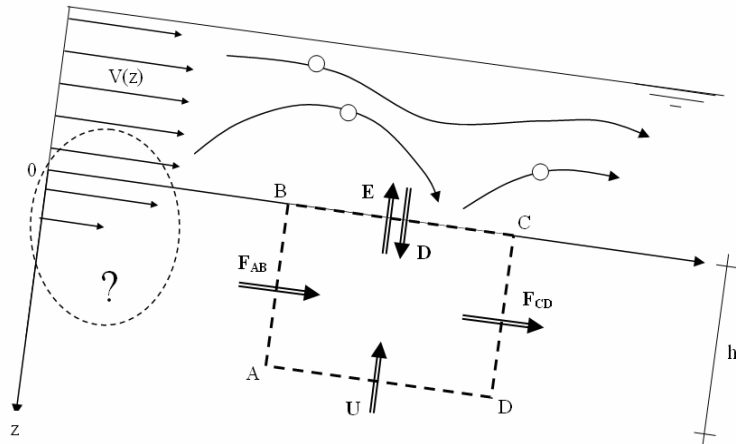


Figure 2 : Élément ABCD du lit de la rivière et flux de sédiments mis en jeu dans l'équation de bilan de masse. Les flux sur AB et CD (respectivement F_{AB} et F_{CD}) correspondent à des transferts en fond de rivière avec des vitesses parallèles à la topographie. Le flux sur AD est engendré par la surrection tectonique. Sur BC, on distingue les flux E et D. E est le flux d'érosion et D le flux de sédimentation souvent négligé car difficile à gérer. Dans D on distingue l'apport de matière par les laisses de crue, c'est-à-dire lorsque la longueur de transport est finie, ainsi que l'apport de matière en période d'étiage. Dans ce dernier cas, D est un processus qui peut être continu, donc engendrer des apports massifs importants dans le temps.

Sur quelles échelles de temps ?

Les processus de transport agissent en réponse à l'action d'agents forçant extérieurs et s'expriment sur des échelles de temps différentes, Figure 3 : inférieures à la seconde pour les processus locaux d'érosion, et jusqu'aux millions d'années pour la formation des chaînes de montagnes. Les processus d'érosion et de transport agissent "en réponse à", et donc amènent leurs propres temps caractéristiques dans un système donné.

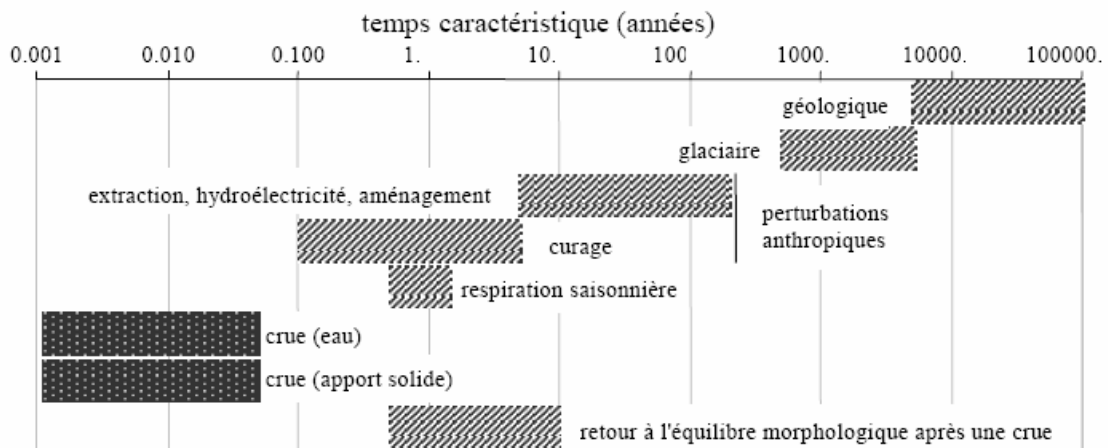


Figure 3 : Echelles de temps caractéristiques des variations morphologiques (gris clair) et des événements hydrologiques (gris foncé) (Belleudy, 2001).

Pour schématiser, les vitesses moyennes apparentes de l'eau dans les rivières sont de l'ordre du mètre par seconde alors que les vitesses d'érosion sont de l'ordre du millimètre par an, soit un facteur de plus de $3 \cdot 10^{10}$ entre les temps caractéristiques de ces deux processus. Ce facteur met en évidence la

complexité des couplages entre les flux d'eau et de sédiments : les sédiments sont tributaires des mécanismes d'écoulement, mais également de paramètres qui leur sont propres. Pour une particule isolée, il peut s'agir de sa densité et de sa géométrie. Pour un groupe de particules, il peut s'agir de l'agencement, de l'état de consolidation et de la cohésion. Mais, d'autres types de mécanismes peuvent également intervenir, tel que le développement d'une matière organique structurante. Par conséquent, on ne traitera jamais les processus d'érosion sur le long terme simplement en regardant les équations classiques de la mécanique des fluides de type Navier-Stokes. Pour étudier le devenir du couplage entre les flux d'eau et de sédiments pour une large gamme de flux d'eau, la seule approche possible est l'approche statistique. Actuellement cette approche est basée sur les chroniques qui relient entre eux les flux moyens journaliers d'eau et de sédiments en suspension (pour différentes conditions hydrologiques, lithologiques et géométriques des bassins versants). Mais, les degrés de couplage, déterminés à partir de ces relations empiriques, ne tiennent pas compte du transport de fond (on aborde ici le problème de la mesure in situ). Comment le mesurer ? Quel est son poids dans le transport total à long terme ? Intégrer le transport de fond dans les bilans de matière est important, car une des principales questions est la définition des événements morphogènes (qui relient entre elles les différentes échelles de temps). Peut-on par exemple expliquer le transfert de matière à l'échelle de l'année par l'analyse du principal événement hydraulique annuel ? L'intégration sur plusieurs milliers d'années des événements hydrauliques majeurs peut-elle expliquer à elle seule le façonnement des reliefs à la surface de la terre ? Si oui, quelle est la période de retour de l'évènement à prendre en compte ?

L'étude du couplage entre les flux d'eau et de sédiments peut également répondre à des objectifs à plus courts termes, avec des applications qui, à l'échelle de l'année ou de la dizaine d'années, sont souvent portées sur des problématiques liées à l'activité anthropique. On distingue alors deux sortes de problématiques. La première est liée à la physique des sédiments : diminution (par sédimentation) du tirant d'eau dans les rivières ou des volumes d'eau disponibles à l'amont des barrages, détérioration des turbines des pompes de prélèvements ou des centrales hydroélectriques, impact sur les populations aquatiques (diminution de la luminosité dans l'eau, augmentation de la température par absorption de la chaleur, irritation des branchies de certaines espèces animales et destruction de leurs muqueuses). La seconde est liée à la fonctionnalité des sédiments (supports de transfert des composés chimiques) : impact des polluants sur les systèmes aquatiques (les phosphores, les pesticides, la plupart des métaux et plusieurs types de composants organiques sont transportés de manière primaire par association aux sédiments fins).

Dans ce cadre très général, il nous a semblé important de travailler sur quelques questions qui, pour le moment, ne trouvent pas de réponse.

Ce mémoire est composé de trois sections.

Le couplage entre les flux d'eau et de sédiments est une expression fondamentale dans la modélisation à long terme de l'érosion des surfaces continentales. Une analyse de ce couplage, même empirique, permet d'affiner sensiblement la qualité des modèles. En effet, les dynamiques et les reliefs de référence, simulés à partir de cette loi empirique, sont extrêmement sensibles à son expression. Dans une première section, nous avons essayé d'approfondir l'analyse de la corrélation entre les flux d'eau et de sédiments par une approche statistique qui n'était pas encore utilisée pour définir ce couplage. Et, parallèlement, nous avons avancé sur la description de la loi empirique entre les flux d'eau et de

sédiments sur la base de chroniques de données journalières moyennes, établies pour des bassins versants de superficies et de lithologies différentes.

La première section met en évidence l'intérêt d'une approche mécanique pour outrepasser les limites de l'approche empirique. Suite à ce constat, la seconde section de ce mémoire revient sur les processus physiques mis en jeu dans les phénomènes de transport. Dans cette section, nous confrontons les résultats de mesures in situ de profils de vitesse et de concentration, aux théories souvent évoquées pour décrire ces mécanismes. La plupart de ces théories comprennent une part d'empirisme, calée sur des résultats expérimentaux en chenal de laboratoire et très rarement avec des données in situ. Dans le cas des écoulements très concentrés, nous proposons une approche rhéologique classique complémentaire. Les mesures in situ mettent en évidence, en rivière, une variabilité des paramètres mécaniques qu'il est difficile de moyenniser dans le temps et l'espace. Il est alors nécessaire d'avoir recours à un outil de traçage des sédiments, qui intégrera l'effet de ces variabilités sur le transport des sédiments entre deux sections d'écoulement.

La troisième et dernière section de ce mémoire présente la méthodologie de traçage des sédiments par le suivi de leur radioactivité naturelle. L'utilisation des radioéléments pour tracer les sédiments en rivière est dans une phase de développement, et il nous a semblé intéressant d'apporter une contribution à une meilleure définition de la méthodologie utilisée. En particulier, nous avons ciblé nos travaux sur deux radioéléments de courte demi-vie : le Béryllium-7 (53.3 jours) et l'Iode-131 (8.02 jours). Les résultats portent, entre autres, sur la cinétique de transport des sédiments dans le fleuve Vilaine.

Les aspects fondamentaux de ces travaux de thèse ont fait l'objet d'un projet INSU : "Ecosphère Continentale, Risques environnementaux", et les aspects plus appliqués, d'une convention de recherche avec l'Institut d'Aménagement de la Vilaine "Inondations dans le bassin de la Vilaine : paramètres hydrogéomorphologiques et flux terrigènes".

SECTION I

Couplage flux d'eau-flux de sédiments

Nomenclature de la section I

Symboles	Unités	Désignations
α	---	variable
α_{moy}	---	variable moyenne
β	---	variable
β_{moy}	---	variable moyenne
$\Delta\alpha_{moy}$	---	intervalle de variation de α_{moy}
$\Delta\beta_{moy}$	---	intervalle de variation de β_{moy}
$\Delta k_{e\ moy}$	---	intervalle de variation de $k_{e\ moy}$
$\Delta k_{s\ moy}$	---	intervalle de variation de $k_{s\ moy}$
ρ_w	(kg.m ⁻³)	masse volumique de l'eau
τ_0	(N.m ⁻²)	contrainte de cisaillement de fond
a	---	paramètre de calage de la loi de puissance entre Q_s et Q
a_{max}	---	paramètre de calage maximum de la loi de puissance entre Q_s et Q
a_{min}	---	paramètre de calage minimum de la loi de puissance entre Q_s et Q
b	---	paramètre de calage de la loi de puissance entre Q_s et Q
b_i	---	paramètre de calage défini par l'indice i de la loi de puissance entre Q_s et Q
b_{max}	---	paramètre de calage maximum de la loi de puissance entre Q_s et Q
b_{min}	---	paramètre de calage minimum de la loi de puissance entre Q_s et Q
C_s	(mg.l ⁻¹)	concentration en sédiments
C_{seuil}	(g.l ⁻¹)	concentration seuil en sédiments
$C_{seuil,moyen}$	(g.l ⁻¹)	concentration seuil moyenne en sédiments
d	---	densité des grains
d_{25}	(m)	diamètre associé à une fraction passante de 0.25
d_{50}	(m)	diamètre associé à une fraction passante de 0.50
d_{75}	(m)	diamètre associé à une fraction passante de 0.75
f	---	coefficient de friction de Darcy
i	---	indice
k	---	paramètre de calage de la loi de puissance entre a et S
k_e	---	paramètre de calage des fonctions de densité de probabilité des flux d'eau
$k_{e\ max}$	---	paramètre de calage maximum des fonctions de densité de probabilité des flux d'eau
$k_{e\ min}$	---	paramètre de calage minimum des fonctions de densité de probabilité des flux d'eau
$k_{e\ moy}$	--	paramètre de calage moyen des fonctions de densité de probabilité des flux d'eau
k_s	---	paramètre de calage des fonctions de densité de probabilité des flux de sédiments
$k_{s\ max}$	---	paramètre de calage maximum des fonctions de densité de probabilité des flux de sédiments

Symboles	Unités	Désignations
$k_{s \min}$	---	paramètre de calage minimum des fonctions de densité de probabilité des flux de sédiments
$k_{s \text{ moy}}$	---	paramètre de calage moyen des fonctions de densité de probabilité des flux de sédiments
M	(kg)	masse de sédiments
n	---	paramètre de calage de la loi de puissance entre a et S
Q	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau
Q_0	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau initial
Q_i	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau défini par l'indice i
Q_{\max}	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau maximum
$Q_{\text{médian}}$	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau médian
Q_{\min}	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau minimum
Q_{moyen}	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau moyen
Q_s	($\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$)	flux de sédiments
$Q_{s \max}$	($\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$)	flux de sédiments maximum
$Q_{s \text{ médian}}$	($\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$)	flux de sédiments médian
$Q_{s \min}$	($\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$)	flux de sédiments minimum
$Q_{s \text{ moyen}}$	($\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$)	flux de sédiments moyen
$Q_{s, \text{seuil } 75}$	($\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$)	flux de sédiments moyen associé à $Q_{\text{seuil } 75}$
$Q_{s, \text{seuil } 95}$	($\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$)	flux de sédiments moyen associé à $Q_{\text{seuil } 95}$
$Q_{s, \text{seuil } 99}$	($\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$)	flux de sédiments moyen associé à $Q_{\text{seuil } 99}$
$Q_{s, \text{seuil } i}$	($\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$)	flux de sédiments moyen associé à $Q_{\text{seuil } i}$
Q_{seuil}	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau seuil
$Q_{\text{seuil } 75}$	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau seuil tel que les flux d'eau supérieurs permettent d'expliquer 75 % de la charge totale en sédiments sur la durée d'une chronique
$Q_{\text{seuil } 95}$	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau seuil tel que les flux d'eau supérieurs permettent d'expliquer 95 % de la charge totale en sédiments sur la durée d'une chronique
$Q_{\text{seuil } 99}$	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau seuil tel que les flux d'eau supérieurs permettent d'expliquer 99 % de la charge totale en sédiments sur la durée d'une chronique
$Q_{\text{seuil } i}$	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau seuil tel que les flux d'eau supérieurs permettent d'expliquer i % de la charge totale en sédiments sur la durée d'une chronique
$Q_{\text{seuil } \max}$	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau seuil maximum
$Q_{\text{seuil } \min}$	($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	flux d'eau seuil minimum
R^2	---	coefficient de détermination
S	($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$)	penne
S_w	(m^2)	section d'écoulement (ou section mouillée)
U	($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	vitesse moyenne d'écoulement

Introduction

Les chroniques de valeurs journalières des flux d'eau et de sédiments contiennent l'information nécessaire à la définition des passerelles entre les différentes échelles de temps et d'espace d'expression des processus de transport. Les échelles de temps abordées dans cette première section vont de la journée à la dizaine d'années. Quant aux échelles d'espace, elles sont comprises entre le kilomètre carré et le million de kilomètres carrés.

Pour un bassin versant donné, les flux d'eau et de sédiments sont des variables hautement fluctuantes dans le temps. Ces fluctuations sont la conséquence de la variabilité temporelle des processus amont, caractéristiques des échelles de temps du transport solide. Ainsi, modéliser ces fluctuations, c'est avancer dans la définition des passerelles temporelles précédemment évoquées. Le premier chapitre de cette section propose de modéliser la statistique des flux par des fonctions de densité de probabilité (Crave et Davy, 2001 ; Davy, 1993 ; Lague et al., 2005). L'utilisation de ces fonctions de distribution est intéressante pour deux raisons : d'une part elles intègrent la variabilité journalière des flux, et d'autre part, elles ne présentent pas de moyenne. Autrement dit, le flux moyen est toujours conditionné par le plus grand évènement qui peut arriver (ce qui est particulièrement intéressant lorsque l'on souhaite modéliser des processus où l'impact des évènements extrêmes est prépondérant). Ces fonctions ne sont pas actuellement utilisées pour décrire la variabilité temporelle des flux de sédiments. Dans le cadre de ces travaux, un intérêt particulier est porté sur les valeurs des flux les plus importants, dont on pressent l'impact significatif dans les bilans de masse à long terme. Nous proposons dans ce chapitre d'aborder le couplage entre les flux d'eau et de sédiments à partir de l'analyse des paramètres de calage des distributions de densité de probabilité des flux les plus importants. L'analyse repose sur les distributions statistiques des flux. Il est par conséquent important de noter que, suivant cette approche du couplage entre les flux d'eau et de sédiments, aucune relation fonctionnelle entre les flux n'est présupposée.

Ce couplage est généralement établi à partir de la mesure in situ des valeurs moyennes journalières dans une section d'écoulement de rivière. Cette mesure est intégratrice des processus d'érosion localisés sur la partie amont du bassin versant. Elle est la résultante d'une fonction d'arrachement moyenne des sédiments sur le lit de la rivière et/ou sur les versants. De ce fait, il n'est pas possible de distinguer les sédiments qui viennent de l'érosion du substratum rocheux de ceux qui sont issus d'une remobilisation (c'est-à-dire qui ont déjà été par le passé soumis à un arrachement et à une longueur de transport finie). C'est pourquoi, la relation reliant le flux de sédiments au flux d'eau est généralement interprétée dans les modèles géomorphologiques comme un modèle d'arrachement (érosion en détachement limité). L'hypothèse sous-jacente est celle d'une longueur de transport des sédiments infinie.

Dans un second chapitre, le couplage entre les flux d'eau et de sédiments est abordé par l'analyse des données journalières moyennes, depuis le régime d'étiage jusqu'aux crues. Dans ce cas, la relation entre les flux de sédiments et les flux d'eau peut être modélisée par une loi de puissance (Asselman, 2000 ; Cordova, 1997 ; Jansson, 2000 ; Liden, 1999 ; Mebeck et al., 2003 ; Morehead et al., 2003 ; Syvitski et al, 2000). L'objectif est ici d'étudier si un même jeu de paramètre de calage de la loi de

puissance permet de décrire le passage des faibles énergies aux fortes énergies hydrauliques, ou bien s'il existe des plages de flux d'eau, chacune associée à des jeux de paramètres de calage différents. En d'autres termes, existe-t-il plusieurs types de couplage flux d'eau-flux de sédiments dans une rivière ? Et si oui, où se situent les frontières et quelle est leur signification physique ?

I.1

Flux d'eau et de sédiments : une variabilité temporelle à intégrer

Dans les rivières, les chroniques de flux d'eau et de sédiments en suspension (*Figure 4*), mettent en évidence une forte variabilité journalière des valeurs moyennes. Cette variabilité, il est nécessaire de l'intégrer dans la modélisation, qu'elle soit portée sur l'étude de phénomènes à courtes ou longues échelles de temps. Dans le cas des flux d'eau, elle est directement liée à la variabilité des précipitations, des phénomènes de ruissellement, d'infiltration et d'évaporation. Et, dans le cas des flux de sédiments, elle est liée au flux d'eau dans le sens où l'énergie hydraulique est nécessaire au transport des sédiments.

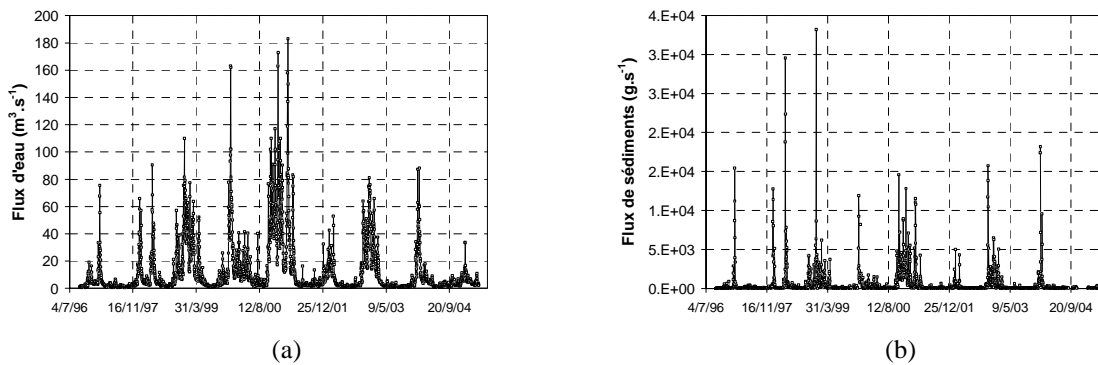


Figure 4 : Exemples de chroniques de flux d'eau (a) et de sédiments (b) sur le bassin versant de la Vilaine.

Dans le cas des flux d'eau, la variabilité est généralement décrite par une fonction de densité de probabilité qui dépend de seulement deux paramètres : le flux moyen et un paramètre de calage k (Crave et Davy, 2001). Dans ce chapitre, nous proposons d'étendre cette approche pour modéliser la variabilité temporelle des flux de sédiments. Puis, après avoir remarqué l'importance du poids des événements extrêmes dans les bilans de masse à l'échelle d'un bassin versant, le couplage entre les flux d'eau et de sédiments est abordé par la comparaison des distributions statistiques des flux les plus importants (supérieurs au flux le plus probable).

Les analyses proposées dans ce chapitre reposent sur 29 chroniques de valeurs moyennes journalières de flux d'eau et de sédiments. Ces chroniques sont également utilisées dans le chapitre I.2 suivant.

I.1.1. SELECTION DES DONNEES

Les données utilisées dans ce chapitre proviennent d'une part de la base de données de l'USGS (28 chroniques), et d'autre part du service assainissement de la ville de Rennes (chronique originale, dont on connaît le protocole d'acquisition des données, et qui, par conséquent, peut être considérée comme une référence).

I.1.1.1. Les bassins versants de l'USGS

I.1.1.1.1. Critères de sélection

Les 28 bassins versants analysés sont issus de la base USGS (United States Geology Survey), *Tableau 1*. Pour chacun des bassins versants, la base de données USGS propose une valeur journalière de flux d'eau Q ($m^3.s^{-1}$) associée à une valeur journalière de concentration C_s ($mg.l^{-1}$). La relation entre la concentration et le flux de sédiments Q_s ($g.s^{-1}$) est donnée par l'Équation 3.

$$Q_s = C_s \cdot Q \quad \text{Équation 3}$$

Les chroniques de flux ont été sélectionnées en fonction de leur nombre de données journalières consécutives : équivalent à un minimum de 5 années (de 5 à 40 ans, moyenne : 11 ans), du pourcentage de données manquantes : inférieur à 12 % (de 0 à 11.9 %, moyenne : 1.5 %), ainsi que de leur localisation de manière à avoir d'une part des bassins versants dont le relief dominant est de type montagne (12 bassins), et d'autre part des bassins versants dont le relief dominant est de type plaine (16 bassins). Les bassins versants ont également été sélectionnés en fonction de leur superficie. On distingue 5 classes de superficies, avec à chaque fois la présence de bassins versants des deux types de reliefs dans chacune des classes (*Figure 5*). Sur les 28 bassins, 3 sont localisés sur l'archipel d'Hawaï et 25 en Amérique du Nord entre les latitudes 25.5235° (Rio Grande près de Brownsville) et 47.4042° (Yellowstone River, près de Sidney), et les longitudes -123.5235° (Deer Creek, près de Salado) et -2.2729° (Johns Creek, près de Meta). Une chronique (référéncée 3528000) appartient également à la base de données HCDN (Hydro-Climatic Data Network) (Slack et al., 1993) qui regroupe les cours d'eau les moins anthropisés du territoire américain dans le cadre d'un programme de suivi des fluctuations climatiques.



Figure 5 : Localisation des 28 stations de mesures journalières consécutives de concentrations et flux d'eau, sélectionnées dans la base de l'USGS ; les chiffres correspondent aux 5 classes d'aires drainées ; classe 1 (6 bassins) : de 2.9 à 10.4 km^2 , classe 2 (5 bassins) : de 140 à 164 km^2 , classe 3 (7 bassins) : de 3 465 à 3 858 km^2 , classe 4 (6 bassins) : de 143 175 à 251 229 km^2 , et classe 5 (4 bassins) : de 456 700 à 624 187 km^2 , plus un de 1 847 180 km^2 .

Enfin, il est important de noter dès à présent qu'il n'existe pas de relation entre les durées des chroniques et les aires des bassins versants pour les 28 bassins sélectionnés. Cette remarque est

importante lorsque l'on cherche des relations entre l'aire drainée d'un bassin versants et des paramètres physiques qui, directement ou indirectement, sont fonctions de la durée de la chronique. On peut citer en exemple les valeurs extrêmes des flux.

I.1.1.1.2. Caractéristiques des flux des bassins versants sélectionnés

La large gamme de variation des aires drainées permet l'étude de flux d'eau moyens allant de $0.059 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (aire drainée de 2.9 km^2) à $6\,666 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (aire drainée de $1\,847\,180 \text{ km}^2$) et de flux de sédiments moyens allant de 5.3 g.s^{-1} (aire drainée : 8 km^2) à $3\,830\,114 \text{ g.s}^{-1}$ (aire drainée de $1\,847\,180 \text{ km}^2$), *Tableau 1*. Le ratio entre les flux moyens extrêmes est de 1×10^6 pour les flux d'eau et de 7×10^6 pour les flux de sédiments.

Tableau 1 : Données spatiales des 28 stations de l'USGS et de la station localisée sur la Vilaine. Les altitudes sont celles du MNT du logiciel Google Earth.

Localisation de la station de mesure	Référence	Aire drainée (km ²)	Latitude (degrés)	Longitude (degrés)	Altitude (m)	Relief dominant
Kamooalii Stream près de Kaneohe (Oahu, HI)	16265600	2.9	21.2322	-157.4744	---	Montagne
Deer Creek près de Salado (OR)	14306810	3.0	44.3205	-123.5235	614	Montagne
Ralston Creek à Iowa City (IA)	5455000	8.0	41.395	-91.3048	182	Plaine
Willow Creek à Madison (WI)	5427970	8.0	43.0427	-89.2521	252	Plaine
Kamooalii Stream près de Kaneohe (Oahu, HI)	16272200	9.9	21.2347	-157.4823	NR	Montagne
North Halawa Stream près de Honolulu (Oahu, HI)	16226200	10.4	21.2234	-157.5422	---	Montagne
Arroyo Trabuco Creek at San Juan Capistrano (CA)	11047300	140	33.2954	-117.3954	189	Montagne
Truckee River at South Lake Tahoe (CA)	10336610	142	38.5521	-119.5926	2 258	Montagne
Johns Creek près de Meta (KY)	3210000	146	37.3401	-82.2729	481	Plaine
Yellow Creek près de Middlesboro (KY)	3402000	157	36.4005	-83.4119	452	Plaine
Massies Creek à Wilberforce (OH)	3241500	164	39.4322	-83.5258	282	Plaine
Russian River près de Guerneville (CA)	11467000	3 465	38.3031	-122.5536	426	Montagne
Arroyo Chico près de Guadalupe (NM)	8340500	3 600	35.3533	-107.1119	1 810	Montagne
Zumbro River à Kellogg (MN)	5374900	3 626	44.1843	-92.0014	280	Plaine
Paria River à Lees Ferry (AZ)	9382000	3 652	36.522	-111.3538	1 877	Montagne
Walnut Creek à Albert (KS)	7141900	3 652	38.274	-99.005	590	Plaine
Clinch River à l'amont de Tazewell (TN)	3528000	3 818	36.253	-83.2354	400	Plaine
Santa Ana River à l'aval du barrage du Prado (CA)	11074000	3 859	33.53	-117.384	574	Montagne
Kansas River à Wamego (KS)	6887500	143 175	39.1152	-96.1816	338	Plaine
Mississippi River à Winona (MN)	5378500	153 327	44.032	-91.3815	331	Plaine
Mississippi River à Mc Gregor (IA)	5389500	174 824	43.0129	-91.1021	242	Plaine
Yellowstone River près de Sidney (MT)	6329500	178 976	47.4042	-104.0922	726	Montagne
Platter River à Louisville (NE)	6805500	222 221	41.0055	-96.0928	311	Plaine
Mississippi River à Saint Louis (MO)	7010000	251 229	38.3703	-90.1058	150	Plaine
Rio Grande près de Brownsville (TX)	8475000	456 700	25.5235	-97.2715	0	Plaine
Missouri River à Bismark (ND)	6342500	482 774	46.4851	-100.4912	533	Plaine
Columbia River à Vancouver (WA)	14144700	624 187	45.373	-122.403	66	Montagne
Mississippi River à Thebes (IL)	7022000	1 847 180	37.13	-89.275	102	Plaine
Vilaine près de Rennes (France)	Vilaine	1 380	48.0947	-1.7465	24	Plaine

L'analyse de la *Figure 6* et de la *Figure 7* montre que l'amplitude de variation des flux d'eau et de sédiments par kilomètre carré d'aire drainée d'un bassin versant décroît suivant une loi de puissance en fonction de la superficie de ce bassin versant, et que la puissance de décroissance est la même pour les deux types de flux. Les petits bassins sont plus réactifs à une pluviométrie donnée alors qu'au contraire, un grand bassin versant a tendance à tamponner les processus du fait de l'inertie induite par sa superficie (Meybeck, 2003).

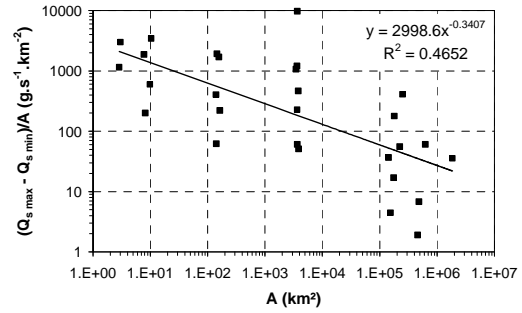
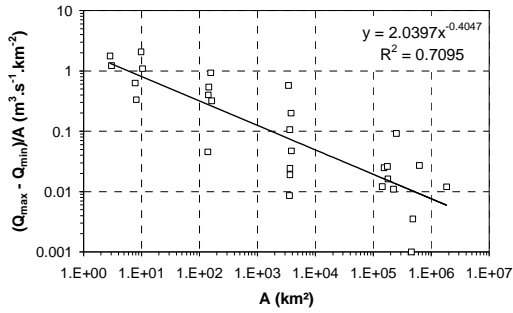


Figure 6 : Amplitude de variation des flux d'eau par kilomètre carré d'aire drainée en fonction de la superficie du bassin versant.

Figure 7 : Amplitude de variation des flux de sédiments par kilomètre carré d'aire drainée en fonction de la superficie du bassin versant.

Le rapport entre les amplitudes des flux d'eau et des sédiments est constant quel que soit la superficie du bassin versant et environ égal à 1 000. Cette observation est confirmée par la Figure 8 qui présente des relations en loi de puissance entre les flux de sédiments maximum, minimum et respectivement les flux d'eau maximum et minimum de l'ensemble des bassins versants. Par conséquent, la dispersion des valeurs de flux d'eau conditionne la dispersion des valeurs de flux de sédiments suivant une loi adimensionnée eu égard la superficie du bassin versant. Toutefois, le chemin emprunté par les couples de points (Q ; Q_s) entre (Q_{min} ; $Q_{s min}$) et (Q_{max} ; $Q_{s max}$), pour un bassin donné, reste pour le moment indéterminé.

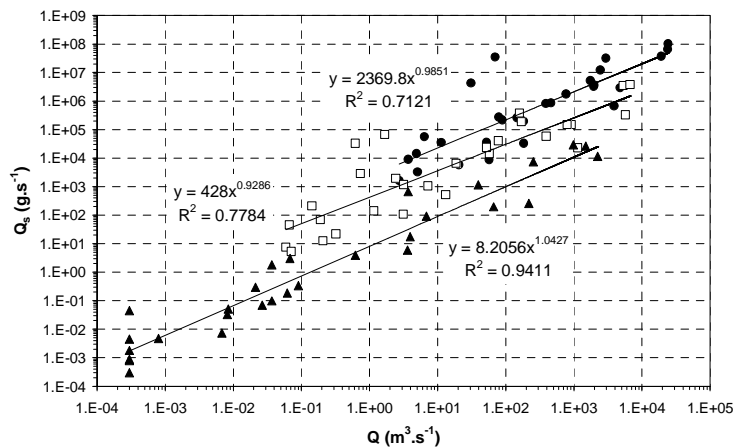


Figure 8 : Représentation graphique des $Q_{s max}$ (●), $Q_{s min}$ (▲) et $Q_{s moyen}$ (□) en fonction respectivement des Q_{max} , Q_{min} et Q_{moyen} pour les 28 bassins versants sélectionnés dans la base de données de l'USGS.

Tableau 2 : Données hydrologiques et valeurs caractéristiques des flux de sédiments des 28 stations de l'USGS et de la station localisée sur la Vilaine. Les résultats statistiques sont calculés à partir des populations de flux de sédiments non nuls.

Référence	Début (01/01/----)	Fin (31/12/----)	Durée (années)	Données manquantes (%)	Flux journalier de sédiments : valeurs nulles (%)	Q_{moyen} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	$Q_{médian}$ ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Q_{min} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	$Q_{s, moyen}$ ($g \cdot s^{-1}$)	$Q_{s, médian}$ ($g \cdot s^{-1}$)	$Q_{s, min}$ ($g \cdot s^{-1}$)	$Q_{s, max}$ ($g \cdot s^{-1}$)
16265600	1984	1992	9	0.5	0	0.059	0.016	0.0008	7.6	0.158	0.005	3 316
14306810	1968	1972	5	0	2.8	0.208	0.091	0.0068	13	0.250	0.007	9 090
5455000	1965	1986	22	3.2	4.6	0.067	0.024	0.0003	46	1.4	0.002	14 617
5427970	1974	1979	6	8.5	0.05	0.071	0.034	0.0003	5.3	0.420	0.001	1 637
16272200	1977	1992	16	0	0	0.321	0.218	0.0082	22	2.6	0.033	5 898
16226200	1984	1992	9	0	14.3	0.190	0.028	0.0003	11	0.119	0.0003	35 701
11047300	1971	1976	6	0	29.2	0.143	0.034	0.0003	214	0.566	0.001	56 693
10336610	1981	1989	9	0.4	2.4	3.1	1.3	0.0266	109	6.8	0.071	8 798
3210000	1975	1979	5	11.9	0	2.4	0.963	0.0623	1 946	54	0.187	279 718
3402000	1980	1988	9	3.9	0.03	3.2	1.2	0.0906	1 188	28	0.340	265 620
3241500	1953	1957	5	5.9	0	1.2	0.396	0.0085	142	5.1	0.051	36 001
11467000	1968	1983	16	0	0	78	9.3	0.0212	40 909	139	0.297	3 694 600
8340500	1979	1985	7	0	5.9	0.618	0.170	0.0003	33 405	935	0.045	4 341 600
5374900	1976	1980	5	0	0	19	13	4.0	6 581	889	18	826 650
9382000	1949	1975	27	0	14.4	0.733	0.340	0.0368	2 891	191	0.099	35 402 100
7141900	1964	1974	11	0	0	1.7	0.085	0.0003	67 498	9.6	0.005	219 912
3528000	1935	1940	6	0	0	57	30	3.6	14 544	1 045	6.0	1 781 600
11074000	1974	1981	8	0	0	7.2	4.2	0.0680	1 075	368	3.1	196 595
6887500	1965	1974	10	0	0	159	75	6.9	383 680	11 411	93	5 264 900
5378500	1976	1984	9	0	0	920	739	67	149 636	10 800	200	683 820
5389500	1976	1988	13	0	0.5	1 139	895	218	23 430	32 550	261	2 984 500
6329500	1972	1980	9	0.8	0	392	279	40	58 866	58 195	1 172	31 892 000
6805500	1972	1980	9	0	0	170	122	3.7	191 951	45 910	666	12 346 400
7010000	1951	1990	40	0.1	0	5 312	4 330	980	3 541 578	1 409 005	29 640	102 816 000
8475000	1967	1980	14	0	0	52	10	0.0368	23 692	574	1.8	875 760
6342500	1972	1980	9	0	0	797	773	255	152 285	106 372	7 532	3 304 000
14144700	1964	1968	5	0	0	5 699	4 300	2 230	333 696	58 270	11 730	37 772 000
7022000	1981	1991	11	5.6	0	6 666	5 470	1 490	3 830 114	1 704 585	26 520	65 835 000
Vilaine	24/09/1996	10/05/2005	8.7	9.2	0	13	3.9	0.6200	529	70	4.0	33 220

I.1.1.2. Le bassin versant de la Vilaine à Rennes

L'équipe métrologie du service assainissement de la ville de Rennes réalise depuis septembre 1996 des prélèvements de sédiments dans la Vilaine à hauteur d'Apigné, à l'aval de Rennes (*Figure 9*). Nous avons mis en relation les flux de sédiments obtenus par l'Équation 3, avec les flux d'eau relevés par la Diren Loire Bretagne au niveau du pont de la rocade ouest de Rennes, station J7200610, référencée "Vilaine" dans les tableaux de ce chapitre. A cet endroit, la surface drainée du bassin versant de la Vilaine est de 1 380 km².



Figure 9 : Localisation sur carte IGN de la crépine de prélèvement des sédiments en suspension et de la station de mesure des flux d'eau. Distance entre les deux points de mesure : 2.75 km en linéaire de cours d'eau.

I.1.1.2.1. Mesure de la concentration

La concentration est obtenue par la pesée de la matière résiduelle après filtration à 0.45 μm d'un volume d'eau de rivière donné. Ce volume d'eau correspond à un échantillon moyen journalier formé de sous-échantillons prélevés par pompage tous les quarts d'heure. Le prélèvement est local dans la section mouillée : la crépine est positionnée à 1 m sous la surface libre et à 4 m de la rive gauche.

I.1.1.2.2. Mesure du flux d'eau

Les flux d'eau sont mesurés par l'équipe métrologie de la Diren Loire Bretagne. La station de mesure est située à 2.75 km en amont de la crépine (*Figure 9*). Hors période d'étiage, il n'y a pas d'apport significatif à la Vilaine entre ces deux points de mesure. En période d'étiage sévère le rejet de la station d'épuration (STEP) par son émissaire situé à 1.25 km en amont de la crépine, *Figure 9*, peut ponctuellement représenter jusqu'à 50 % du flux d'eau total de la Vilaine à Apigné. Les flux d'eau correspondent à des valeurs moyennes journalières par lecture d'une courbe de tarage, calée avec des mesures acquises par un ADCP. Les moyennes sont calculées à partir de flux d'eau instantanés estimés également tous les quarts d'heure.

I.1.2. CAS GENERAL : DE L'ÉTIAGE A LA CRUE

Les chroniques étant maintenant définies, la deuxième partie de ce chapitre propose l'étude des variabilités des flux d'eau et de sédiments, depuis le régime d'étiage jusqu'aux flux les plus importants.

I.1.2.1. Distributions statistiques

La variabilité des flux peut être intégrée dans des distributions statistiques qui relient la fréquence d'un événement à son amplitude. La méthode de traitement des données que nous avons suivie est celle développée par Davy (1993), sous l'hypothèse que les flux d'eau journaliers moyens soient indépendants (hypothèse vérifiée pour les petites aires drainées, discutables pour les plus grandes superficies où les temps caractéristiques des crues peuvent être de plusieurs jours). Pour chaque chronique, les flux d'eau et de sédiments sont répartis en 50 classes espacées suivant un schéma logarithmique. Les résultats sont présentés sur la *Figure 10*, où, pour chaque classe de superficie de bassin versant, on distingue les distributions des flux d'eau et de sédiments.

Chacune de ces courbes présente deux tendances (quelle que soit l'aire drainée du bassin versant). La première, pour les plus faibles valeurs de flux (d'eau ou de sédiments), correspond à une augmentation de probabilité d'occurrence du flux avec l'augmentation de son amplitude (suivant une loi exponentielle). Cela signifie que dans le cas d'un système naturel, un flux très faible est un événement rare. Dans un système anthropique, la gestion des flux d'eau d'étiage et/ou des modifications dans l'occupation et l'utilisation des sols (qui affectent aussi bien les flux d'eau et de sédiments) peut venir perturber ce constat (Zhang et Schiling, 2006). La seconde tendance est observée à partir de la valeur du flux le plus probable. Elle correspond à une diminution de la probabilité d'occurrence du flux avec l'augmentation de son amplitude. A noter que le flux le plus probable est d'un ordre de grandeur plus faible que la moyenne des flux.

La normalisation par le flux d'eau moyen (*Figure 11*), ou le flux de sédiments moyen (*Figure 12*), met en évidence une distribution statistique moyenne de l'ensemble des bassins versants. Cette observation est intéressante pour la modélisation : il semble exister un comportement moyen représentatif depuis les petits bassins versants d'une superficie de 3 km², jusqu'aux grands bassins versants d'une superficie de 1.8x10⁶ km². Les ruptures de pente observées pour des flux normalisés supérieurs à l'unité sont liées à l'aspect limité (dans le temps) des chroniques. En effet, plus la période de suivi des flux est longue, plus la probabilité d'observer un flux supérieur au flux maximum existant est importante.

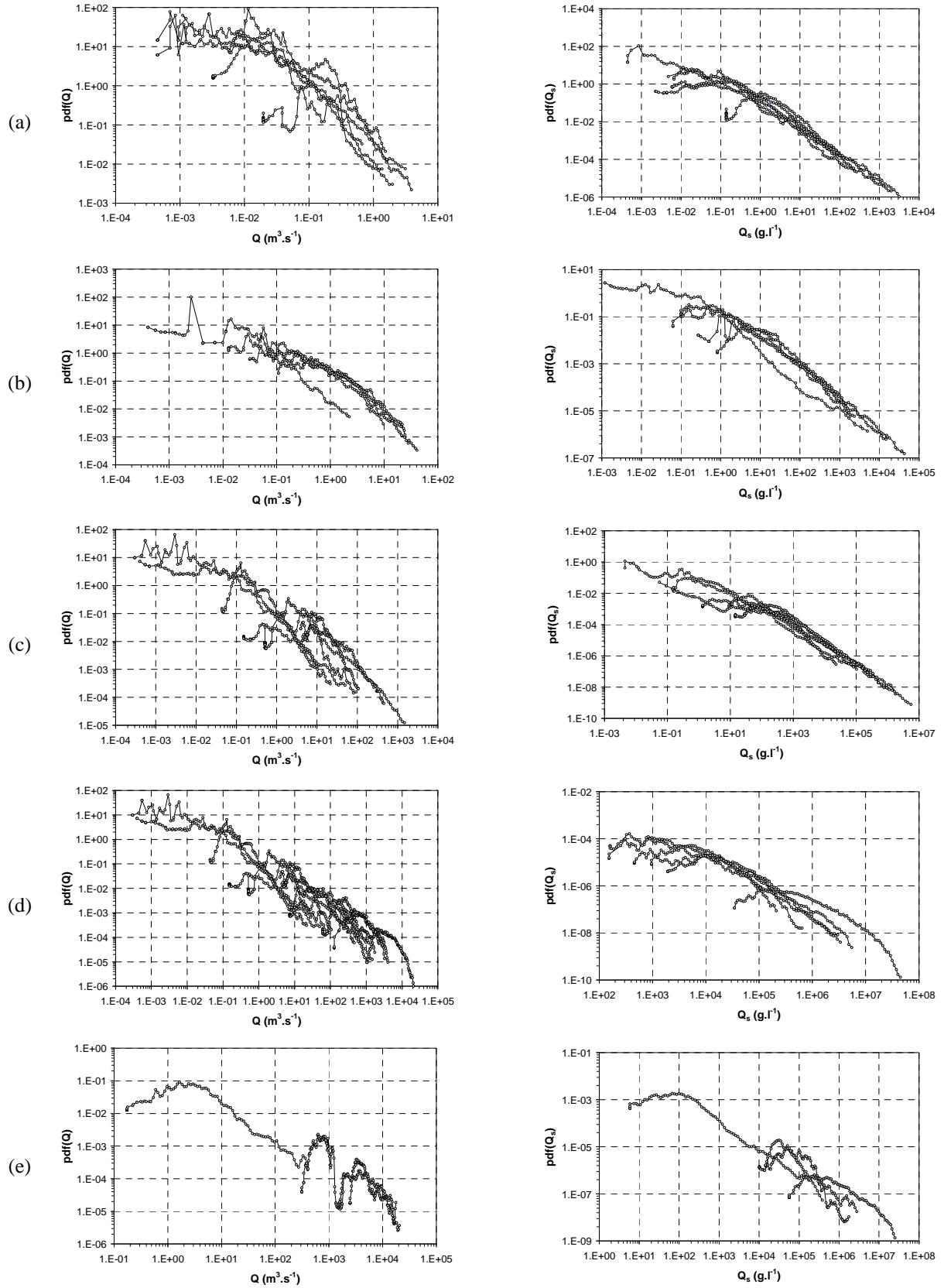


Figure 10 : Distributions statistiques des flux d'eau et de sédiments pour des bassins versants (a) de 2.9 à 10.4 km² (6 bassins), (b) de 140 à 164 km² (5 bassins), (c) de 3 465 à 3 858 km² (7 bassins), (d) de 143 175 à 251 229 km² (6 bassins), et (e) de 456 700 à 624 187 km² (4 bassins), plus un de 1 847 180 km².

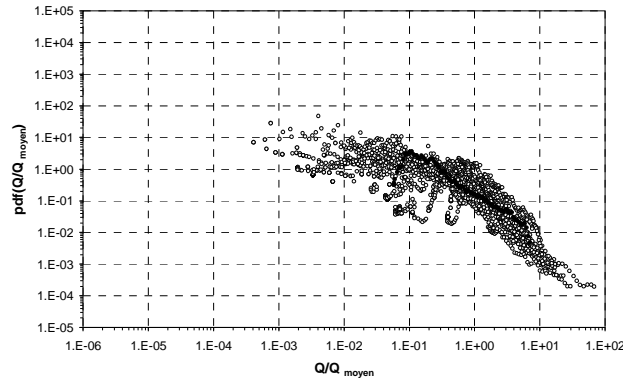


Figure 11 : Distribution statistique moyenne (à partir de l'ensemble des bassins versants étudiés) des flux d'eau normalisés par le flux d'eau moyen. Le cas particulier de la Vilaine est signalé par (●).

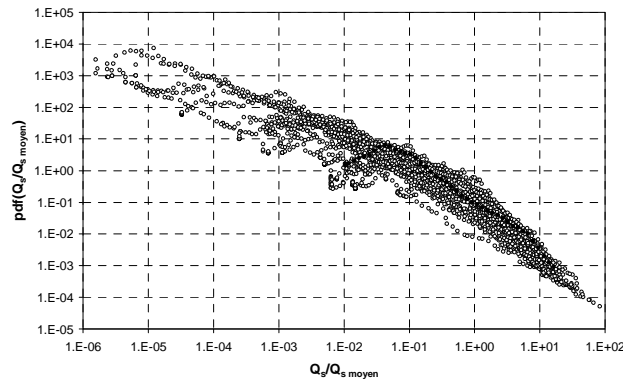
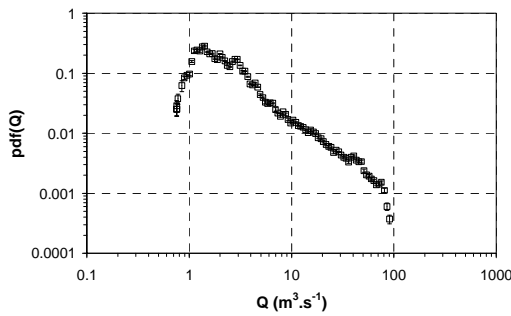
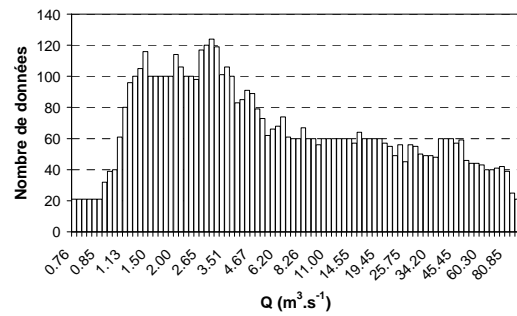


Figure 12 : Distribution statistique moyenne (à partir de l'ensemble des bassins versants étudiés) des flux de sédiments normalisés par le flux de sédiments moyen. Le cas particulier de la Vilaine est signalé par (●).

Enfin, dans le cas de certains bassins versants, on observe une diminution de la fréquence d'apparition des évènements extrêmes (Figure 13 (a)). A ce jour, les recherches menées ne permettent pas de conclure sur l'origine de ce phénomène, qui peut être naturel ou statistique. Cependant, la comparaison de la fréquence d'apparition des évènements extrêmes au nombre de données prises en compte (Figure 13 (a) et (b), et Figure 14 (a) et (b)), semble écarter l'hypothèse statistique (le nombre minimum de données est identique).



(a)



(b)

Figure 13 : (a) distribution de la densité de probabilité des flux d'eau de la Vilaine et (b) et nombre d'évènements par classe de flux d'eau.

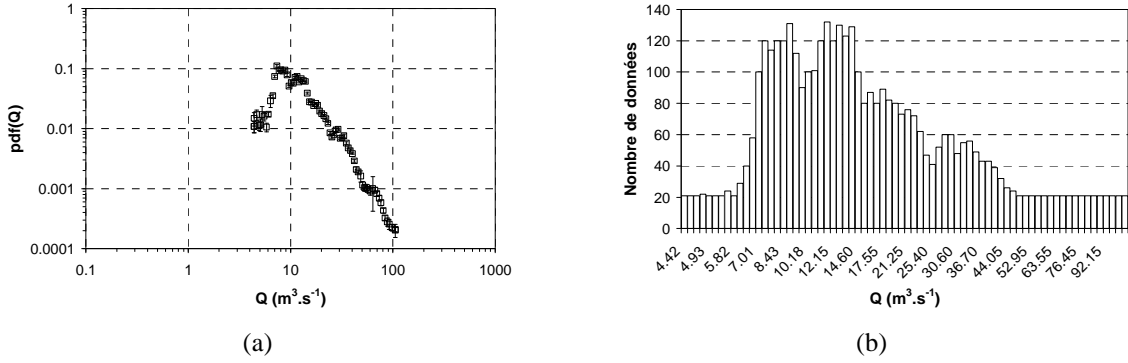


Figure 14 : (a) Distribution de la densité de probabilité des flux d'eau à la station USGS 5374900 et (b) nombre d'évènements par classe de flux d'eau.

I.1.2.2. Modélisation par une fonction de densité probabilité

I.1.2.2.1. Flux d'eau

Les distributions statistiques des flux d'eau peuvent être modélisées par des fonctions de densité de probabilité (terme anglo-saxon : probability density function, ou pdf) qui s'écrivent sous la forme d'une distribution à deux paramètres : k_e et Q_{moyen} (Crave et Davy, 2001), Équation 7. L'intérêt de ce modèle est de pouvoir décrire avec seulement deux paramètres les variabilités des flux d'eau présentées sur la Figure 4. De ce fait, ce modèle est souvent utilisé en modélisation numérique de l'évolution des reliefs (Crave et Davy, 2001 ; Lague et al., 2005). De plus, le flux moyen est conditionné par le plus grand évènement qui s'est produit. Cela est particulièrement important lorsque l'on souhaite modéliser des processus où l'impact des évènements extrêmes est prépondérant. Et, vers les valeurs de flux les plus importantes, la distribution suit une loi de puissance $-(1 + k_e)$.

$$pdf(Q) = \frac{(Q_{moyen} k_e)^{k_e}}{\Gamma(k_e)} e^{\left(-k_e \frac{Q_{moyen}}{Q}\right)} Q^{-(1+k_e)} dQ \quad \text{Équation 7}$$

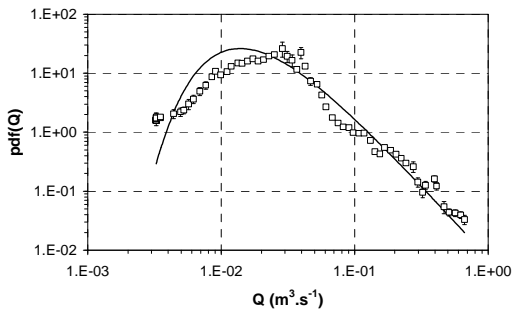


Figure 15 : Exemple de modélisation de la densité de probabilité des flux d'eau (station USGS 5427970) ; $k_e = 0.98$

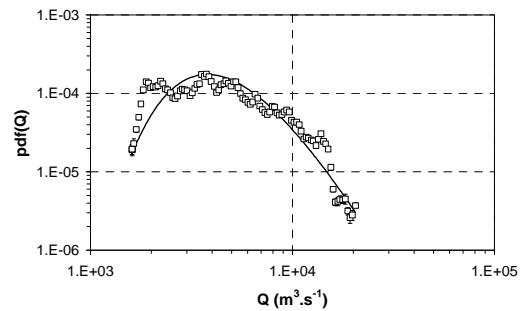


Figure 16 : Exemple de modélisation de la densité de probabilité des flux d'eau (station USGS 7022000) ; $k_e = 1.42$.

La Figure 15 et la Figure 16 montrent des exemples de modélisation de la distribution statistique des flux d'eau pour des bassins versants de superficies différentes. Elles confirment le fait que la fonction de densité de probabilité est également un modèle permettant de décrire les distributions statistiques des flux de sédiments.

I.1.2.2.2. Flux de sédiments

Dans le cadre de ce travail, une approche similaire est proposée pour modéliser la distribution des flux de sédiments (Équation 8), avec les deux paramètres : k_s et Q_s moyen.

$$pdf(Q_s) = \frac{(Q_s \text{ moyen } k_s)^{k_s}}{\Gamma(k_s)} e^{\left(-k_s \frac{Q_s \text{ moyen}}{Q_s}\right)} Q_s^{-(1+k_s)} dQ_s \quad \text{Équation 8}$$

La Figure 17 et la Figure 18 montrent des exemples de modélisation de la distribution statistique des flux de sédiments pour des bassins versants de superficies différentes.

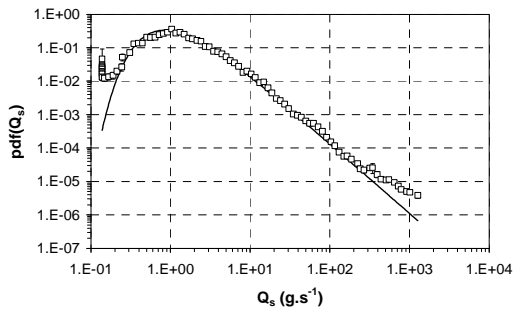


Figure 17 : Exemple de modélisation de la densité de probabilité des flux d'eau (station USGS 16272200) ; $k_s = 0.36$. Le changement de courbure aux plus faibles flux d'eau peut être représentatif de la nature anthropique du bassin versant.

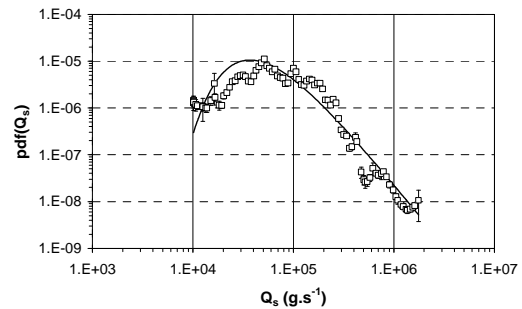


Figure 18 : Exemple de modélisation de la densité de probabilité des flux d'eau (station USGS 6342500) ; $k_s = 0.12$.

I.1.3. CAS PARTICULIER : LES FLUX LES PLUS IMPORTANTS

Nous venons de mettre en évidence qu'un même type de fonction de probabilité de densité permet de décrire les distributions statistiques des flux d'eau et de sédiments. Après avoir remarqué l'intérêt de cibler les flux les plus importants dans les bilans de masse à l'échelle de temps pluriannuelle, cette troisième partie propose la systématisation de la modélisation des queues de distribution des flux d'eau et de sédiments par des lois de puissance. L'objectif est d'étudier le couplage entre les flux d'eau et de sédiments par la comparaison des puissances de ces lois.

I.1.3.1. Motivation

En rivières, il est commun que la majeure partie des sédiments en suspension soit transportée pendant seulement quelques évènements hydrauliques importants. Certaines études montrent que 90 % du flux

solide annuel se produit pendant environ 25 % du temps (Old et al., 2002 ; Lewis, 2002 ; Wass et al., 1999), 60 % pendant 10 % du temps (Asselman, 2000), ou encore 90 % pendant 10 % du temps et 50 % pendant 1 % du temps (Meade et al., 1990).

Nous avons également cherché à caractériser les temps de transport représentatifs de nos 29 bassins versants. Pour cela, après avoir classé les flux d'eau par ordre décroissant, nous avons défini $Q_{seuil\ 75}$, $Q_{seuil\ 95}$ et $Q_{seuil\ 99}$ (Tableau 3) tels que les flux d'eau supérieurs à ces flux particuliers permettent d'expliquer respectivement 75 %, 95 % et 99 % de la charge totale en sédiments sur la durée de la chronique.

Dans le cadre de ces travaux, et à partir des données du Tableau 3, on constate que :

- 75 % du flux de sédiments transite pendant 1 % du temps pour les petites superficies de bassin versant et jusqu'à 42 % du temps pour les grandes superficies de bassin versant (moyenne : 13 %) ;
- 95 % du flux de sédiments transite pendant 3 %, et jusqu'à 80 % du temps (moyenne : 36 %) ;
- 99 % du flux de sédiments transite pendant 6 %, et jusqu'à 96 % du temps (moyenne : 59 %).

Tableau 3 : Bilan des pourcentages de temps permettant d'expliquer le transport de 75 %, 95 % et 99 % des charges totales sur les durées des chroniques.

Référence	Aire drainée (km ²)	Charge totale mesurée (10 ⁶ tonnes)	$Q_{seuil\ 75}$		$Q_{seuil\ 95}$		$Q_{seuil\ 99}$	
			Charge partielle mesurée (10 ⁶ tonnes)	Temps (%)	Charge partielle mesurée (10 ⁶ tonnes)	Temps (%)	Charge partielle mesurée (10 ⁶ tonnes)	Temps (%)
16265600	2.9	7	5	1	7	9	7	41
14306810	3.0	4	3	2	3	11	4	36
5455000	8.0	237	177	2	225	14	234	45
5427970	8.0	2	2	5	2	43	2	78
16272200	9.9	65	49	4	62	55	65	86
16226200	10.4	56	42	2	53	7	55	16
11047300	140	63	47	1	60	3	62	6
10336610	142	99	74	11	94	30	98	52
3210000	146	494	370	4	470	23	489	55
3402000	157	1 066	785	2	1 012	14	1 055	45
3241500	164	39	29	4	37	27	38	54
11467000	3 465	120 692	90 731	4	114 652	11	119 486	20
8340500	3 600	17 762	13 340	4	16 878	15	17 599	45
5374900	3 626	1 897	1 424	10	1 804	41	1 878	74
9382000	3 652	567 125	424 642	1	8 044	7	8 385	17
7141900	3 652	3 450	2 575	3	219 692	9	228 968	35
3528000	3 818	6 036	4 521	10	5 743	41	5 980	65
11074000	3 859	793	595	36	755	80	785	94
6887500	143 175	172 453	129 405	11	376 000	55	391 092	83
5378500	153 327	21 774	16 366	32	147 481	34	153 668	64
5389500	174 824	114 687	86 549	42	29 883	76	31 136	94
6329500	178 976	355 467	267 359	17	75 558	77	78 645	93
6805500	222 221	179 254	134 543	20	170 284	55	177 470	82
7010000	251 229	65 278 937	49 040 431	31	62 021 551	67	64 643 232	87
8475000	456 700	53 509	40 155	10	50 848	23	52 978	40
6342500	482 774	142 212	106 637	55	135 096	85	140 776	96
14144700	624 187	96 145	72 092	19	91 430	57	95 212	90
7022000	1 847 180	5 041 697	3 780 530	32	4 790 869	66	4 992 041	87
Vilaine	1 380	382	286	4	363	7	378	28

Ces résultats sont du même ordre de grandeur que ceux proposés dans la bibliographie, réaffirmant l'importance d'un nombre isolé d'évènements extrêmes dans l'explication du transport total des sédiments. Mais, ils permettent également de nuancer les conclusions en fonction de l'aire drainée des bassins versants. En ce sens, la *Figure 19* et la *Figure 20* présentent les pourcentages de temps associés au transport de respectivement 75 % et 95 % de la charge totale en fonction de l'aire drainée du bassin versant. La *Figure 19* met en évidence que les flux d'eau extrêmes ont un poids dans le transport total d'autant plus important que la superficie du versant est petite, avec l'existence d'une loi de puissance reliant le temps de transport (%) à l'aire drainée (km²). Lorsque l'on intègre des flux plus faibles (pour expliquer 95 % de la charge totale, et par la suite 99 %), la relation en loi de puissance s'estompe (*Figure 20*).

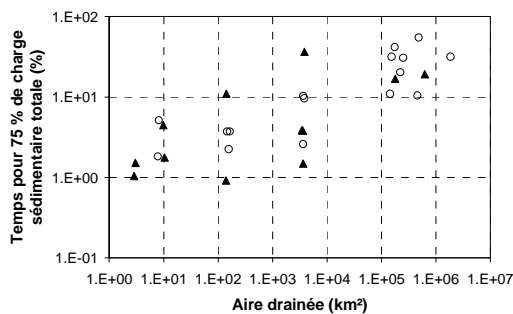


Figure 19: Pourcentage de temps nécessaire à transporter 75 % de la charge totale en sédiments, en fonction de l'aire drainée du bassin versant.

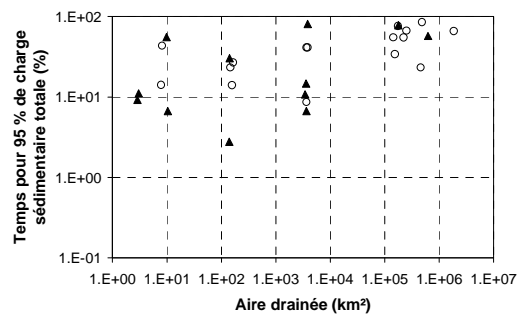


Figure 20: Pourcentage de temps nécessaire à transporter 95 % de la charge totale en sédiments, en fonction de l'aire drainée du bassin versant.

Il est important de noter que le pourcentage de temps qui permet d'obtenir 75 %, 95 % ou 99 % de la charge de sédiments totale, est indépendant de la durée de la chronique. En effet, en théorie, plus la chronique est longue, plus la probabilité de présence d'évènements extrêmes est élevée. Une explication à ces observations réside dans la variabilité spatiale de l'intensité des précipitations. En effet, plus la superficie du bassin versant est petite, plus la probabilité qu'il reçoive une pluviométrie moyenne élevée est faible. Et, lorsque l'évènement se produit, il peut affecter l'ensemble du versant. Un scénario possible est le suivant : les petits bassins versants sont sujets à un lessivage total de période de retour élevée qui laisse le temps au stock de sédiments (notamment d'origine organique) de se reconstituer. Par conséquent, les flux d'eau extrêmes gouvernent la charge totale de sédiments à long terme. En revanche, les grands bassins versants formés de la réunion de petits sous-bassins versants, ont tendance à moyenniser les processus. Les flux extrêmes correspondent alors à une pluviométrie d'intensité élevée affectant sur le même pas de temps un nombre important de petits bassins versants.

Tableau 4 : Synthèse de $Q_{\text{seuil } 75}$, $Q_{\text{seuil } 95}$ et $Q_{\text{seuil } 99}$ pour les 29 bassins versants étudiés.

Référence	Aire drainée (km ²)	$Q_{\text{seuil } 75}$ (m ³ .s ⁻¹)	$Q_{\text{seuil } 95}$ (m ³ .s ⁻¹)	$Q_{\text{seuil } 99}$ (m ³ .s ⁻¹)
16265600	2.9	0.765	0.113	0.020
14306810	3.0	1.34	0.481	0.159
5455000	8.0	0.495	0.091	0.026
5427970	8.0	0.255	0.040	0.022
16272200	9.9	0.736	0.204	0.133
16226200	10.4	1.97	0.538	0.187
11047300	140	2.30	0.680	0.222
10336610	142	7.49	2.92	1.13
3210000	146	12.0	2.38	0.821
3402000	157	20.6	5.21	1.39
3241500	164	5.41	1.08	0.340
11467000	3 465	479	190	75.9
8340500	3 600	2.72	0.623	0.170
5374900	3 626	33.1	13.9	9.03
9382000	3 652	5.86	2.95	0.765
7141900	3 652	14.1	1.27	0.481
3528000	3 818	134	39.1	18.0
11074000	3 859	5.75	2.12	1.47
6887500	143 175	348	266	182
5378500	153 327	1000	130	57.2
5389500	174 824	1010	464	249
6329500	178 976	538	555	382
6805500	222 221	246	109	62.3
7010000	251 229	6090	3260	2140
8475000	456 700	169	60.3	16.5
6342500	482 774	740	551	460
14144700	624 187	8095	4050	3110
7022000	1 847 180	7892	4330	2810
Vilaine	1 380	82.5	47.5	12.3

I.1.3.2. Modélisation par une loi de puissance

I.1.3.2.1. Flux d'eau

Lorsque le flux tend vers l'infini, l'expression proposée par Davy (1993) (Équation 7) tend vers une loi de puissance (Équation 9, avec α décrit par l'Équation 10).

$$pdf(Q) \xrightarrow{Q \rightarrow \infty} \alpha Q^{-(k_e+1)} \quad \text{Équation 9}$$

$$\alpha = \frac{(Q_{\text{moyen}} k_e)^{k_e}}{\Gamma(k_e)} \quad \text{Équation 10}$$

Cette formulation en loi de puissance est en accord avec les études récentes qui se focalisent uniquement sur les flux les plus importants (Turcotte et Green, 1993). Les premières approches (indirectes) basées sur des hypothèses de fonctionnement des processus amont à la rivière ne sont pas satisfaisantes : par exemple, le couplage entre une distribution des événements pluviométriques extrêmes suivant une loi de Poisson et un ruissellement Hortonien (seul) uniforme sur le bassin versant, entraîne une sous-estimation de la fréquence d'apparition des flux extrêmes.

De manière générale (Figure 21), pour chaque bassin versant, la distribution des flux d'eau supérieurs au flux le plus probable a été modélisée par une loi de puissance. La Figure 22 cible en particulier les évènements extrêmes, mettant en évidence une plus forte variabilité de l'exposant.

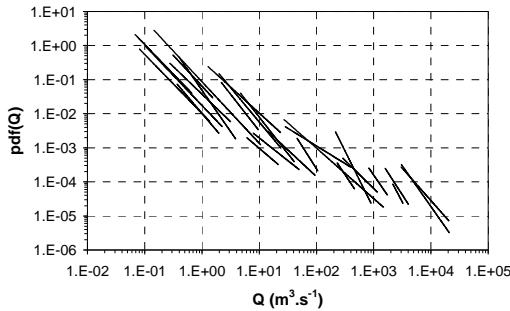


Figure 21 : Modélisation en loi de puissance de la distribution des flux d'eau supérieurs au flux le plus probable (pour les 29 bassins versants étudiés)

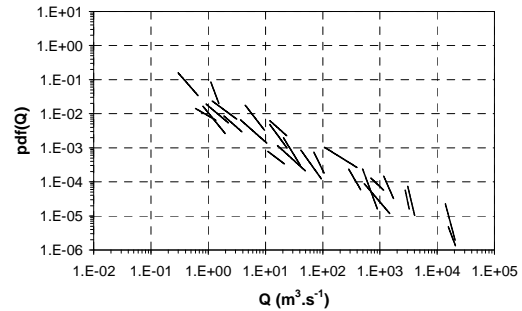
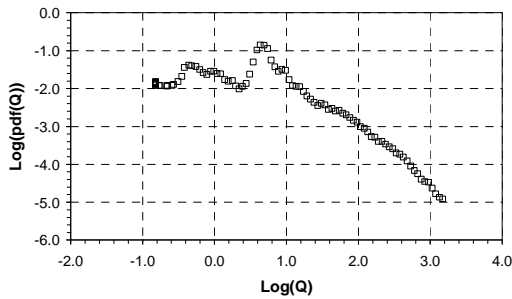
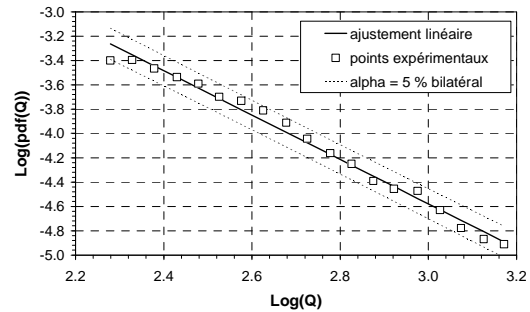


Figure 22 : Modélisation en loi de puissance de la distribution des flux d'eau extrêmes (pour les 29 bassins versants étudiés)

Les paramètres α et k_e de l'Équation 10 ont été déterminés à partir de chacune des chroniques, sur la plage des flux d'eau $[Q_{seuil\ i} ; Q_{max}]$, avec $i = 75, 95$ et 99 %. La Figure 23 présente un exemple de modélisation de la queue de distribution des logarithmes des flux d'eau par une régression linéaire, dont les estimateurs $-(k_e\ moy + 1)$ et $\log(\alpha\ moy)$ sont déterminés à un niveau de confiance de 95 %. De manière générale, $i = 99$ % permet d'isoler l'intégralité des flux supérieurs au flux le plus probable.



(a)



(b)

Figure 23 : Exemple de modélisation en loi de puissance de la queue de distribution des flux d'eau (station USGS 11467000), avec $Q_{seuil\ 75} = 190\ m^3.s^{-1}$, $k_e = 0.82 \pm 0.1$ et $\alpha = 9.3 \pm 5.2$.

L'ensemble des résultats est consigné dans le Tableau 7 ($i = 75$ %), le Tableau 8 ($i = 95$ %) et le Tableau 9 ($i = 99$ %). Le Tableau 5 synthétise les résultats sur l'exposant de la loi de puissance et les compare aux valeurs issues de la bibliographie. Les valeurs trouvées dans le cadre de ces travaux sont de l'ordre de grandeur de celles issues de la bibliographie. Nos résultats mettent également en évidence la sensibilité de k_e à l'amplitude des évènements pris en compte : la variabilité de k_e est d'autant plus importante que le nombre d'évènements pris en compte est faible. Pour $Q_{min} = Q_{seuil\ 75}$, un poids important est donné aux évènements extrêmes, qui, pour certains bassins versants, sont associés à une diminution inexplicquée de leur densité de probabilité (augmentation du k_e). A l'opposé, lorsque $Q_{min} = Q_{seuil\ 99}$, les flux les plus faibles pris en compte ne sont plus toujours alignés suivant un modèle de distribution en loi de puissance. Dans ce cas, la valeur du k_e est sous-estimée.

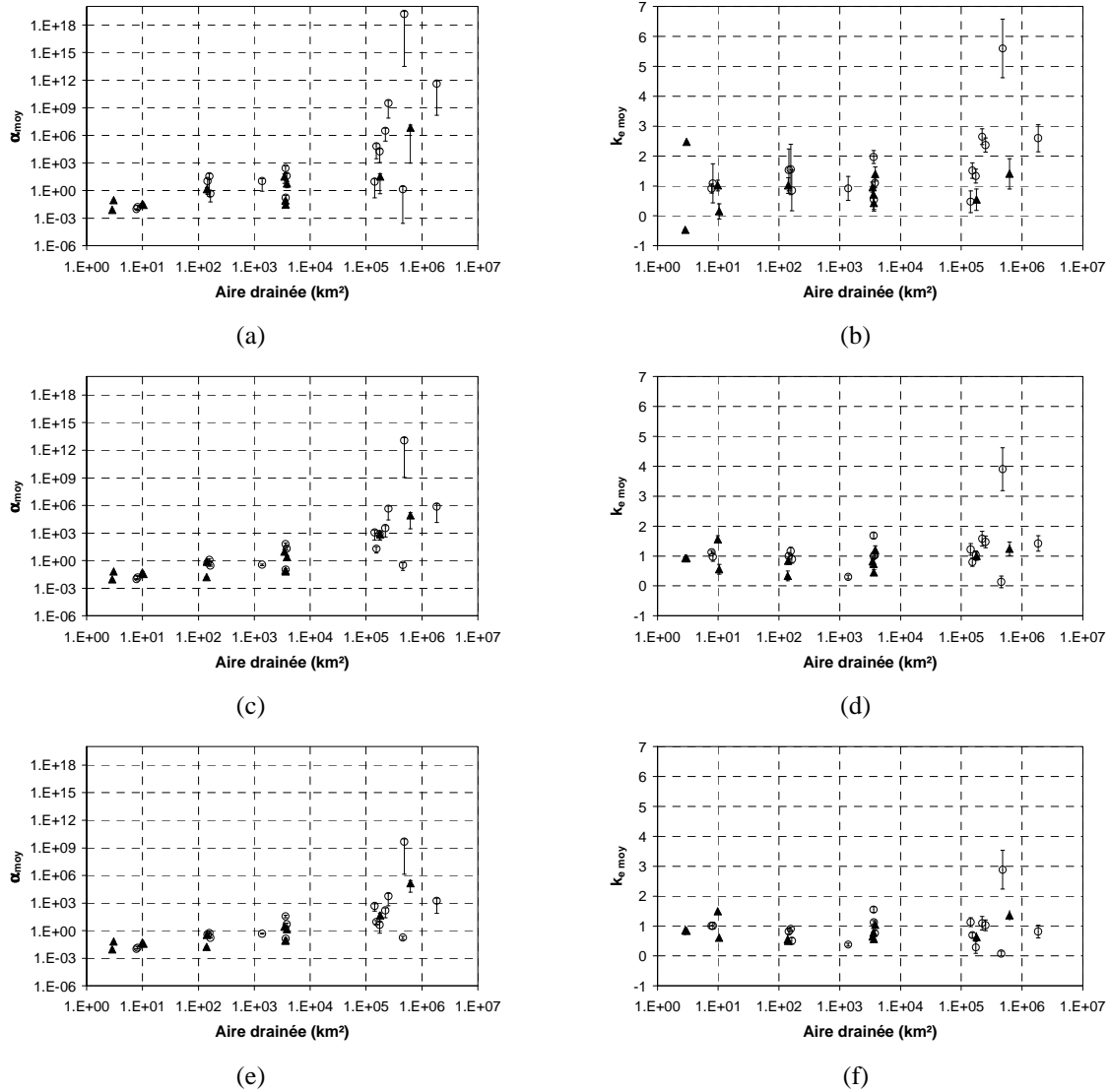


Figure 24 : Evolution des paramètres $k_{e\ moy}$ et α_{moy} avec l'aire drainée des bassins versants, avec $Q_{seuil\ 75}$ ((a) et (b)), $Q_{seuil\ 95}$ ((c) et (d)), et $Q_{seuil\ 99}$ ((e) et (f)).

La Figure 24 présente l'évolution des paramètres $k_{e\ moy}$ et α_{moy} avec l'aire drainée des bassins versants, dans les trois cas de figures envisagés ($Q_{seuil\ 75}$, $Q_{seuil\ 95}$ et $Q_{seuil\ 99}$). Alors que l'analyse ne montre aucune relation évidente entre la valeur de $k_{e\ moy}$ et l'aire drainée, α_{moy} augmente avec la superficie des bassins versants. Et, en particulier, pour les grandes superficies associées, α_{moy} est d'autant plus important que le nombre d'évènements considérés est faible. Ce résultat met en évidence le poids de la moyenne dans le cas des grands bassins versants, où les phénomènes sont tamponnés, et par conséquent où les flux les plus importants ont une probabilité d'occurrence plus élevée que dans le cas des petits bassins versants.

Tableau 5 : Synthèse des valeurs de k_e .

k_e min	k_e max	Plages des flux d'eau [Q_{min} ; Q_{max}]	Localisation	Nombre de bassins analysés	Durée des chroniques	Auteurs
0.08	1.1	---	Taiwan	22	# 30 ans	(Lague et al., 2005)
0.9	1.85	---	Etats-Unis	8	---	(Slack et al., 1993)
0.1	3.23	---	Etats-Unis	---	---	(Turcotte et Greene, 1993)
0.15	3	---	Monde	59	§ 3 ans	(Meybeck et al., 2003)
-0.47	5.60	$Q_{min} = Q_{seuil\ 75}$	Etats-Unis (+1 en France)	29	de 5 à 40 ans (moyenne : 11 ans)	Résultats obtenus dans le cadre de ces travaux de thèse
0.14	4.91	$Q_{min} = Q_{seuil\ 95}$	Etats-Unis (+1 en France)	29	de 5 à 40 ans (moyenne : 11 ans)	
0.08	2.89	$Q_{min} = Q_{seuil\ 99}$	Etats-Unis (+1 en France)	29	de 5 à 40 ans (moyenne : 11 ans)	

I.1.3.2.2. Flux de sédiments

De manière similaire, pour les flux de sédiments, on met en évidence l'Équation 11 et Équation 12.

$$pdf(Q_s) \xrightarrow[Q_s \rightarrow \infty]{} \beta Q_s^{-(k_s+1)} \tag{Equation 11}$$

$$\beta = \frac{(\overline{Q_s} k_s)^{k_s}}{\Gamma(k_s)} \tag{Equation 12}$$

Aussi (Figure 25), pour chaque bassin versant, la distribution des flux de sédiments supérieurs au flux le plus probable a été modélisée par une loi de puissance. La Figure 26 cible en particulier les événements extrêmes (ne mettant pas en évidence, contrairement au cas des flux d'eau, une plus forte variabilité de l'exposant).

Les paramètres β et k_s de l'Équation 12 ont été déterminés à partir de chacune des chroniques, sur la plage des flux de sédiments [$Q_{s,seuil\ i}$; $Q_{s,max}$], avec $i = 75, 95$ et 99% ($Q_{s,seuil\ i}$ étant le flux de sédiments moyen associé à $Q_{seuil\ i}$). La Figure 27 présente un exemple de modélisation de la queue de distribution des logarithmes des flux d'eau par une régression linéaire, dont les estimateurs $-(k_{s,moy} + 1)$ et $\log(\beta_{moy})$ sont déterminés à un niveau de confiance de 95 %. De manière générale, $i = 99\%$ permet d'isoler l'intégralité des flux supérieurs au flux le plus probable.

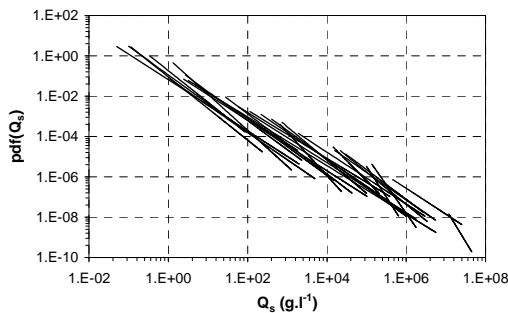


Figure 25 : Modélisation en loi de puissance de la distribution des flux de sédiments supérieurs au flux le plus probable (pour les 29 bassins versants étudiés)

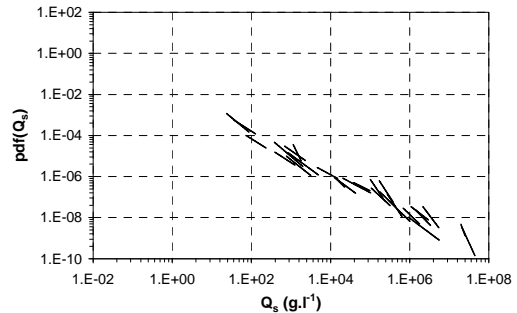


Figure 26 : Modélisation en loi de puissance de la distribution des flux de sédiments extrêmes (pour les 29 bassins versants étudiés)

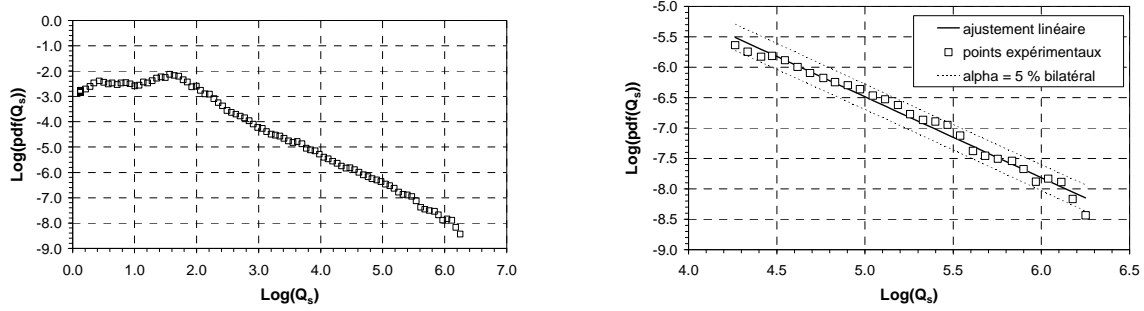


Figure 27 : Exemple de modélisation en loi de puissance de la queue de distribution des flux de sédiments (station USGS 11467000), avec $Q_{s,seuil\ 75} = 16\ 040\ g.s^{-1}$, $k_s = 0.33 \pm 0.06$ et $\beta = 1.9 \pm 1.3$.

L'ensemble des résultats est consigné dans le *Tableau 7*, le *Tableau 8* et le *Tableau 9*. Le *Tableau 7* synthétise les résultats sur l'exposant de la loi de puissance et les compare aux valeurs issues de la bibliographie. A notre connaissance, seuls les travaux de Dadson (2004) utilisent une loi de puissance pour modéliser la queue de distribution des flux de sédiments. L'amplitude de nos résultats est probablement à relier à la variabilité des caractéristiques physiques des bassins versants étudiés, qui est plus grande que dans le cas de ceux de Taiwan.

L'exposant de la loi de puissance est plus stable que dans le cas des flux d'eau, et la distribution des flux de sédiments suit également une loi de puissance.

Tableau 6 : Synthèse des valeurs de k_s .

$k_{s\ min}$	$k_{s\ max}$	Plages des flux de sédiments [$Q_{s\ min}$; $Q_{s\ max}$]	Localisation	Nombre de bassins analysés	Durée des chroniques	Auteurs
0.23	0.80		Taiwan	12	# 30 ans	(Dadson, 2004)
0.04	0.84	$Q_{s\ min} = Q_{s,seuil\ 75}$ (associé à $Q_{s,seuil\ 75}$)	Etats-Unis (+1 en France)	29	de 5 à 40 ans (moyenne : 11 ans)	Résultats obtenus dans le cadre de ces travaux de thèse
0.11	0.57	$Q_{s\ min} = Q_{s,seuil\ 95}$ (associé à $Q_{s,seuil\ 95}$)	Etats-Unis (+1 en France)	29	de 5 à 40 ans (moyenne : 11 ans)	
0.13	0.55	$Q_{s\ min} = Q_{s,seuil\ 99}$ (associé à $Q_{s,seuil\ 99}$)	Etats-Unis (+1 en France)	29	de 5 à 40 ans (moyenne : 11 ans)	

La *Figure 28* présente l'évolution des paramètres $k_{s\ moy}$ et β_{moy} avec l'aire drainée des bassins versants, dans les trois cas de figures envisagés ($Q_{s,seuil\ 75}$, $Q_{s,seuil\ 95}$ et $Q_{s,seuil\ 99}$). Alors que la distribution des flux de sédiments suit une loi de puissance sur une gamme de valeurs plus large que dans le cas des flux d'eau, l'erreur associée à la détermination de $k_{s\ moy}$ est plus grande. Alors que l'analyse ne montre aucune relation évidente entre la valeur de $k_{s\ moy}$ et l'aire drainée, β_{moy} augmente avec la superficie des bassins versants. A nouveau, ce résultat met en évidence le poids de la moyenne dans le cas des grands bassins versants.

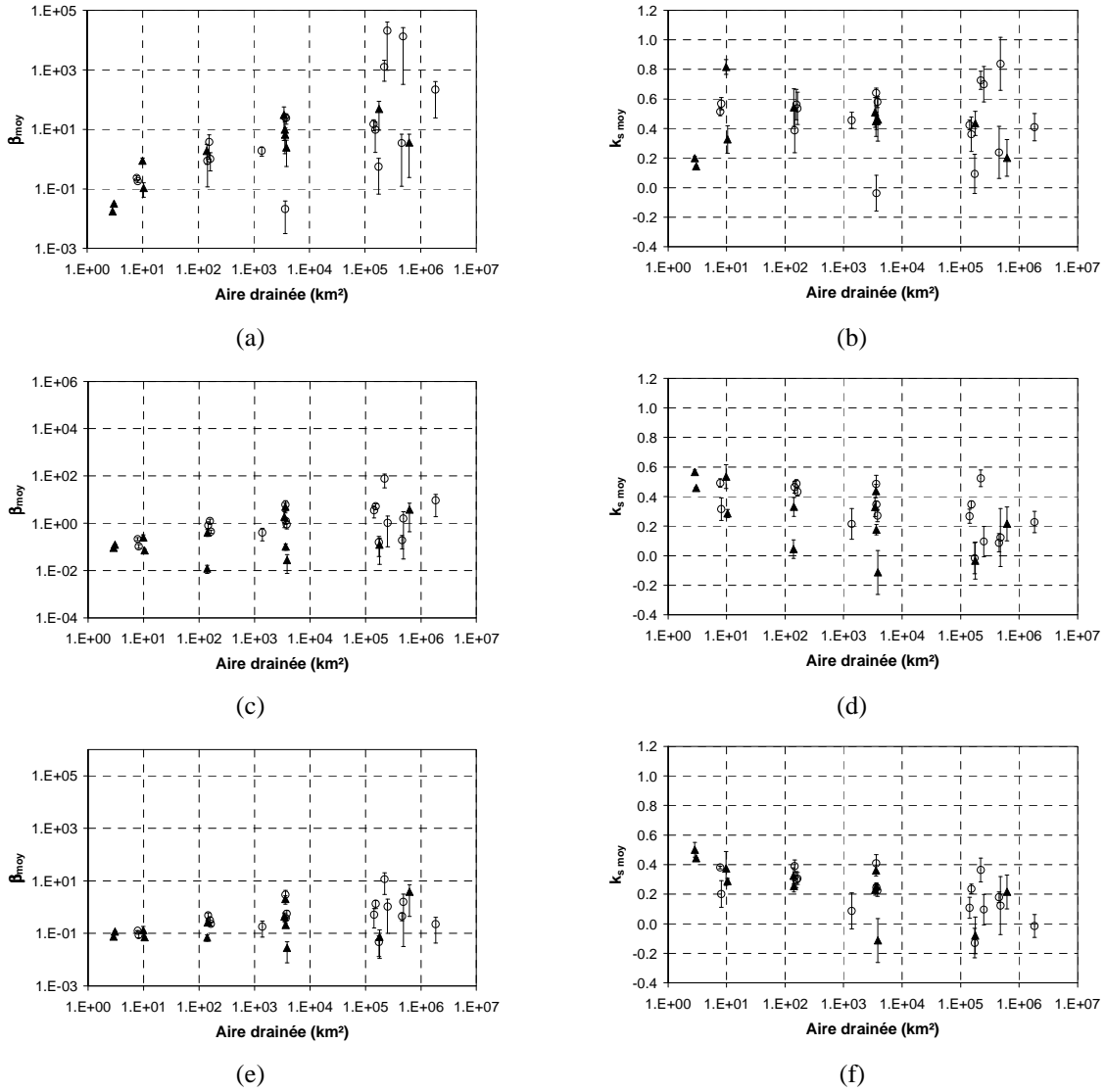


Figure 28 : Evolution des paramètres $k_{s, moy}$ et β_{moy} avec l'aire drainée des bassins versants, avec $Q_{s, seuil 75}$ ((a) et (b)), $Q_{s, seuil 95}$ ((c) et (d)), et $Q_{s, seuil 99}$ ((e) et (f)).

Tableau 7 : Synthèses des paramètres des lois de puissance dans la modélisation des queues de distribution des flux d'eau et de sédiments, avec $Q_{seuil\ 75}$.

Référence	Aire drainée (km ²)	α_{moy}	$\Delta\alpha_{moy}$	$k_{e\ moy}$	$\Delta k_{e\ moy}$	β_{moy}	$\Delta\beta_{moy}$	$k_{s\ moy}$	$\Delta k_{s\ moy}$
16265600	2.9	0.008	0.000	-0.469	0.011	0.017	0.001	0.199	0.012
14306810	3.0	0.093	0.001	2.479	0.028	0.032	0.001	0.144	0.005
5455000	8.0	0.010	0.001	0.917	0.156	0.237	0.035	0.514	0.027
5427970	8.0	0.016	0.009	1.091	0.650	0.183	0.018	0.569	0.041
16272200	9.9	0.036	0.005	1.017	0.184	0.897	0.201	0.817	0.049
16226200	10.4	0.028	0.007	0.155	0.255	0.107	0.055	0.326	0.094
11047300	140	---	---	---	---	---	---	---	---
10336610	142	1.443	0.874	1.017	0.265	1.918	1.242	0.543	0.127
3210000	146	10.886	10.496	1.536	0.702	0.886	0.768	0.388	0.151
3402000	157	36.524	36.291	1.557	0.843	3.795	2.805	0.563	0.103
3241500	164	0.488	0.427	0.854	0.680	1.020	0.620	0.537	0.109
11467000	3 465	34.999	28.786	0.965	0.171	30.631	26.380	0.51	0.100
8340500	3 600	0.082	0.040	0.717	0.306	9.744	8.196	0.451	0.104
5374900	3 626	272.876	191.839	1.972	0.213	25.631	7.154	0.641	0.031
9382000	3 652	0.030	0.015	0.433	0.222	6.719	4.567	0.453	0.060
7141900	3 652	0.167	0.142	0.548	0.380	0.021	0.018	-0.037	0.120
3528000	3 818	41.203	29.664	1.107	0.164	24.341	9.354	0.58	0.038
11074000	3 859	5.833	3.726	1.402	0.235	2.483	1.914	0.461	0.145
6887500	143 175	9.512	9.341	0.477	0.363	15.185	6.099	0.424	0.033
5378500	153 327	6.84E+04	6.56E+04	1.519	0.256	9.779	8.072	0.362	0.117
5389500	174 824	1.87E+04	1.76E+04	1.335	0.229	0.563	0.495	0.093	0.133
6329500	178 976	32.644	32.187	0.545	0.359	49.158	39.572	0.435	0.082
6805500	222 221	3.24E+06	2.99E+06	2.648	0.261	1.27E+03	841.302	0.727	0.062
7010000	251 229	3.23E+09	3.16E+09	2.371	0.235	2.09E+04	1.99E+04	0.699	0.120
8475000	456 700	---	---	---	---	---	---	---	---
6342500	482 774	1.57E+19	1.57E+19	5.602	0.975	1.34E+04	1.31E+04	0.838	0.179
14144700	624 187	6.63E+06	6.63E+06	1.408	0.507	3.620	3.377	0.202	0.125
7022000	1 847 180	4.13E+11	4.13E+11	2.602	0.453	218.749	194.412	0.41	0.092
Vilaine	1 380	10.961	10.087	0.92	0.398	1.920	0.651	0.456	0.055

Tableau 8 : Synthèses des paramètres des lois de puissance dans la modélisation des queues de distribution des flux d'eau et de sédiments, avec $Q_{seuil\ 95}$.

Référence	Aire drainée (km ²)	α_{moy}	$\Delta\alpha_{moy}$	$k_{e\ moy}$	$\Delta k_{e\ moy}$	β_{moy}	$\Delta\beta_{moy}$	$k_{s\ moy}$	$\Delta k_{s\ moy}$
16265600	2.9	0.009	0.000	0.925	0.043	0.092	0.004	0.566	0.013
14306810	3.0	0.064	0.000	0.922	0.027	0.124	0.001	0.458	0.005
5455000	8.0	0.010	0.001	1.128	0.054	0.217	0.027	0.492	0.029
5427970	8.0	0.015	0.004	0.975	0.150	0.106	0.019	0.315	0.077
16272200	9.9	0.052	0.005	1.559	0.118	0.252	0.075	0.536	0.081
16226200	10.4	0.036	0.003	0.554	0.164	0.071	0.009	0.286	0.028
11047300	140	0.016	0.001	0.335	0.165	0.012	0.005	0.045	0.063
10336610	142	0.756	0.192	0.842	0.117	0.410	0.132	0.33	0.064
3210000	146	0.585	0.126	1.001	0.104	0.817	0.216	0.464	0.041
3402000	157	1.257	0.422	1.166	0.127	1.254	0.266	0.487	0.028
3241500	164	0.289	0.049	0.894	0.126	0.447	0.061	0.433	0.029
11467000	3 465	9.349	5.184	0.823	0.099	1.895	1.234	0.329	0.064
8340500	3 600	0.083	0.013	0.74	0.128	5.015	2.211	0.438	0.044
5374900	3 626	63.763	22.981	1.687	0.102	6.153	2.856	0.486	0.058
9382000	3 652	0.064	0.017	0.454	0.099	0.105	0.032	0.177	0.035
7141900	3 652	0.110	0.018	1.005	0.087	1.267	0.297	0.347	0.021

Référence	Aire drainée (km ²)	α_{moy}	$\Delta\alpha_{\text{moy}}$	k_e moy	Δk_e moy	β_{moy}	$\Delta\beta_{\text{moy}}$	k_s moy	Δk_s moy
3528000	3 818	20.730	7.510	1.033	0.077	0.901	0.320	0.272	0.042
11074000	3 859	2.451	0.950	1.201	0.143	0.028	0.020	-0.113	0.149
6887500	143 175	1.16E+03	985.651	1.222	0.193	3.552	1.862	0.268	0.047
5378500	153 327	20.217	13.534	0.797	0.135	5.252	1.419	0.348	0.023
5389500	174 824	793.971	611.010	1.036	0.143	0.159	0.120	-0.016	0.105
6329500	178 976	737.072	564.551	0.999	0.138	0.125	0.106	-0.033	0.125
6805500	222 221	3.49E+03	3.13E+03	1.583	0.250	77.255	45.839	0.524	0.056
7010000	251 229	4.47E+05	4.20E+05	1.477	0.193	1.053	0.950	0.097	0.103
8475000	456 700	0.346	0.260	0.138	0.192	0.193	0.110	0.088	0.062
6342500	482 774	1.18E+13	1.18E+13	3.906	0.719	1.596	1.565	0.124	0.196
14144700	624 187	8.45E+04	8.16E+04	1.241	0.224	3.809	3.368	0.216	0.114
7022000	1 847 180	7.78E+05	7.64E+05	1.422	0.256	9.349	7.433	0.228	0.072
Vilaine	1 380	0.365	0.073	0.303	0.065	0.406	0.221	0.215	0.103

Tableau 9 : Synthèses des paramètres des lois de puissance dans la modélisation des queues de distribution des flux d'eau et de sédiments, avec $Q_{\text{seuil } 99}$.

Référence	Aire drainée (km ²)	α_{moy}	$\Delta\alpha_{\text{moy}}$	k_e moy	Δk_e moy	β_{moy}	$\Delta\beta_{\text{moy}}$	k_s moy	Δk_s moy
16265600	2.9	0.009	0.003	0.857	0.155	0.076	0.011	0.501	0.051
14306810	3.0	0.064	0.001	0.841	0.013	0.119	0.001	0.445	0.003
5455000	8.0	0.011	0.000	1.009	0.006	0.127	0.003	0.381	0.008
5427970	8.0	0.014	0.004	1.011	0.113	0.087	0.019	0.202	0.091
16272200	9.9	0.051	0.005	1.497	0.105	0.133	0.053	0.375	0.114
16226200	10.4	0.037	0.002	0.614	0.068	0.072	0.005	0.29	0.017
11047300	140	0.018	0.001	0.562	0.111	0.070	0.019	0.324	0.055
10336610	142	0.339	0.068	0.504	0.107	0.258	0.046	0.256	0.039
3210000	146	0.395	0.054	0.825	0.077	0.487	0.116	0.39	0.041
3402000	157	0.578	0.093	0.906	0.072	0.313	0.104	0.299	0.055
3241500	164	0.170	0.021	0.508	0.110	0.233	0.040	0.307	0.041
11467000	3 465	2.804	1.093	0.654	0.070	0.440	0.164	0.229	0.035
8340500	3 600	0.085	0.008	0.783	0.074	2.028	0.709	0.361	0.037
5374900	3 626	37.468	12.249	1.554	0.097	2.966	1.348	0.409	0.058
9382000	3 652	0.086	0.012	0.569	0.062	0.208	0.035	0.254	0.023
7141900	3 652	0.139	0.013	1.126	0.060	0.383	0.093	0.246	0.025
3528000	3 818	5.097	1.813	0.764	0.080	0.566	0.190	0.225	0.040
11074000	3 859	1.478	0.560	1.043	0.147	0.028	0.020	-0.113	0.149
6887500	143 175	490.353	356.878	1.135	0.145	0.517	0.356	0.109	0.071
5378500	153 327	9.040	3.857	0.7	0.081	1.341	0.451	0.237	0.031
5389500	174 824	4.358	3.802	0.29	0.196	0.047	0.034	-0.13	0.099
6329500	178 976	47.966	38.035	0.631	0.151	0.074	0.063	-0.079	0.124
6805500	222 221	158.511	133.856	1.099	0.224	11.680	8.670	0.364	0.080
7010000	251 229	5.84E+03	5.33E+03	1.028	0.175	1.053	0.950	0.097	0.103
8475000	456 700	0.178	0.063	0.08	0.081	0.450	0.145	0.18	0.036
6342500	482 774	4.69E+09	4.69E+09	2.885	0.645	1.596	1.565	0.124	0.196
14144700	624 187	1.50E+05	1.35E+05	1.36	0.165	3.809	3.368	0.216	0.114
7022000	1 847 180	1.78E+03	1.71E+03	0.818	0.213	0.225	0.181	-0.015	0.077
Vilaine	1 380	0.471	0.059	0.381	0.045	0.182	0.110	0.088	0.122

I.1.4. SYNTHÈSE SUR L'INTEGRATION DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DES FLUX

Ce premier chapitre a mis en évidence la forte variabilité temporelle des valeurs journalières moyennes de flux d'eau et de sédiments, mesurés dans une section d'écoulement de rivière. Alors que cette variabilité, dans le cas des flux d'eau, peut être modélisée par une fonction de densité de probabilité à deux paramètres (Q_{moyen} et k_e), nous avons proposé une approche similaire à partir des flux de sédiments. L'analyse des 28 chroniques de l'USGS et de la chronique du bassin versant de la Vilaine met en évidence l'importance de quelques événements dans la détermination du transport total de sédiments dans un bassin versant. En particulier, aux petites aires drainées, 99 % du transport total de sédiments sur la durée de la chronique (5 ans minimum) peut avoir lieu pendant 2 % du temps (environ 30 jours). Dans le cas du bassin versant de la Vilaine, 75 % du transport total a lieu pendant 4 % (sur une chronique de 8.7 ans), c'est-à-dire pendant environ 4 mois. Cette observation pose la question de la fréquence d'échantillonnage pour estimer des bilans de sédiments. Sur le plan de la modélisation, il est important de cibler les flux les plus importants, dont la distribution statistique peut être modélisée par une loi de puissance. La Figure 29 présente une synthèse des données en mettant en relation les valeurs de k_e et k_s représentatives de la loi de puissance de chacun des bassins versants étudiés.

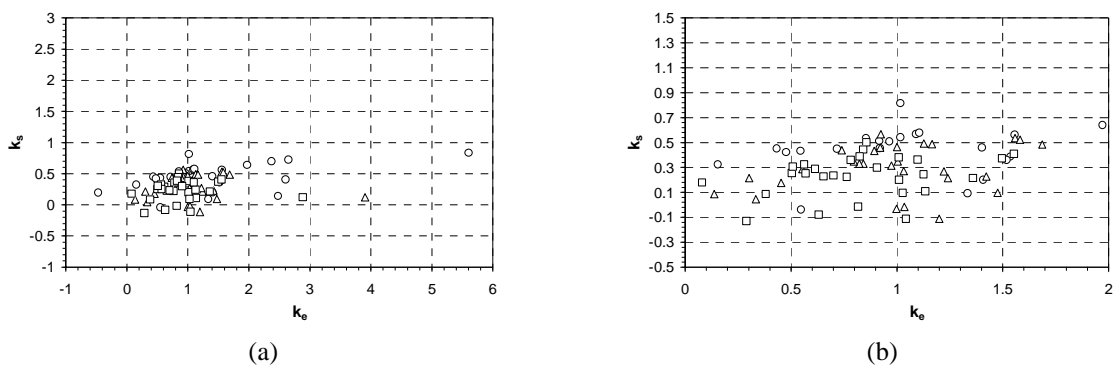


Figure 29 : Représentation graphique de la relation entre les exposants k_s et k_e déterminés pour (o) $i = 75\%$, () $i = 95\%$ et (Δ) $i = 99\%$; le graphique (b) est un zoom du graphique (a) pour les valeurs de k_e comprises entre 0 et 2.

A partir de l'ensemble des bassins versants, on constate que le domaine de variation de k_e est plus important que celui de k_s (d'un facteur 5). Cela signifie que le flux d'eau seul ne permet pas d'expliquer l'intégralité des processus de transport des sédiments. A partir de ce constat, le second chapitre de cette première section propose d'aborder le couplage entre les flux d'eau et de sédiments en analysant, bassin versant par bassin versant, la relation empirique qui relie entre elles les données journalières moyennes. L'idée est de vérifier si l'explication des différents domaines de variation des k_e et k_s repose ou non sur la présence de seuils dans cette relation empirique, en d'autres termes sur la distinction de domaines de flux d'eau associés à des mécanismes de transport de sédiments différents.

I.2

Relation entre flux d'eau et de sédiments : vers un modèle unique ?

Dans une section de rivière, pour un flux d'eau supérieur à un flux d'eau critique, la loi empirique entre le flux de sédiments, Q_s (g.s^{-1}), et le flux d'eau, Q ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) (terme qui intègre les paramètres climatiques), est généralement décrite dans les modèles par l'Équation 13. Les modèles géomorphologiques utilisent cette loi pour modéliser l'arrachement (le transport peut ensuite être associé à une longueur finie ou "infinie" dans les modèles d'érosion en détachement limité).

$$Q_s = aQ^{b+1} \quad \forall Q \neq 0 \quad \text{Équation 13}$$

Les paramètres a et b peuvent être vus comme des paramètres de calage d'une relation empirique (de type modèle de type boîte noire). Cependant, un certain nombre d'auteurs leur associe une signification physique. Ainsi, le paramètre a est considéré comme un indice de sévérité d'érosion (Morgan, 1995 ; Peters-Kümmerly, 1973) : des fortes valeurs de a correspondent à des sédiments facilement mobilisables lors des événements pluvieux. Il est parfois exprimé sous la forme d'une fonction de la pente moyenne S du système, où k et n sont deux nouveaux paramètres de calage, Équation 14.

$$a = kS^n \quad \text{Équation 14}$$

Le paramètre b peut être interprété comme la puissance érosive de la rivière (Peters-Kümmerly, 1973). Une valeur de b importante signifie qu'une faible augmentation des flux d'eau entraîne une importante augmentation des flux de sédiments.

Les coefficients a et b sont calculés à partir d'une régression aux moindres carrés sur l'ensemble des points expérimentaux de coordonnées $(Q ; Q_s)$. Dans les modèles numériques de simulation d'évolution des reliefs, les paramètres a et b sont constants au cours du temps, et ce, quel que soit le bassin ou sous-bassin versant numérique simulé. En particulier, les valeurs de b sont imposées, et supérieures à 1 dans les rivières. En effet, les rivières créant leurs propres vallées, les flux d'eau qui y transitent sont en théorie supérieurs au flux d'eau critique, tel qu'il est défini en introduction de cette première section, de manière à générer une instabilité érosive au sens physique du terme.

La question posée en titre de ce chapitre soulève deux interrogations : d'une part, peut-on décrire le couplage entre les flux d'eau et de sédiments sur la totalité de la plage des flux d'eau observés (pour un bassin versant donné) par un unique jeu de paramètres ($a ; b$), et d'autre part, est-il justifié de prendre dans les modèles une valeur de b constante pour modéliser l'impact des flux d'eau extrêmes, quel que soit le bassin versant ? La discussion repose sur l'analyse de chroniques présentant des valeurs moyennes journalières de flux d'eau et de sédiments.

Dans ce cadre, l'analyse des données de la base USGS sont intéressantes car elles permettent une approche statistique du couplage entre les flux d'eau et de sédiments. En revanche, une des limites dans leur interprétation est d'ordre métrologique. Cette limite revêt cinq aspects :

- le premier est temporel et concerne les flux d'eau et de sédiments : aucune précision n'est donnée sur la représentativité de la mesure à l'échelle de la journée : valeur ponctuelle ou moyennée dans le temps ? ;
- le second est spatial et concerne les concentrations en sédiments : valeur ponctuelle ou moyennée sur la section mouillée ? La seconde hypothèse est peu probable car coûteuse. Et, s'il s'agit d'une valeur ponctuelle, la localisation dans la section mouillée du point de prélèvement de l'échantillon ou de la position de la sonde de turbidité utilisée pour le calcul de la concentration n'est pas indiquée ;
- le troisième concerne les instruments de mesure. Aucune indication n'est donnée sur la méthode de calage des sondes de turbidité (en supposant qu'elles soient utilisées), et notamment sur la prise en compte ou non des matières organiques dissoutes et particulaires présentes dans la rivière. Concernant les flux d'eau, les indéterminations portent sur les techniques de mesure : courbe de tarage, cordes ultrasons, ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) ?, et leurs méthodes de calage ;
- le quatrième est lié à la nature des matériaux transportés : matière organique ou terrigène, granulométrie, évolution de la nature des matériaux en fonction du flux d'eau, de la saisonnalité, etc. ;
- le cinquième et dernier concerne la représentativité du flux de sédiments proposé par rapport au flux total à travers une section d'écoulement : le transport de fond est-il pris en compte ?

Ces différents aspects interviennent dans la définition des paramètres a et b de la loi de puissance définie par l'Équation 13, et doivent être connus si l'on souhaite discuter de la signification physique de a et b . C'est pourquoi, il nous a semblé important d'inclure dans ces statistiques une nouvelle chronique, établie par le service assainissement de la ville de Rennes et dont on connaît la méthode de détermination.

Ce chapitre est composé de trois parties. La première partie présente les représentations graphiques des couplages entre les flux d'eau et de sédiments des bassins versants étudiés. Elle met en évidence la présence de flux d'eau seuils (les flux d'eau seuils correspondent à des frontières qui délimitent des plages de flux d'eau sur lesquelles le couplage entre le flux d'eau et le flux de sédiments peut être modélisé par l'Équation 13). La deuxième partie décrit une méthode de détermination systématique de ces seuils, et la troisième et dernière partie discute de leur signification physique.

I.2.1. FLUX D'EAU ET DE SEDIMENTS : DIFFERENTS COUPLAGES

Lorsque, pour une chronique donnée, on représente l'ensemble des points de coordonnées $(Q ; Q_s)$ dans un graphique dont l'échelle des axes est logarithmique, la loi de puissance reliant les flux de sédiments aux flux d'eau présente une évolution apparente linéaire avec $(b + 1)$ pour coefficient directeur et $\log(a)$ pour ordonnée à l'origine. Les représentations graphiques (Figure 30) des chroniques listées dans le Tableau 1 (chapitre I.1) font apparaître quatre cas de figure distincts :

- la relation entre les flux d'eau et de sédiments pour un bassin versant donné est décrite par une unique loi de puissance, c'est-à-dire par un unique jeu de paramètres (a ; b) (Figure 30 (a)) ;

Pour les trois autres cas de figure, la relation entre les flux d'eau et de sédiments pour un bassin versant donné est décrite par deux lois de puissance.

- $b_1 < b_2$ et $b_2 > 0$, Figure 30 (b) ;
- $b_1 > b_2$ et $b_2 > 0$, Figure 30 (c) ;
- $b_1 > b_2$ et $b_2 \leq 1$, Figure 30 (d).

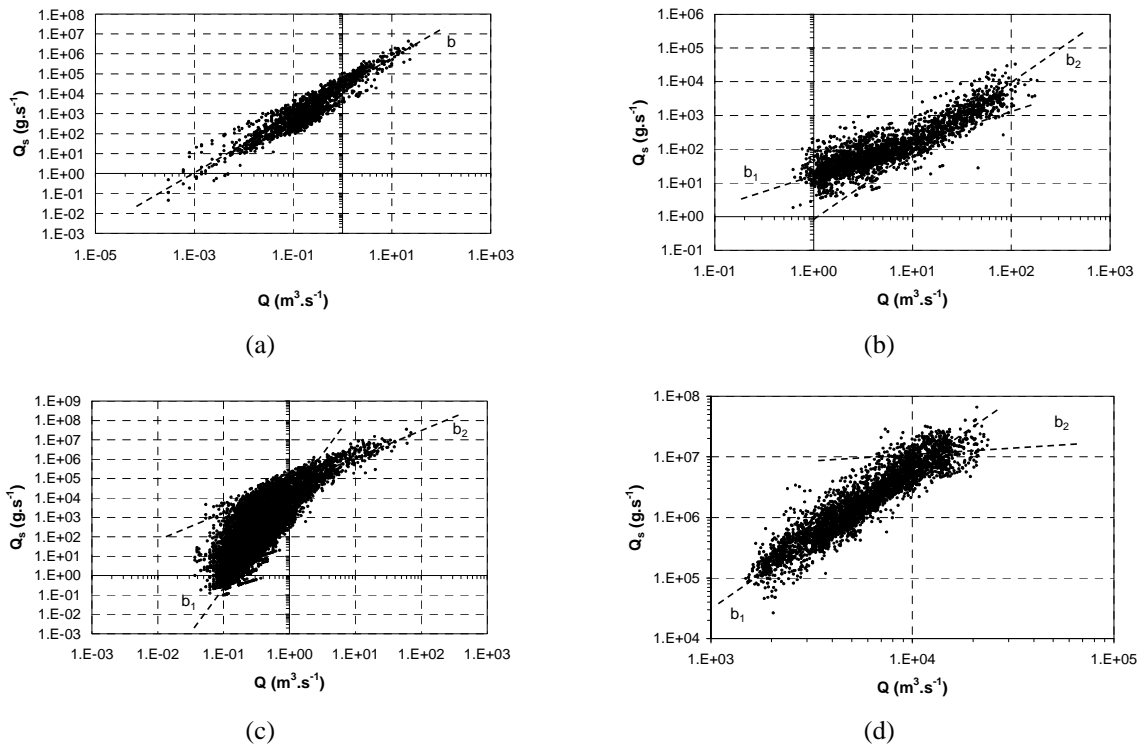


Figure 30 : Représentations graphiques des flux de sédiments en fonction des flux d'eau ; (a) station USGS 8340500, (b) station Vilaine, (c) station USGS 7141900 et (d) station USGS 7022000 ; seuls les paramètres b_i sont indiqués (on rappelle que l'exposant de la loi de puissance est défini par $(b_i + 1)$).

Alors que ces quatre cas de figure permettent de décrire 28 chroniques sur les 29 sélectionnées, une seule représentation graphique (référence 9382000) présente deux flux d'eau seuils délimitant trois plages significatives de flux d'eau avec, sur chacune d'elle, l'expression d'une loi de puissance distincte. La Figure 31 en est l'illustration avec l'expression successive du deuxième cas (avec b_1 et b_2) et du troisième cas (avec b_2 et b_3).

La mise en évidence des flux d'eau seuils n'est pas un résultat nouveau en soit (Jansson, 1995), quoique très peu reprise dans les analyses de ce type. Mais, l'aspect original de ce travail réside dans la méthodologie de détermination systématique des seuils, nécessaire pour proposer ensuite leur interprétation physique.

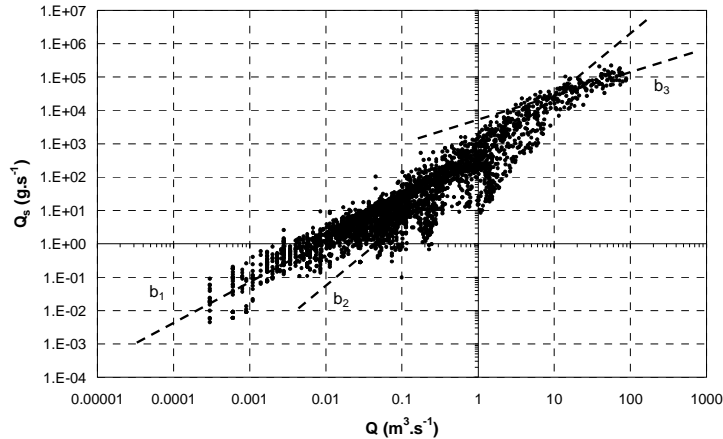


Figure 31 : Représentation graphique des flux de sédiments en fonction des flux d'eau, station USGS 9382000 ; seuls les paramètres b_i sont indiqués (on rappelle que l'exposant de la loi de puissance est défini par $(b_i + 1)$).

I.2.2. METHODE DE DETERMINATION DES SEUILS

Le paramètre b intervient dans l'exposant $(b + 1)$ sur le flux d'eau (Équation 13). Son poids dans la détermination des flux de sédiments est d'autant plus important que le flux d'eau est élevé. C'est pourquoi nous avons choisi de travailler à partir des variations de b pour déterminer le ou les flux d'eau seuils Q_{seuil} . Pour cela, nous avons défini une valeur b_i représentative de l'Équation 13 sur la plage des flux d'eau $[Q_0 ; Q_i]$ d'une chronique. La valeur de b_i est fonction de l'incrément de i . A chaque incrément supplémentaire, on inclut dans la plage $[Q_0 ; Q_i]$ une valeur de flux d'eau plus importante (c'est-à-dire la i -ème valeur des flux d'eau triés par ordre croissant). Cette approche est envisageable compte tenu du fait que les flux d'eau et de sédiments moyens sont calculés sur le même pas de temps (journalier). La Figure 32 (a) est un exemple de résultat avec $Q_0 = Q_{min}$ (avec Q_{min} le flux d'eau minimum observé). Trois zones y sont représentées :

- zone 1 : variabilité statistique de b_i associée à un nombre de flux d'eau insuffisant ;
- zone 2 : stabilisation de b_i ;
- zone 3 : déstabilisation de b_i lorsque $Q_i > Q_{seuil}$.

La frontière entre les zones 2 et 3 est définie par la relation $Q_i = Q_{seuil}$ (zone grisée sur la Figure 32 (a)). Lorsqu'un flux d'eau seuil a été déterminé, on pose $Q_0 = Q_{seuil}$. Un second palier peut alors être mis en évidence, Figure 32 ((c) et (d)), et de ce fait un éventuel second flux d'eau seuil. Toutefois, comme c'est le cas sur Figure 32 (e), lorsque le nombre de flux d'eau restant est insuffisant pour atteindre une nouvelle stabilisation de b_i (Figure 32 (e)), alors le seuil est rejeté. Chaque Q_{seuil} est associé à un intervalle de détermination $[Q_{seuil\ min} ; Q_{seuil\ max}]$ (zones grisées sur la Figure 32 (b) et (d)).

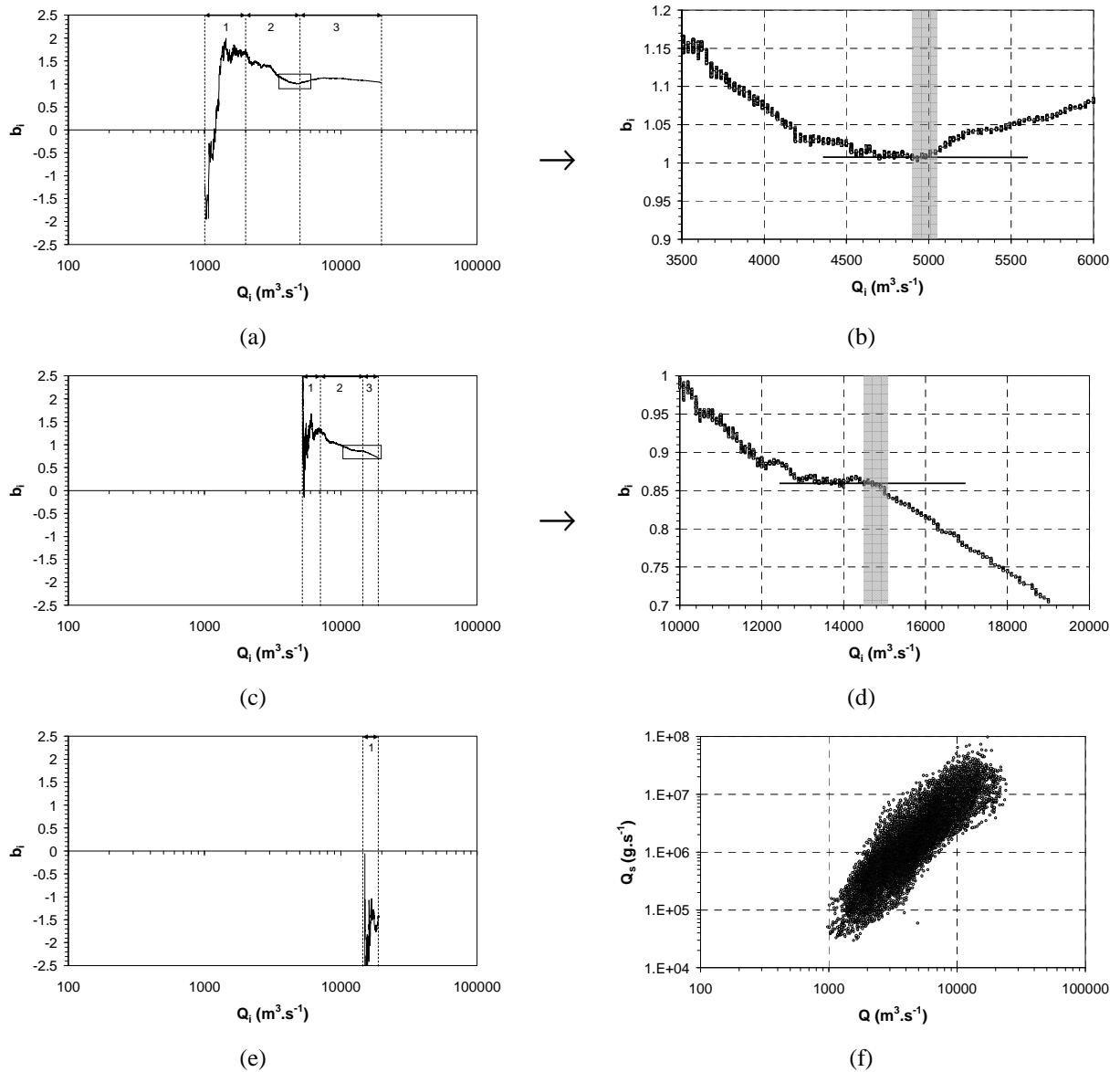


Figure 32 : Illustration de la méthode de détermination des flux d'eau seuils à partir de la représentation graphique (f) des flux de sédiments en fonction des flux d'eau de la station USGS 7141900. (a), (c) et (e) : les trois zones de variations des b_i sont représentées par les chiffres 1, 2 et 3. (b) et (d) : le trait continu horizontal représente la zone de stabilisation des b_i et la zone grisée la localisation des $Q_{seuil} 0 [Q_{seuil} min ; Q_{seuil} max]$.

Le ou les flux d'eau seuils étant déterminés, les paramètres a et b de l'Équation 13 sont calculés par régression aux moindres carrés sur les plages de flux d'eau qu'ils délimitent (2 régressions si 1 flux d'eau seuil et 3 régressions si 2 flux d'eau seuils). La Figure 33 montre un exemple de modélisation de la relation en loi de puissance entre les flux d'eau et de sédiments estimés à la station USGS 7141900 (Figure 32 (f)).

Les régressions moyennes (traits continus) sont obtenues par la méthode des moindres carrés et les traits discontinus délimitent une zone associée à un niveau de confiance de 95 %. Les intervalles de confiance des paramètres a et b , $[a_{min} ; a_{max}]$ et $[b_{min} ; b_{max}]$ sont également calculés pour ce même niveau de confiance. L'ensemble des résultats, ainsi que la valeur du coefficient de détermination R^2 , sont consignés dans le Tableau 15. Ce tableau présente également les résultats de a et b pour une

régression sur l'ensemble des points expérimentaux (sans mise en évidence du ou des flux d'eau seuils).

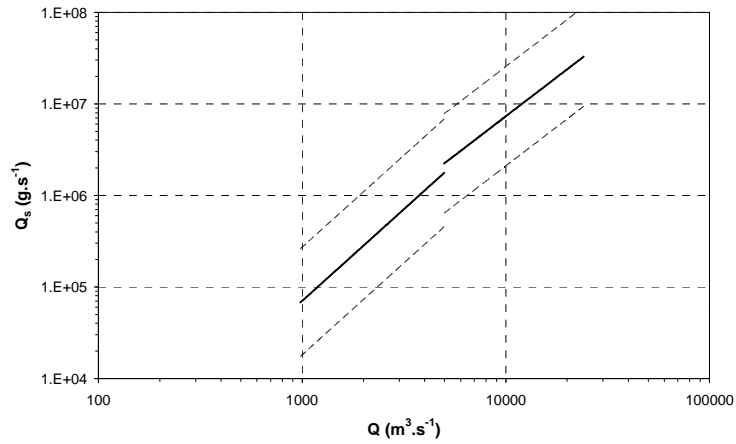


Figure 33 : Représentation graphique de la modélisation du couplage entre flux d'eau et flux de sédiments pour la station USGS 7141900. Deux lois de puissances distinctes s'expriment sur deux plages de flux d'eau délimitées par $Q_{seuil} = 4\,980\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. La première loi (pour les flux d'eau les plus faibles) est définie par le jeu de paramètres ($a_1 = 2.144$; $b_1 = 5\,896$) et la seconde loi (pour les flux d'eau les plus importants) est définie par le jeu de paramètres ($a_2 = 0.596$; $b_2 = 33\,859$).

Tableau 15 : Paramètres caractéristiques des lois de puissance dans la modélisation des relations entre les flux d'eau et de sédiments, pour les 29 bassins versants étudiés.

Référence USGS	Aire drainée (km ²)	Valeurs limites de la plage des flux d'eau pour la détermination de la loi de puissance				Nombre de données	R ²	b	b _{min}	b _{max}	b+1	a	a _{min}	a _{max}
		$Q_{\text{seuil 1}}$ (m ³ .s ⁻¹)	$Q_{\text{seuil 2}}$ (m ³ .s ⁻¹)	$Q_{\text{seuil min}}$ (m ³ .s ⁻¹)	$Q_{\text{seuil max}}$ (m ³ .s ⁻¹)									
16265600	2.9	0.0008	0.0453	0.0425	0.0481	3269	0.81	0.501	0.476	0.526	1.501	74.594	67.540	82.384
		0.0008	0.0453			2775	0.53	0.292	0.247	0.337	1.292	29.521	24.318	35.837
14306810	3.0	0.0068	0.0453	0.0396	0.0481	538	0.76	0.529	0.457	0.601	1.529	93.695	80.362	109.241
		0.0068	0.0453			1774	0.85	0.477	0.449	0.506	1.477	12.135	11.206	13.141
5455000	8.0	0.0003	0.0388	0.034	0.0453	591	0.57	0.299	0.208	0.390	1.299	7.814	5.459	11.186
		0.0003	0.0388			1215	0.81	0.823	0.773	0.872	1.823	19.350	17.574	21.304
5427970	8.0	0.0003	0.0272	0.0261	0.0283	7423	0.80	0.238	0.224	0.252	1.238	178.171	168.212	188.719
		0.0003	0.0272			4866	0.67	0.031	0.011	0.051	1.031	66.426	60.283	73.196
16272200	9.9	0.0082	0.651	0.538	0.765	2558	0.69	0.753	0.707	0.799	1.753	617.333	551.400	691.150
		0.0082	0.651			2004	0.69	0.535	0.490	0.579	1.535	85.517	73.510	99.484
16226200	10.4	0.0003	0.0136	0.0127	0.0147	703	0.44	0.613	0.479	0.747	1.613	146.230	84.234	253.855
		0.0003	0.0136			1319	0.68	0.739	0.675	0.803	1.739	136.036	112.641	164.290
11047300	140	0.0003	0.0453	0.0396	0.0538	5844	0.51	0.505	0.468	0.543	1.505	28.135	26.519	29.850
		0.0003	0.0453			5527	0.30	0.219	0.169	0.268	1.219	17.608	16.260	19.068
10336610	142	0.0266	1.1	1.02	1.27	5527	0.72	0.617	0.575	0.660	1.617	31.673	29.743	33.727
		0.0266	1.1			2817	0.86	0.419	0.398	0.440	1.419	29.715	27.115	32.564
3210000	146	0.0623	2.8	2.46	3.14	1044	0.64	0.060	0.011	0.108	1.060	3.818	2.805	5.197
		0.0623	2.8			1780	0.78	0.829	0.784	0.873	1.829	68.459	60.796	77.089
3402000	157	0.0906	2.8	2.46	3.14	1553	0.80	0.486	0.449	0.523	1.486	112.920	98.325	129.682
		0.0906	2.8			926	0.69	0.308	0.252	0.364	1.308	61.595	47.908	79.192
						640	0.80	1.226	1.139	1.313	2.226	388.822	319.281	473.509
						3197	0.88	0.451	0.432	0.469	1.451	7.414	7.216	7.619
						1502	0.60	-0.163	-0.198	-0.128	0.837	3.552	3.383	3.729
						1716	0.85	0.877	0.839	0.914	1.877	4.462	4.210	4.730
						1609	0.62	-0.143	-0.176	-0.111	0.857	3.673	3.515	3.838
						3159	0.75	0.329	0.303	0.356	1.329	31.607	30.528	32.724
						2342	0.37	-0.118	-0.158	-0.077	0.882	25.036	24.135	25.972
						826	0.73	1.200	1.108	1.292	2.200	7.158	5.937	8.630

Référence USGS	Aire drainée (km ²)	Valeurs limites de la plage des flux d'eau pour la détermination de la loi de puissance					Nombre de données	R ²	b	b _{min}	b _{max}	b+1	a	a _{min}	a _{max}
		Q _{min} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{seuil 1} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{seuil 2} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{max} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{seuil max} (m ³ .s ⁻¹)									
3241500	164	0.0085	1.61		52	1.67	1719	0.71	0.188	0.152	0.224	1.188	20.800	19.492	22.196
		0.0085	1.61		52	1.53	1403	0.51	-0.052	-0.101	-0.004	0.948	13.296	12.137	14.567
							325	0.69	1.250	1.086	1.415	2.250	8.660	6.909	10.856
11467000	3 465	0.0212	39.4	1 980		41.9	5843	0.95	0.693	0.683	0.704	1.693	3.533	3.417	3.653
		0.0212	39.4	1 980		37.7	4157	0.80	0.252	0.233	0.270	1.252	7.608	7.316	7.912
							1690	0.92	1.073	1.045	1.102	2.073	0.614	0.531	0.710
8340500	3 600	0.0003		31			2407	0.86	0.452	0.428	0.475	1.452	17 096.979	16 178.723	18 067.353
5374900	3 626	4.0	12	388		12.2	1827	0.77	1.378	1.318	1.437	2.378	1.721	1.462	2.026
		4.0	12	388			849	0.37	1.886	1.633	2.139	2.886	0.538	0.311	0.931
							992	0.69	1.142	1.053	1.231	2.142	3.777	2.860	4.989
9382000	3 652	0.0368	1.16	70		6.12	3438	0.88	0.257	0.241	0.273	1.257	293.698	278.871	309.313
		0.0368	1.16	6.09		1.1	2894	0.80	0.133	0.112	0.154	1.133	190.809	177.458	205.164
				6.09		6.12	379	0.42	1.479	1.187	1.771	2.479	114.510	88.448	148.252
				70			171	0.61	0.033	-0.090	0.157	1.033	1 645.018	1 127.797	2 399.444
7141900	3 652	0.0003	2.78	89		2.89	9861	0.71	2.004	1.966	2.042	3.004	4 892.791	4 630.410	5 170.040
		0.0003	2.78	89			9526	0.65	2.144	2.097	2.190	3.144	5 895.707	5 518.808	6 298.345
							338	0.66	0.596	0.472	0.719	1.596	33 858.982	26 475.196	43 302.064
3528000	3 818	3.6	72.8	765		74.5	2192	0.72	0.756	0.711	0.801	1.756	2.738	2.327	3.222
		3.6	72.8	765			1726	0.52	0.621	0.547	0.695	1.621	3.961	3.151	4.979
							468	0.64	1.062	0.921	1.204	2.062	0.671	0.331	1.362
11074000	3 859	0.0680		182			2921	0.16	-0.467	-0.511	-0.424	0.533	170.310	158.127	183.432
6887500	143 175	6.9	685	1 740		699	3262	0.74	1.395	1.345	1.444	2.395	0.078	0.058	0.103
		6.9	685	1 740			2818	0.54	1.483	1.399	1.567	2.483	0.048	0.030	0.077
							449	0.51	1.112	0.920	1.305	2.112	0.527	0.138	2.020
5378500	153 327	67		3 880			3652	0.84	0.834	0.808	0.861	1.834	4.221	3.740	4.763
5389500	174 824	218		4 760			3272	0.58	0.563	0.517	0.608	1.563	0.338	0.250	0.457

Référence USGS	Aire drainée (km ²)	Valeurs limites de la plage des flux d'eau pour la détermination de la loi de puissance				Nombre de données	R ²	b	b _{min}	b _{max}	b+1	a	a _{min}	a _{max}
		Q _{min} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{seuil 1} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{seuil 2} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{max} (m ³ .s ⁻¹)									
6329500	178 976	40			2 940	4749	0.48	0.484	0.440	0.528	1.484	1.069	0.793	1.442
		40	1 930			4014	0.40	0.684	0.620	0.749	1.684	0.292	0.190	0.448
			1 930		2 940	741	0.00	-0.796	-1.010	-0.582	0.204	21 441	3 969.187	115 826.315
6805500	222 221	3.7			2 440	3288	0.84	0.690	0.665	0.715	1.690	15.301	13.541	17.289
		3.7	81			905	0.71	0.294	0.240	0.347	1.294	75.468	61.403	92.754
			81		2 440	2386	0.76	0.968	0.923	1.013	1.968	3.491	2.766	4.406
7010000	251 229	980			24 100	14602	0.77	1.031	1.013	1.050	2.031	0.057	0.049	0.066
		980	4 980			8569	0.50	1.007	0.964	1.049	2.007	0.067	0.048	0.094
			4 980		24 100	6092	0.45	0.704	0.657	0.752	1.704	1.114	0.727	1.706
8475000	456 700	0.0368			459	5116	0.92	0.477	0.465	0.489	1.477	25.220	24.301	26.175
6342500	482 774	255			1 950	3288	0.45	0.789	0.721	0.857	1.789	0.734	0.467	1.154
14144700	624 187	2 230			19 100	1826	0.83	1.595	1.541	1.650	2.595	0.000	0.000	0.000
7022000	1 847 180	1 490			23 700	3792	0.87	1.129	1.103	1.156	2.129	0.018	0.014	0.023
		1 490	10 700			3207	0.83	1.220	1.186	1.255	2.220	0.008	0.006	0.011
			10 700		23 700	596	0.08	-0.221	-0.442	-0.001	0.779	6 446.195	792.408	52 439.408
Vilaine	1 380	0.6200			183	2958	0.72	0.074	0.050	0.099	1.074	18.193	17.320	19.110
		0.6200	9.12			2117	0.23	-0.380	-0.427	-0.332	0.620	25.964	24.563	27.444
			9.12		183	842	0.67	0.571	0.496	0.646	1.571	4.162	3.244	5.339

I.2.3. RESULTATS ET DISCUSSION

I.2.3.1. Flux d'eau seuils

I.2.3.1.1. Ensemble des bassins versants

Les flux d'eau seuils, définis pour chaque bassin versant, sont récapitulés dans le *Tableau 16* suivant la relation entre b_1 et b_2 . On distingue les trois cas de figure suivants : $b_1 < b_2$, $b_1 > b_2$ et $b_1 = b_2$ (absence de seuil). Le cas de figure $b_1 < b_2$ est majoritairement associé aux petits bassins versants et celui pour lequel $b_1 > b_2$ aux grands bassins versants. Pour chaque flux d'eau seuil, nous avons déterminé la concentration en sédiments qui lui est associée (*Tableau 16*) par deux approches différentes : à partir de la loi de puissance représentative des flux d'eau les plus faibles ($C_{seuil,1}$), et à partir de la loi de puissance représentative des flux d'eau les plus importants ($C_{seuil,2}$). La comparaison de $C_{seuil,1}$ et $C_{seuil,2}$ (en théorie, $C_{seuil,1} = C_{seuil,2}$) est également un outil de validation de la méthode de détermination des seuils.

Tableau 16 : Caractéristiques hydro-sédimentaires des seuils des relations flux d'eau-flux de sédiments.

Relation entre b_1 et b_2	Référence	Aire drainée (km ²)	Q _{seuil} (m ³ .s ⁻¹)	C _{seuil,1} (mg.l ⁻¹)	C _{seuil,2} (mg.l ⁻¹)	C _{seuil,moyen} (mg.l ⁻¹)
$b_1 < b_2$	16265600	2.9	0.0453	12	18	15
	14306810	3.0	0.0453	3	2	2
	5455000	8.0	0.0388	60	53	57
	5427970	8.0	0.0272	16	9	13
	16272200	9.9	0.651	16	24	20
	16226200	10.4	0.0136	3	2	2
	11047300	140	0.0453	24	9	16
	10336610	142	1.1	3	5	4
	3402000	157	2.8	22	25	23
	3241500	164	1.61	13	16	14
	11467000	3 465	39.4	19	32	25
	9382000	3 652	1.16	195	143	169
	3528000	3 818	72.8	57	64	60
	6805500	222 221	81	275	246	260
Vilaine	1 380	9.12	11	15	13	
$b_1 > b_2$	5374900	3 626	12	58	64	61
	9382000	3 652	6.09	1 657	1 747	1 702
	7141900	3 652	2.78	52 770	62 254	57 512
	6887500	143 175	685	770	752	761
	6329500	178 976	1 930	52	52	52
	7010000	251 229	4 980	353	448	400
	7022000	1 847 180	10 700	693	827	760
$b_1 = b_2$	3210000	146	---	---	---	---
	8340500	3 600	---	---	---	---
	11074000	3 859	---	---	---	---
	5378500	153 327	---	---	---	---
	5389500	174 824	---	---	---	---
	8475000	456 700	---	---	---	---
	6342500	482 774	---	---	---	---
	14144700	624 187	---	---	---	---

Quel est le processus physique à l'origine de ces flux d'eau seuils ? Intuitivement, on peut penser qu'il s'agit d'une énergie minimum de transport de matière, liée à une vitesse critique d'écoulement. Dans ce cas, le flux d'eau seuil doit augmenter avec la superficie du bassin versant. En effet, dans les rivières, plus la superficie du bassin versant est grande, plus sa pente moyenne est faible (Montgomery et Foufoula-Georgiou, 1993), et donc plus le flux d'eau doit être important pour maintenir des vitesses moyennes d'écoulement constantes (d'autant plus que la largeur d'une rivière augmente de l'amont vers l'aval (Montgomery et Gran, 2001)). On trouve bien une relation en loi de puissance entre les flux d'eau seuils et les aires drainées, *Figure 34*. Mais, cette relation est due à la variation en loi de puissance des courbes enveloppe définies par Q_{\max} et Q_{\min} . Les flux d'eau seuils ne présentent pas de tendance précise entre ces courbes enveloppe.

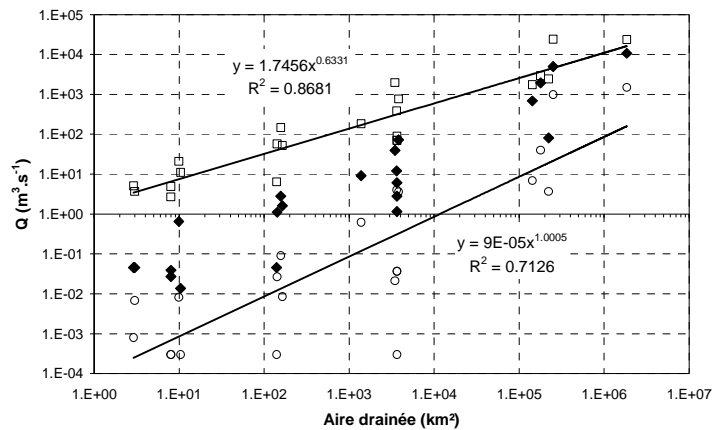


Figure 34 : Relations en lois de puissance entre les flux d'eau minimum (\circ), maximum (\square) et les aires drainées des bassins versants ; et positionnement des flux d'eau seuils (\blacklozenge).

Lorsque l'on s'intéresse aux concentrations en sédiments (C_{seuil}) associées aux flux d'eau seuils, la représentation graphique des C_{seuil} en fonction des aires drainées, *Figure 35*, permet de mettre en évidence deux ensembles distincts. Le premier, pour les aires drainées les plus faibles, met en évidence un C_{seuil} relativement constant : $20 \pm 18 \text{ mg.l}^{-1}$ (en écartant les valeurs des bassins 9382000 et 6805500). Le second, pour les aires drainées les plus importantes, présente des valeurs de C_{seuil} beaucoup plus élevées : de 400 à 57 512 mg.l^{-1} (en écartant les valeurs des bassins 5374900 et 6329500), sans toutefois présenter de relation avec l'aire drainée.

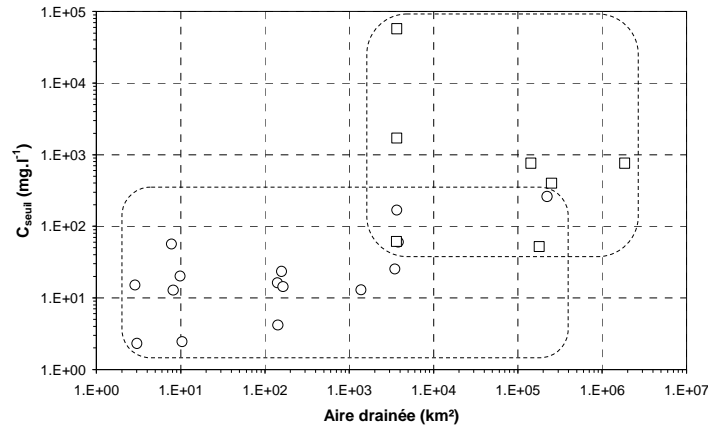


Figure 35 : Représentation graphique de C_{seuil} en fonction de l'aire drainée. Deux ensembles se distinguent : (○) lorsque $b_1 < b_2$ et (□) lorsque $b_2 < b_1$.

Si l'on compare ces résultats à ceux d'une étude réalisée par Webster et Meyer (1997) (Tableau 17), portant sur l'étude du transport annuel massique des matières organiques dissoutes et particulaires de 27 cours d'eau (dont 25 en Amérique du Nord), on remarque que la concentration seuil de $20 \pm 18 \text{ mg.l}^{-1}$ est de l'ordre de grandeur de la concentration moyenne en matière organique particulaire des rivières ($13 \pm 29 \text{ mg.l}^{-1}$).

Tableau 17 : Résultats partiels des travaux de Webster et Meyer (1997) portant sur 27 cours d'eau (dont 25 en Amérique du Nord). Les valeurs données sont des moyennes annuelles calculées à partir des masses totales annuelles et des flux d'eau moyens annuels. On peut supposer des valeurs plus importantes lors des périodes d'étiage.

	Aires drainées (km ²)	Flux d'eau moyen (l.s ⁻¹)	Matière Organique Dissoute moyenne (mg.l ⁻¹)	Matière Organique Particulaire moyenne (mg.l ⁻¹)	Matière Organique Totale moyenne (mg.l ⁻¹)
Minimum	0.0075	0.0017	0	0	0
Maximum	1987	466	15	171	182
Moyenne	88	18	3	13	16
Ecart-type	351	79	4	29	31

Le flux d'eau seuil délimiterait alors deux processus de transport différents, chaque processus étant associé à une nature de sédiment particulière : sur la plage des flux d'eau les plus faibles, le transport de la matière organique, et sur la plage des flux d'eau les plus importants, celui de la matière terrigène. Les données USGS ne précisent pas la nature des matières en suspension. L'hypothèse peut donc être posée et deux approches sont possibles pour la confirmer : une étude des vitesses critiques d'écoulement permettant la mise en suspension de la matière terrigène (sur le fond de la rivière et sur les versants), ou le suivi de la nature des matières en suspension pour différents flux d'eau. C'est cette dernière approche que nous avons retenue et mise en œuvre sur le bassin versant de la Vilaine.

I.2.3.1.2. Cas particulier du bassin versant de la Vilaine

Les différents sites de prélèvement (automatique et manuel) de matière en suspension et de mesure de flux d'eau, auxquels nous faisons référence dans ce paragraphe, sont présentés sur la Figure 36. Nous

n'avions pas à notre disposition d'instrument de mesure des flux d'eau (type ADCP), c'est pourquoi les sites de prélèvement des sédiments et des flux d'eau ne coïncident pas.

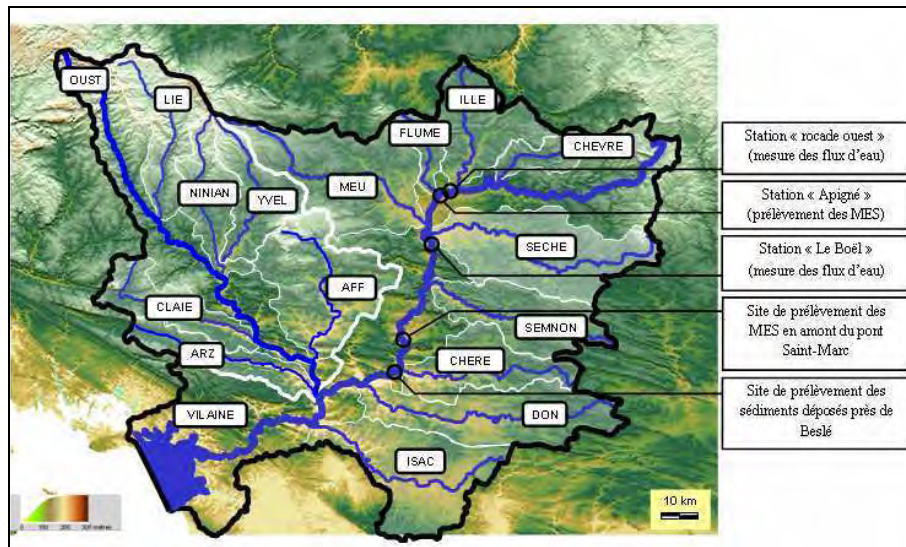


Figure 36 : Positionnement sur le MNT du bassin versant de la Vilaine de la station "Apigné" de prélèvement automatique des matières en suspension, des deux sites de prélèvement manuel des sédiments ("amont du pont Saint-Marc" et "près de Beslé"), et des deux stations de mesure des flux d'eau ("rocade ouest" J7200610 et "Le Boël" J7500610, Diren Loire Bretagne).

1.2.3.1.2.1. Contexte hydrologique

Les flux d'eau les plus représentatifs des sites situés en amont du pont Saint-Marc et près de Beslé sont donnés par la station de mesure "Le Boël" (Figure 36).

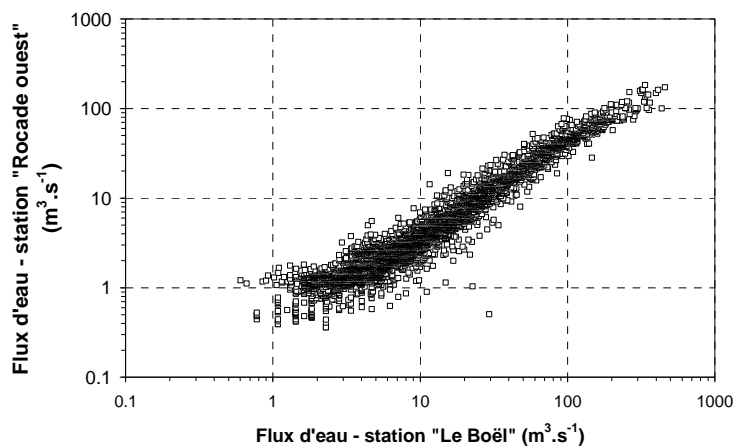


Figure 37 : Représentation graphique des flux d'eau moyens journaliers mesurés à la station "rocade ouest" (station Diren Loire Bretagne J7200610) en fonction des flux d'eau moyens journaliers mesurés à la station "Le Boël" (station Diren Loire Bretagne J7500610) entre le 01/01/1991 et le 02/12/2004.

La relation entre les flux d'eau mesurés aux stations "Le Boël" et "rocade ouest" est représentée sur la Figure 37. Entre les stations de mesure des flux d'eau "rocade ouest" et "Le Boël", les rivières Meu et Seiche apportent leur contribution respective au flux d'eau de la Vilaine. A cela s'ajoute le flux d'eau

rejeté par l'émissaire de la station d'épuration, qui peut être significatif en période d'étiage. En effet (Figure 37), en période d'étiage, les flux d'eau à la station "Le Boël" peuvent varier d'un facteur 3 pour un flux d'eau constant à la station "rocade ouest" (sous l'hypothèse que les contributions du Meu et de la Seiche soient proportionnelles au flux d'eau à la station "rocade ouest", ce qui est observé pour des flux d'eau plus importants).

Entre la station "Le Boël" et le site de prélèvement des sédiments en suspension, un affluent principal, le Semnon, apporte sa contribution au flux d'eau de la Vilaine (Figure 36). Enfin, entre la station "Le Boël" et le site de prélèvement des sédiments déposés par la crue de mars 2006, deux affluents principaux, le Semnon et la Chère, apportent leur contribution respective au flux d'eau de la Vilaine.

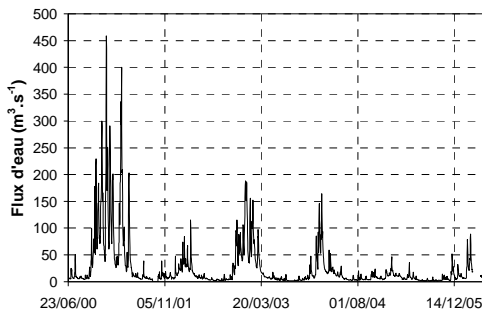


Figure 38 : Représentation graphique des flux d'eau mesurés à la station "Le Boël" (station Diren Loire Bretagne J7500610) entre le 24/06/2000 et le 14/05/2006.

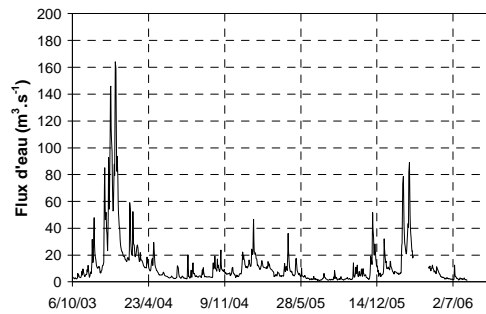


Figure 39 : Représentation graphique des flux d'eau mesurés à la station "Le Boël" (station Diren Loire Bretagne J7500610) entre le 10/10/2003 et le 08/08/2006.

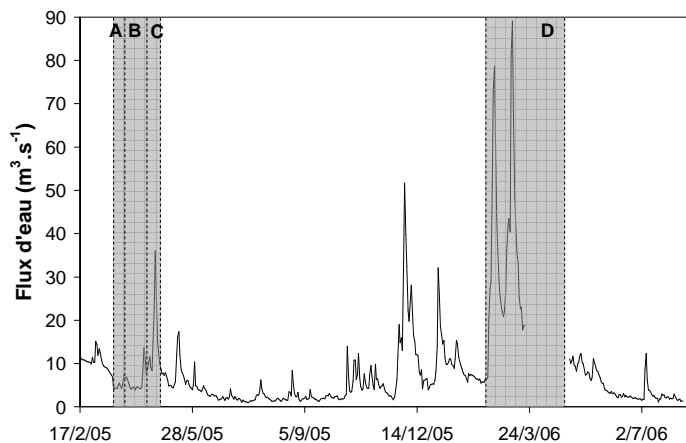


Figure 40 : Mise en évidence des périodes d'écoulements représentatives des sédiments prélevés, sur la chronique des flux d'eau de la station "Le Boël" (station Diren Loire Bretagne J7500610) entre le 20/02/2005 et le 08/08/2006. Période A : du 23/03/2005 au 01/04/2005 (flux d'eau journalier moyen maximum : $7.39 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ; période B : du 01/04/2005 au 20/04/2005 (flux d'eau journalier moyen maximum : $13.7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ; période C : du 20/04/05 au 28/04/05 (flux d'eau journalier moyen maximum : $36 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ; période D : 12/02/2006 au 02/05/2006 (flux d'eau journalier moyen maximum : $89.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

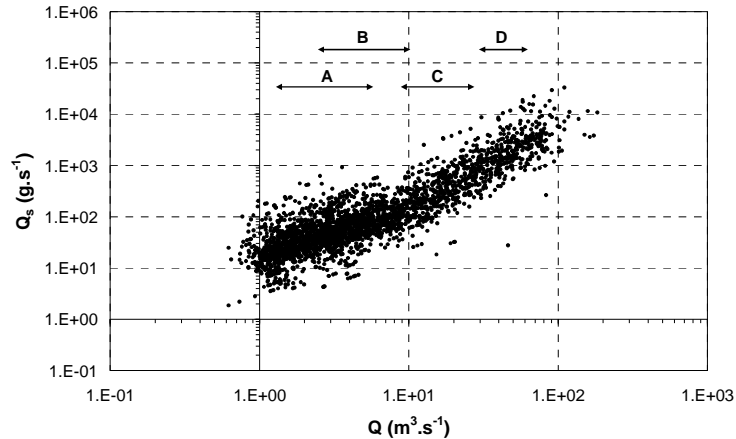


Figure 41 : Mise en évidence, sur la relation empirique flux d'eau-flux de sédiments de la Vilaine (à Apigné) des plages de flux d'eau correspondant aux périodes d'écoulements A, B, C et D représentatives des sédiments prélevés. A : de 1.3 à 5.6 $m^3.s^{-1}$; B : de 2.3 à 10.4 $m^3.s^{-1}$; C : de 8.6 à 26.7 $m^3.s^{-1}$ et D : de 63.8 à 31.2 $m^3.s^{-1}$.

Le régime hydrologique de la Vilaine à la station "Le Boël", depuis juin 2000 est proposé sur la Figure 38. Sur la Figure 39 est isolée la période hydrologique correspondant à la période du projet de thèse (octobre 2003 - octobre 2006) : à noter en particulier l'absence de flux d'eau supérieur à 50 $m^3.s^{-1}$ entre avril 2004 et février 2006.

1.2.3.1.2.2. Méthode expérimentale

Le flux d'eau seuil qui délimiterait les transports de matière organique et terrigène dans la Vilaine correspond à la station "rocade ouest" à un flux d'eau d'environ 9 $m^3.s^{-1}$ (Tableau 15, - $Q_{seuil 1}$ à la station Vilaine). Nous avons effectué des prélèvements d'échantillons pendant les quatre périodes d'écoulement A, B, C et D décrites sur la Figure 40 et la Figure 41. La période C se situe à la limite supérieure du flux d'eau seuil en termes de plages de flux d'eau. Les sédiments associés aux régimes d'écoulements A, B et C sont des sédiments en suspension piégés en amont du pont Saint-Marc (Figure 36) (entre 11 et 15 échantillons piégés suivant le régime d'écoulement). Les sédiments associés au régime d'écoulement D ont été prélevés sur les berges près du village de Beslé (Figure 36 et Figure 42), après un épisode de crue, lorsque la Vilaine a retrouvé son lit mineur. L'hypothèse d'homogénéité (en nature et granulométrie à un instant donné) des sédiments transitant dans la Vilaine est sous-jacente, puisque l'on compare la nature des sédiments prélevés en différents endroits du bassin versant (amont du pont Saint-Marc et près de Beslé) pour caractériser le flux d'eau seuil de la relation empirique entre les flux d'eau et de sédiments à Apigné (Figure 30 (d)). Les sites à l'amont du pont Saint-Marc et près de Beslé sont distants de 14 km, sur lesquels se situe la confluence de la Vilaine et de la Chère (Figure 36).

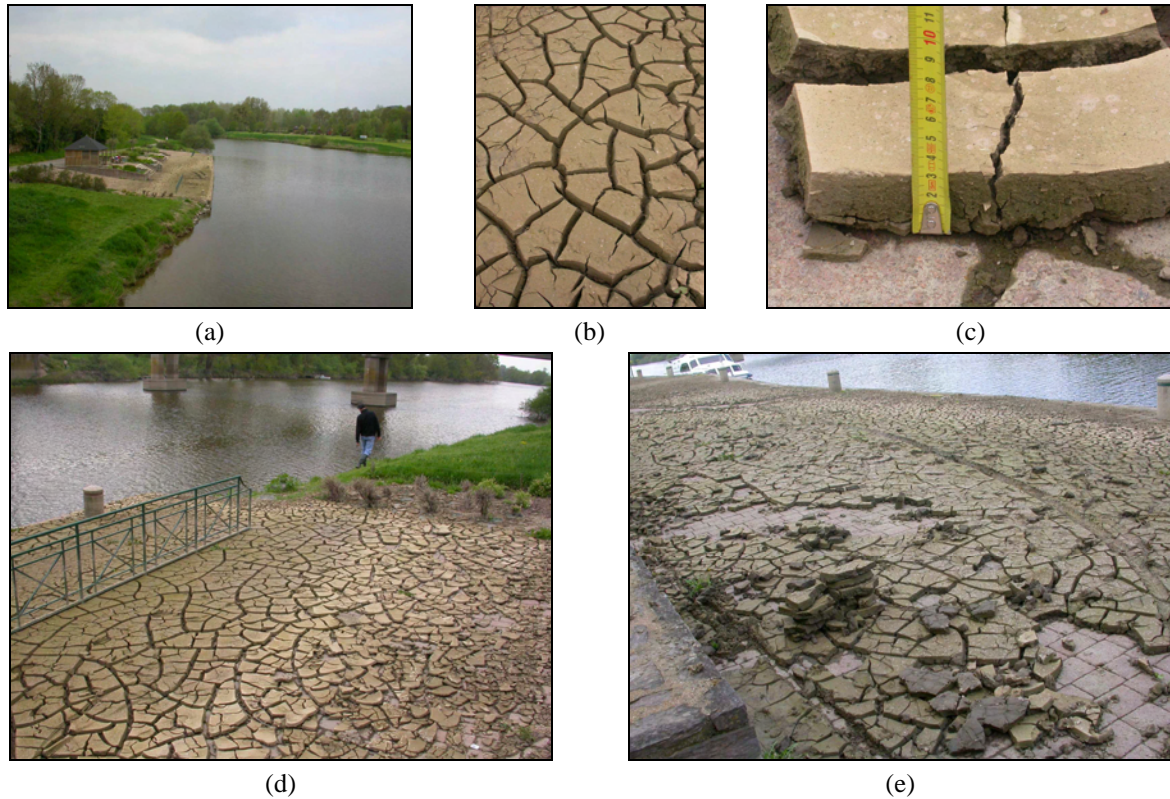


Figure 42 : Photos des berges de la Vilaine près de Beslé, le 27/04/2006, après que la Vilaine ait réintégré son lit mineur suite à la crue de mars 2006 (rive gauche : (e) ; rive droite : (a) et (d)). L'épaisseur des sédiments déposés (b) (en cours de séchage) est d'environ 3 cm (c).

1.2.3.1.2.3. Propriétés physiques des sédiments

Les analyses granulométriques des sédiments représentatifs des périodes d'écoulements A, B, C et D, (Figure 43 et Tableau 18), ne mettent pas en évidence d'évolution significative du diamètre apparent moyen des particules solides, ou encore de la dispersion de la population des diamètres des particules autour du diamètre moyen, en fonction du régime d'écoulement.

Tableau 18 : Synthèse des résultats des analyses par granulométrie laser des sédiments représentatifs des régimes d'écoulements A, B, C et D (A, B et C : moyennes sur 11 à 15 échantillons en fonction du régime s'écoulement ; D : valeur ponctuelle).

Référence	d_{25} (μm)	d_{50} (μm)	d_{75} (μm)
A	3.1	7.4	14.7
B	3.4	8.3	15.9
C	3.4	8.3	16.6
D	3.1	7.0	13.1

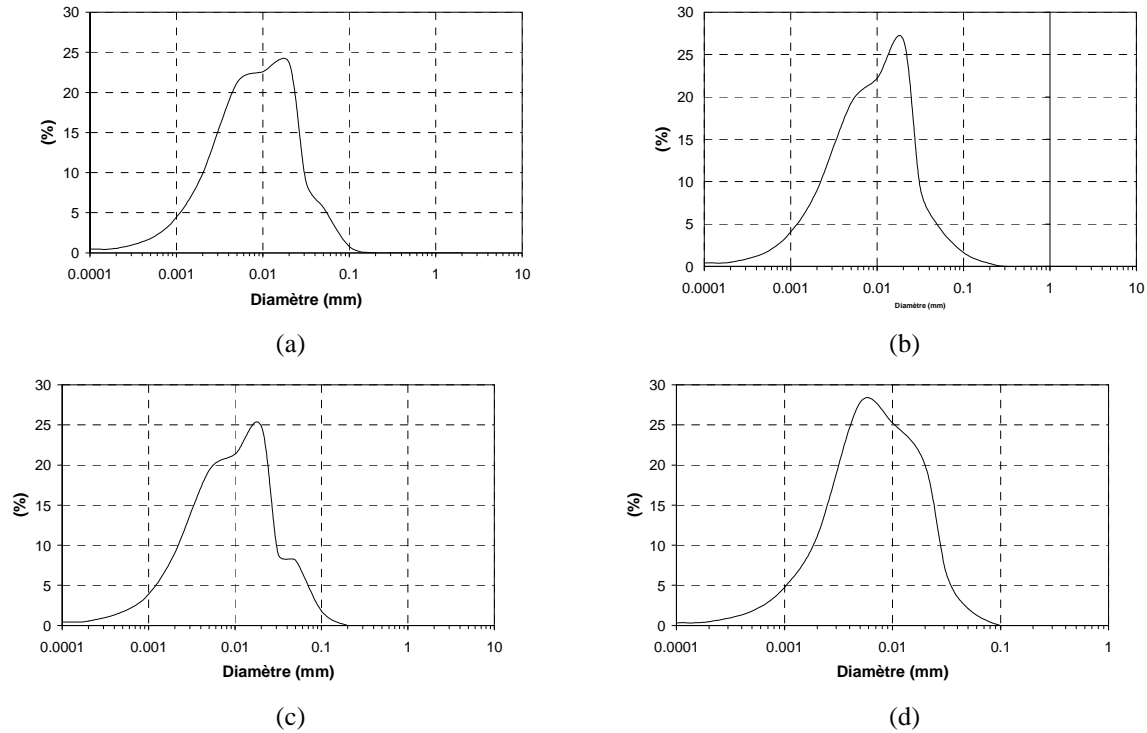


Figure 43 : Courbes granulométriques moyennes des sédiments associés aux régimes d'écoulements A (a) (moyenne de 11 échantillons), B (b) (moyenne de 15 échantillons), C (c) (moyenne de 11 échantillons) et D (d) (1 échantillon).

Cependant, l'analyse au microscope électronique à balayage montre distinctement, d'une part la présence majoritaire de diatomées entières et de débris de diatomées pour les régimes d'écoulements A (Figure 44), B (Figure 45) et C (Figure 46), et d'autre part la présence majoritaire de particules argileuses (matière terrigène de type kaolinite et illite) pour le régime d'écoulement D (Figure 47). Dans ce dernier cas, l'absence de diatomées se justifie par le fait que les sédiments analysés sont ceux déposés par la crue, alors que les diatomées présentes dans la Vilaine ont probablement été chassées lors de la montée de crue.

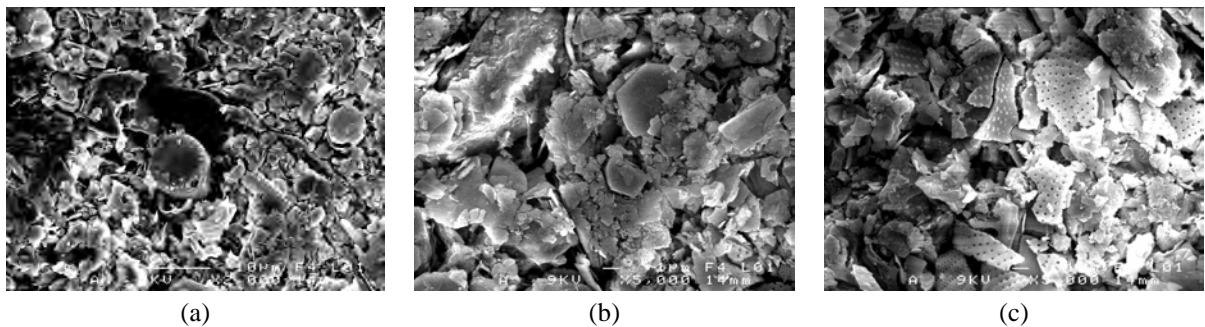


Figure 44 : Photos obtenues par microscopie à balayage électronique (MEB) sur les sédiments de la Vilaine représentatifs du régime d'écoulement A. Agrandissements : x 2 000 (a), x 5 000 (b) et (c).

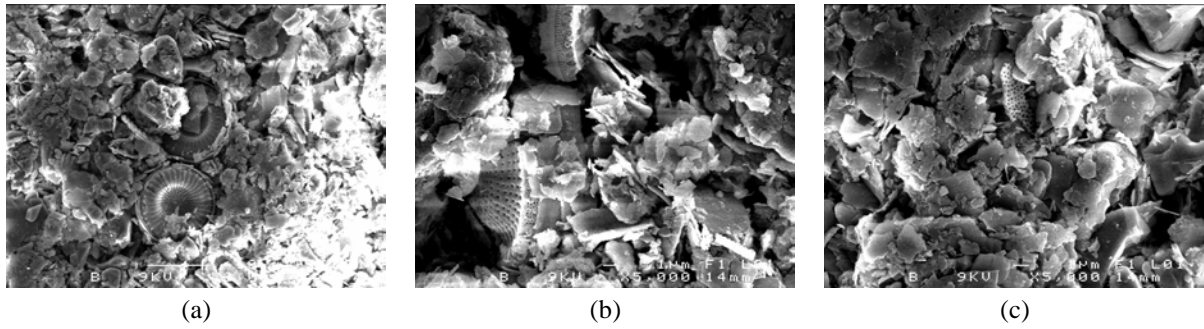


Figure 45 : Photos obtenues par microscopie à balayage électronique (MEB) sur les sédiments de la Vilaine représentatifs du régime d'écoulement B. Agrandissements : x 2 000 (a), x 5 000 (b) et (c).

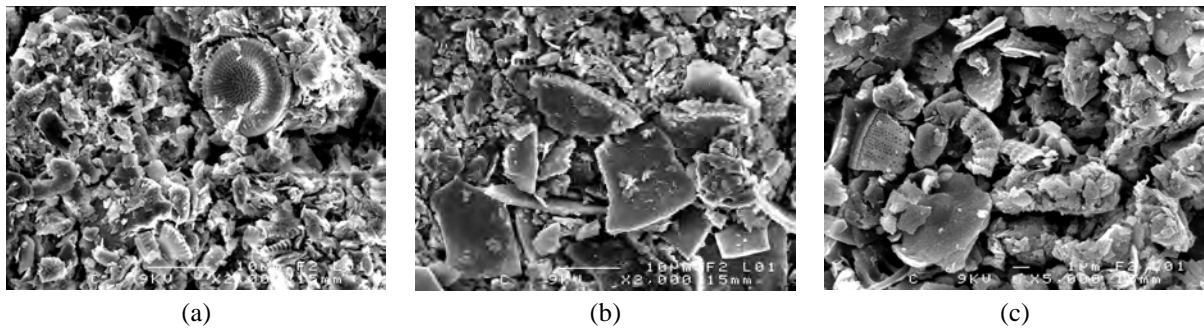


Figure 46 : Photos obtenues par microscopie à balayage électronique (MEB) sur les sédiments de la Vilaine représentatifs du régime d'écoulement C. Agrandissements : x 2 000 (a) et (b), x 5 000 (c).

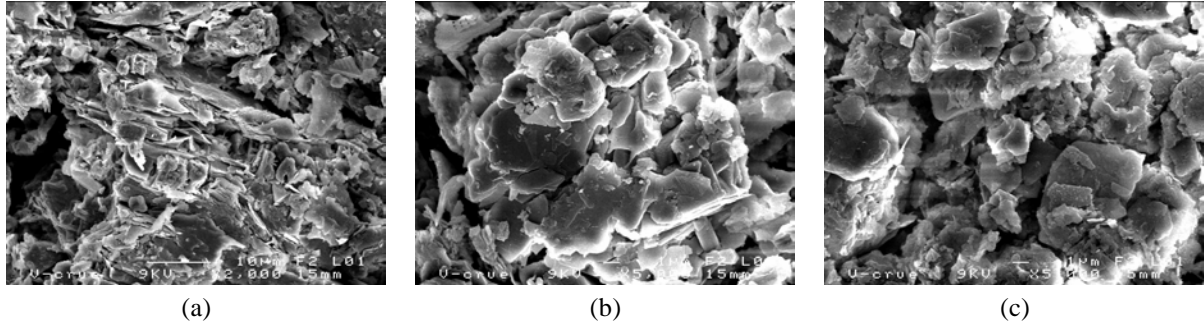


Figure 47 : Photos obtenues par microscopie à balayage électronique (MEB) sur les sédiments de la Vilaine représentatifs du régime d'écoulement D. Agrandissements : x 2 000 (a), x 5 000 (b) et (c).

Cette première approche semble confirmer l'hypothèse qu'un flux d'eau seuil associé à une concentration inférieure à environ 100 mg.l^{-1} (Figure 35) délimite deux lois de puissance, chacune liée à une nature de sédiments différente. Ces résultats doivent être complétés par une étude systématique de la nature des sédiments prélevés quotidiennement sur le site "Apigné" (Figure 36). Si cette hypothèse est confirmée, cela signifie que la nature des sédiments transportés explique un degré de couplage de premier ordre entre les flux d'eau et de sédiments. D'un point de vue énergétique, les particules argileuses (de diamètres moyens apparents identiques à ceux des débris de diatomées et sous l'hypothèse d'une densité équivalente) pourraient également être transportées lors des flux d'eau les plus faibles. Si elles ne sont pas présentes, c'est que les sources (remise en suspension de sédiments de fond et ruissellement sur les versants) sont nulles en période d'étiage, par l'absence d'une pluviométrie significative. Si la remise en suspension de sédiments de fond est la source

prédominante, les flux d'eau seuils correspondent à des seuils énergétiques de production de particules terrigènes en rivière ; s'il s'agit du ruissellement sur les versants, alors il n'existe pas de relation fonctionnelle entre le flux d'eau seuil en rivière et la présence de particules terrigènes dans la rivière (le seuil énergétique est à rechercher dans les vitesses de ruissellement sur le versant).

Après avoir avancé sur la définition physique des seuils, intéressons-nous maintenant aux valeurs des paramètres a et b des lois de puissance associées aux plages de flux d'eau que ces seuils délimitent.

I.2.3.2. Valeurs des paramètres a et b de la loi de puissance

I.2.3.2.1. Synthèse des résultats

Lorsque b_1 est inférieur à b_2 , les valeurs de la puissance ($b_1 + 1$) sont identiques quel que soit le relief, *Tableau 19* (relief de type plaine : 1.14, et type montagne : 1.17). Il en est de même pour la puissance ($b_2 + 1$) qui est alors constante et environ égale à 2 (relief de type plaine : 1.93, et de type montagne : 1.93).

Lorsque b_1 est supérieur à b_2 , les valeurs de la puissance ($b_1 + 1$) sont identiques quel que soit le relief prédominant (relief de type plaine : 2.55, et de type montagne : 2.08). Elles sont également supérieures au cas où b_1 est inférieur à b_2 . La puissance ($b_2 + 1$) prend alors la valeur de 1.67 en relief de type plaine et de 0.62 en relief de type montagne. ($b_2 + 1$) est alors inférieur à 2 quel que soit le relief, et en particulier inférieur à 1 (c'est-à-dire $b_2 < 0$) dans le cas du relief de type montagne (en remarquant toutefois que seuls 2 bassins versants correspondent à cette situation).

Tableau 19 : Récapitulatif des valeurs des exposants ($b_1 + 1$) et ($b_2 + 1$) des lois de puissance dans les cas de figure où $b_1 < b_2$ et $b_1 > b_2$, et en fonction du type de relief dominant des bassins versants. Pour chaque type de relief, sont donnés successivement : la valeur moyenne de ($b + 1$), l'écart-type σ , et le nombre n de bassins concernés.

Relation entre b_1 et b_2		Tous reliefs			Plaine			Montagne		
		$\overline{b+1}$	σ	n	$\overline{b+1}$	σ	n	$\overline{b+1}$	σ	n
$b_1 < b_2$	b_1	1.16	0.27	15	1.14	0.38	7	1.17	0.16	8
	b_2	1.93	0.28		1.93	0.26		1.93	0.31	
$b_1 > b_2$	b_1	2.41	0.50	7	2.55	0.47	5	2.08	---	2
	b_2	1.37	0.72		1.67	0.55		0.62	---	

Un scénario possible :

- première situation : b_1 est inférieur à b_2 . L'augmentation de la valeur de b correspond au passage d'un processus de transport de la matière organique à un processus de transport de matière terrigène ;
- deuxième situation : b_1 est supérieur à b_2 . La diminution de la valeur de b correspond à une disponibilité limitée en sédiments dans le système. En particulier, b devient nul pour un relief de type montagne, ce qui signifie une absence de stock de sédiments transportables en suspension avec les valeurs des flux d'eau observés. Cela peut s'expliquer par la nature géologique des bassins versants montagneux qui présentent une surface importante de rocher

affleurant, et par conséquent un stock limité de sédiments disponibles, comparé à certains bassins versants où ce stock est beaucoup plus important. Suivant ce raisonnement, le paramètre b_2 du cas $b_1 < b_2$ est à comparer au paramètre b_1 du cas $b_1 > b_2$. On s'attend alors à trouver des valeurs identiques : ce n'est pourtant le cas qu'en montagne (2.08 à comparer à 1.93). En plaine, la valeur de 2.55 met en évidence un processus de transport des sédiments différent.

Pour un stock de sédiments illimité, l'exposant $(b + 1)$ associé aux flux d'eau les plus importants semble être environ égal à 2, quel que soit le bassin versant considéré.

En complément des précédentes études (Tableau 20), l'approche menée dans le cadre de ces travaux de thèse permet de mieux contraindre la valeur de l'exposant $(b + 1)$ sur des plages de flux d'eau délimitées par des flux d'eau seuils. Et, en particulier, avant d'atteindre une limite de disponibilité des sédiments, nous proposons pour $(b + 1)$ la valeur de 1.93 ± 0.28 (de 1.65 à 2.21). Il s'agit d'une valeur moyenne calculée à partir de bassins versants de superficies et lithologies différentes.

Tableau 20 : Quelques valeurs de $(b + 1)$ issues de la bibliographie.

$(b + 1)$	Rivières	Auteurs
de 1.2 à 1.7	rivières en milieux arides	(Reid et Frostick, 1987)
de 2.4 à 3.5	rivières en milieux tempérés	(Reid et Frostick, 1987)
de 1.5 à 2.5		(Nash, 1994 ; Mulder and Syvitski, 1995)
de 1.3 à 2.3	Rhin	(Asselman, 2000)
1.5		(Kirby, 1971)
de 1.0 à 2.0		(Carson et Kirby, 1972)

I.2.3.2.2. Analyse en fonction des aires drainées des versants

I.2.3.2.2.1. Sans tenir compte des seuils

Lorsque les paramètres a et b de la loi de puissance sont déterminés par régression aux moindres carrés sur l'ensemble des valeurs des points de coordonnées $(Q ; Q_s)$, alors b a tendance à augmenter avec l'aire drainée du bassin versant, et a à diminuer (Figure 48).

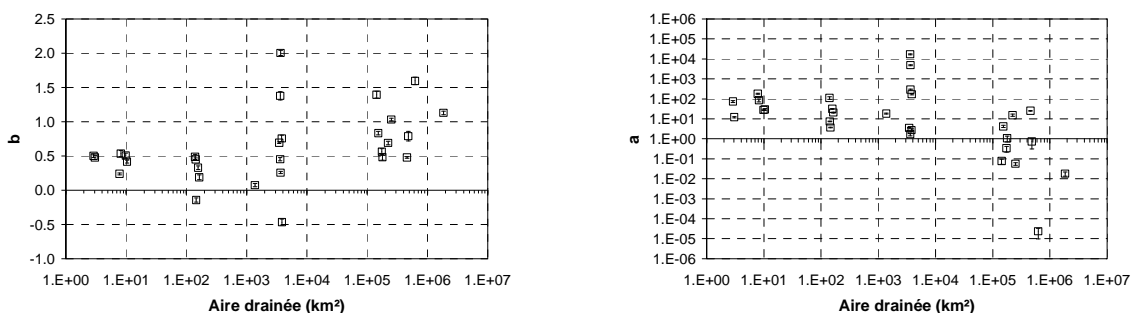


Figure 48 : Exposants b et a de la loi de puissance en fonction de l'aire drainée ; b et a obtenus par régression sur l'ensemble des points expérimentaux sans mise en évidence des flux d'eau seuils Q_{seuil} .

I.2.3.2.2. En tenant compte des seuils

En revanche, lorsque l'on tient compte des flux d'eau seuils, les paramètres b_1 , b_2 , a_1 et a_2 ne présentent plus de variation clairement identifiable avec l'aire drainée (que ce soit lorsque $b_1 < b_2$ (Figure 49) ou lorsque $b_1 > b_2$ (Figure 50)).

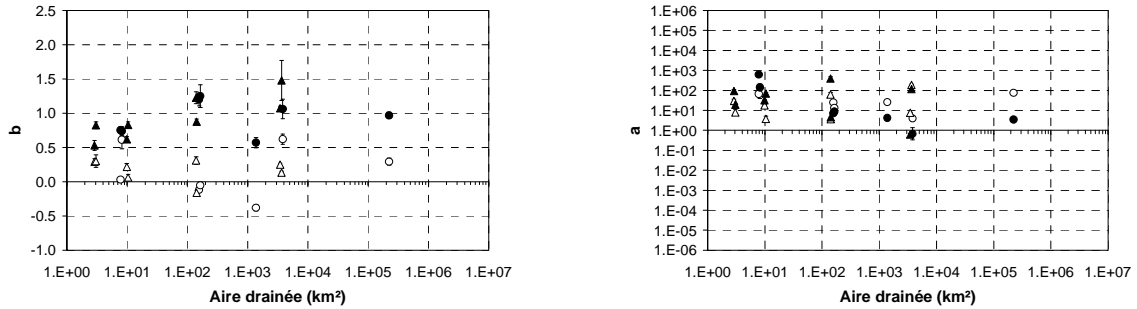


Figure 49 : Exposants b_1 (symboles blancs), b_2 (symboles noirs), a_1 (symboles blancs) et a_2 (symboles noirs) des lois de puissance en fonction de l'aire drainée dans le cas particulier où $b_1 < b_2$; b_1 et a_1 obtenus par régression sur l'ensemble des points expérimentaux tels que $Q < Q_{seuil}$ et b_2 et a_2 obtenus par régression sur l'ensemble des points expérimentaux tels que $Q > Q_{seuil}$. (●) et (○) : relief de type plaine ; (△) et (▲) : relief de type montagne.

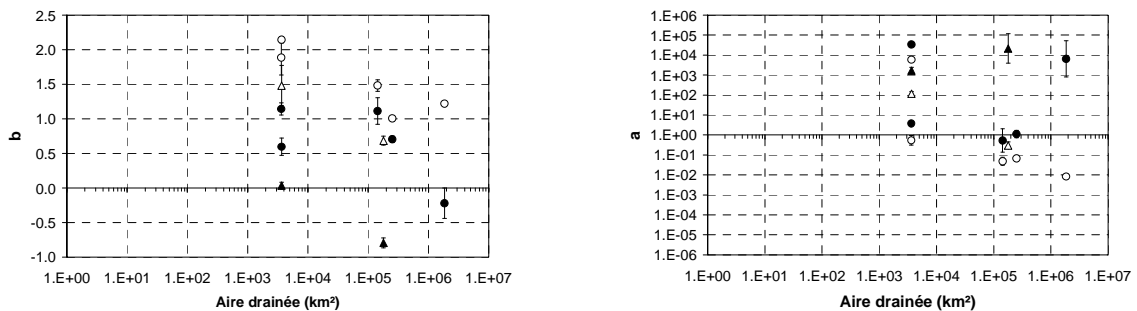


Figure 50 : Exposants b_1 (symboles blancs), b_2 (symboles noirs), a_1 (symboles blancs) et a_2 (symboles noirs) des lois de puissance en fonction de l'aire drainée dans le cas particulier où $b_1 > b_2$; b_1 et a_1 obtenus par régression sur l'ensemble des points expérimentaux tels que $Q < Q_{seuil}$ et b_2 et a_2 obtenus par régression sur l'ensemble des points expérimentaux tels que $Q > Q_{seuil}$. (●) et (○) : relief de type plaine ; (△) et (▲) : relief de type montagne.

Par conséquent, la mise en évidence des seuils et la détermination du paramètre b pour décrire les processus de transport qu'il délimite, remet en question son évolution en fonction de l'aire drainée. Les valeurs de b proposées dans ce travail (et les valeurs de a associées) sont indépendantes de l'aire drainée. Ce résultat valide l'hypothèse d'un jeu de paramètres (a ; b) unique, sur laquelle repose la modélisation numérique, à partir du moment où l'évolution du relief est gouvernée par un seul et même processus de transport.

I.2.3.2.3. Limites métrologiques

Les valeurs de b_1 sont à interpréter avec précaution dans le cas particulier où b_1 est inférieur à b_2 . En effet, les concentrations minimales mesurées sont généralement égales à 1 mg.l^{-1} , ce qui peut tronquer la relation empirique entre les flux d'eau et de sédiments lorsque les concentrations sont faibles. La Figure 51 en est un exemple : en l'absence de limite métrologique, on pourrait s'attendre à trouver

deux relations empiriques entre les flux d'eau et de sédiments de même allure. Le nuage des points expérimentaux de la station 3528000 se prolongerait sous la frontière définie par la concentration de 1 mg.l^{-1} (Figure 51), donnant ainsi autant de poids aux valeurs des flux de sédiments les plus faibles que dans le cas de la station 7141900. En pratique, la méthodologie de détermination des flux d'eau seuils telle que nous la proposons met en évidence deux cas de figure différents (Figure 52) : $b_1 < b_2$ pour le bassin 3528000 et $b_1 > b_2$ pour le bassin 7141900.

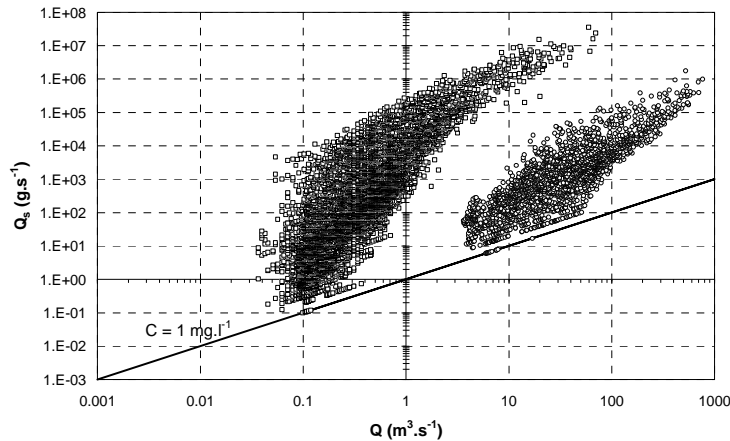


Figure 51 : Représentations graphiques des points expérimentaux de coordonnées $(Q ; Q_s)$ pour les bassins référencés 3528000 (○) et 7141900 (□). Ces deux bassins versants ont des superficies identiques : $3\,818 \text{ km}^2$ (3528000) et $3\,652 \text{ km}^2$ (7141900).

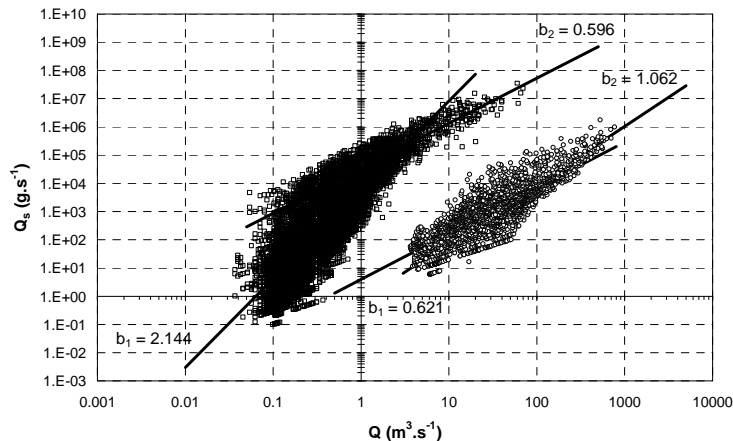


Figure 52 : Représentations graphiques des points expérimentaux de coordonnées $(Q ; Q_s)$ pour les bassins référencés 3528000 (○) et 7141900 (□) et des lois de puissance associées. Ces deux bassins versants ont des superficies identiques : $3\,818 \text{ km}^2$ (3528000) et $3\,652 \text{ km}^2$ (7141900).

A noter également qu'une limite métrologique est également associée au flux d'eau dans le cas des petits bassins versants (Figure 53). Elle correspond très probablement à la résolution spatiale de lecture de la hauteur d'eau lorsque les flux d'eau sont estimés à partir d'une courbe de tarage de type hauteur-flux d'eau.

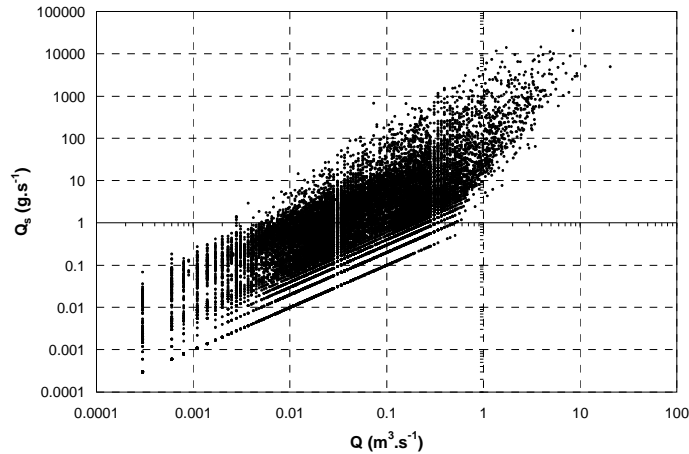


Figure 53 : Représentation graphique de l'ensemble des points expérimentaux (Q ; Q_s) constitutifs des chroniques des 6 bassins versants dont la superficie est de catégorie 1.

I.2.4. SYNTHÈSE SUR LA RELATION EMPIRIQUE ENTRE LES FLUX D'EAU ET DE SEDIMENTS

A partir de l'analyse des relations empiriques entre les flux d'eau et de sédiments de 28 bassins versants de la banque de données de l'USGS et du bassin versant de la Vilaine, nous avons mis en évidence la présence de flux d'eau seuils. Ces seuils délimitent des plages de flux d'eau sur lesquelles le couplage flux d'eau-flux de sédiments peut être modélisé par une loi de puissance spécifique (Équation 13) :

- lorsque le paramètre b de la loi de puissance évolue d'une valeur b_1 (pour $Q < Q_{seuil}$) à b_2 (pour $Q > Q_{seuil}$), avec $b_1 < b_2$, alors le flux d'eau seuil semble délimiter un régime de transport de matière organique détritique (pour $Q < Q_{seuil}$) d'un régime de transport de matière terrigène (pour $Q > Q_{seuil}$). Cette hypothèse est notamment suggérée par l'analyse des propriétés physiques des sédiments du bassin versant de la Vilaine pour différents régimes d'écoulements ;
- lorsque le paramètre b passe d'une valeur b_1 (pour $Q < Q_{seuil}$) à b_2 (pour $Q > Q_{seuil}$), avec $b_1 > b_2$, les valeurs associées au Q_{seuil} sont suffisamment élevées pour que l'on puisse supposer le transport d'une matière terrigène. Nous avons associé la diminution de valeur du paramètre b à une disponibilité limitée des sédiments sur le bassin versant. Pour $Q < Q_{seuil}$ l'exposant ($b + 1$) prend la valeur moyenne d'environ 2 (avec un écart-type inférieur à 20 % de la valeur moyenne), quel que soit le type de relief où l'écoulement est généré. Par ailleurs, il existe en relief de type plaine quelques bassins versants associés à un processus de transport différent, défini par $(b + 1) = 2.55$.

Ce résultat montre que sous l'hypothèse de disponibilité infinie en sédiments d'un bassin versant, la modélisation de l'érosion à long terme avec un exposant constant est cohérente avec les observations in-situ faites à partir de chroniques établies sur un maximum de 40 années. Cela signifie qu'en moyenne, la concentration en sédiments est proportionnelle au flux d'eau. En d'autres termes, elle est proportionnelle à la hauteur moyenne de la lame d'eau qui ruisselle sur le versant, sous l'hypothèse

d'une pluviométrie homogène. Cela signifie également (toujours suivant l'approche moyenne à partir des 29 bassins versants étudiés) que le versant est la source principale de sédiments. On rappelle que l'analyse concerne uniquement le transport des sédiments en suspension. Pour compléter cette approche, les perspectives sont dans la mesure de la charge de fond, dont on ne connaît pas actuellement le poids dans le transport total des sédiments à long terme.

La détermination des seuils de flux d'eau a également un impact non négligeable dans l'estimation de la charge totale d'un bassin versant à long terme.

L'approche consistant à déterminer un couple unique de paramètres a et b à partir de la totalité des flux d'eau permet l'estimation de seulement 50 % du flux d'eau mesuré (en moyenne). Cette valeur passe à 70 % à partir du moment où on tient compte des Q_{seuil} . Les couples $(a ; b)$ sont alors représentatifs de plages de flux d'eau sur lesquelles s'expriment des lois de puissance différentes. Les résultats sont consignés dans le *Tableau 21*.

Lorsque les paramètres a et b sont déterminés en faisant passer une régression linéaire dans un nuage de point $(\log(Q) ; \log(Q_s))$ par la méthode aux moindres carrés, il est normal de sous estimer la charge totale de 10 à plus de 50 % (Asselman, 2000), du fait que la majorité du flux est transporté par seulement quelques événements extrêmes, que la variabilité des flux n'est pas maîtrisée et que le repère est de type logarithmique.

Tableau 21 : Résultats de la détermination de la charge totale en sédiments en suspension sur la durée de chacune des chroniques. Trois approches sont proposées : à partir des données journalières moyennes (M_1), à partir d'une modélisation en loi de puissance sur la totalité des flux d'eau (M_2), et à partir des modélisations en lois de puissance sur les plages de flux d'eau délimités par un ou deux flux d'eau (M_3).

Référence	Aire drainée (km ²)	Q _{seuil} (m ³ .s ⁻¹)	Masse totale de sédiments (tonnes)			M ₂ /M ₁	M ₃ /M ₁
			M ₁	M ₂	M ₃		
16265600	2.9	0.0453	2 139	936	1 168	0.44	0.55
14306810	3.0	0.0453	1 966	292	434	0.15	0.22
5455000	8.0	0.0388	29 439	5 766	16 890	0.20	0.57
5427970	8.0	0.0272	925	521	726	0.56	0.78
16272200	9.9	0.651	11 182	3 934	4 414	0.35	0.39
16226200	10.4	0.0136	16 974	1 562	5 200	0.09	0.31
11047300	140	0.0453	28 718	2 404	17 014	0.08	0.59
10336610	142	1.1	30 213	16 687	29 158	0.55	0.97
3210000	146	---	270 475	969	---	0.004	---
3402000	157	2.8	324 158	60 414	245 018	0.19	0.76
3241500	164	1.61	21 105	4 567	19 434	0.22	0.92
11467000	3 465	39.4	20 652 300	10 212 389	22 238 546	0.49	1.08
8340500	3 600	---	6 947 158	4 276 564	---	0.62	---
5374900	3 626	12	1 038 814	1 530 923	1 061 625	1.47	1.02
9382000	3 652	1.16 et 6.09	57 507 591	321 996	844 983	0.01	0.01
7141900	3 652	2.78	858 775	812 935 820	47 742 295	947	56
3528000	3 818	72.8	2754 466	1 390 999	1 869 000	0.50	0.68
11074000	3 859	---	271 307	106 147	---	0.39	---
6887500	143 175	685	47 215 059	86 176 847	79 644 326	1.83	1.69
5378500	153 327	---	6 623 711	32 686 208	---	4.93	---
5389500	174 824	---	24 153 463	4 897 704	---	0.20	---
6329500	178 976	1 930	108 135 108	17 415 654	16 691 152	0.16	0.15
6805500	222 221	81	54 529 991	36 611 731	44 279 815	0.67	0.81
7010000	251 229	4 980	4468 099 752	3 814 970 677	3 665 657 681	0.85	0.82
8475000	456 700	---	10 464 268	6 972 473	---	0.67	---
6342500	482 774	---	43 261 561	34 551 463	---	0.80	---
14144700	624 187	---	52 646 090	24 292	---	0.0005	---
7022000	1 847 180	10 700	1254 855 740	1 159 731 786	1 108 708 326	0.92	0.88
Vilaine	1 380	9.12	132 541	69 605	100 342	0.53	0.76

Conclusion sur le couplage flux d'eau-flux de sédiments

Cette section a permis d'avancer sur la compréhension du couplage entre les flux d'eau et de sédiments. En particulier, nous avons mis en évidence la présence de seuils dans la relation empirique entre les valeurs moyennes des flux d'eau et de sédiments mesurées dans une section d'écoulement de rivière. La présence de ces seuils signifie qu'il existe des processus de transport différents dans les rivières, en fonction des flux d'eau (mais le lien n'est pas forcément direct). Nous avons principalement distingué deux types de seuils :

- le premier, associé à un faible flux d'eau, correspondrait à une transition entre un transport de particules organiques et un transport de particules terrigènes ;
- le second, associé à un fort flux d'eau, correspondrait à un seuil de disponibilité des sédiments.

Sur chacune des plages de flux d'eau délimitée par ces seuils, nous avons déterminé des valeurs de $(b + 1)$ différentes (dans l'Équation 13, chapitre I.2). En particulier, dans le cas du transport de particules terrigènes en disponibilité apparente illimitée, nous avons déterminé un exposant proche de 2. Cela signifie qu'en moyenne, la concentration en sédiments C_s est directement proportionnelle au flux d'eau Q (le flux d'eau est alors la variable explicative du transport de sédiments). Cette conclusion est cependant en contradiction avec les résultats du premier chapitre, qui montraient, par une approche statistique et sans présupposer de lien fonctionnel entre les flux d'eau et de sédiments, que le flux d'eau seul ne pouvait expliquer la variabilité du flux de sédiments. Mais, dans ce cas, aucune hypothèse n'avait été formulée sur les limites de disponibilité des sédiments mises en évidence au chapitre I.2 dans le cas de certains bassins versants.

Quelle est la signification d'une puissance égale à 2 sur le flux d'eau dans une approche mécanique du transport des sédiments ? Si l'on considère la formulation de transport de sédiments proposée par Englund et Hansen (1967) (Équation 15, avec τ_0 la contrainte de cisaillement de fond définie par l'Équation 16, d la densité des grains, ρ_w la masse volumique de l'eau, f le coefficient de friction de Darcy et U la vitesse moyenne d'écoulement), alors le flux solide est proportionnel à la contrainte de cisaillement de fond pour un écoulement d'eau sur un matériau homogène dont la taille moyenne des grains d_{50} est comprise entre 0.19 et 0.93 mm.

$$Q_s = 0.4f \frac{\tau_0}{\rho_w} \left(\frac{d_{50}}{(d-1)g} \right)^{0.5} \quad \text{Équation 15}$$

$$\tau_0 = \frac{f}{8} \rho_w U^2 \quad \text{Équation 16}$$

$$Q = US_w \quad \text{Équation 17}$$

A partir de l'Équation 15 et de l'Équation 16, et sachant l'Équation 17 (où S_w est la section d'écoulement), on obtient que le flux de sédiments est proportionnel au carré du flux d'eau sous la condition d'une section d'écoulement moyenne constante (Équation 18).

$$Q_s \propto \frac{Q^2}{S_w^2} \quad \text{Équation 18}$$

Par conséquent, le fait de trouver un exposant $(b + 1) = 2$, peut avoir deux significations. La première est que la concentration est proportionnelle à la vitesse moyenne de l'écoulement et que le produit moyen de la hauteur d'eau par la largeur au miroir est constant (ce qui est peu probable compte tenu de la non linéarité des profils de vitesse (chapitre II.1) et de la relation entre hauteur et flux d'eau). La deuxième est que les hypothèses d'établissement de la formulation d'Engelund et Hansen ne permettent pas de décrire le couplage moyen entre les flux d'eau et de sédiments à l'échelle des 29 bassins versants étudiés. Cette observation est développée dans la section II de ce mémoire.

A des échelles de temps plus courtes (du mois à l'évènement de crue), la présence d'hystérésis entre les flux d'eau et de sédiments signifie que le flux d'eau n'est pas représentatif de la totalité des processus de transport des sédiments. A l'échelle du mois (Figure 54), l'hystérésis peut être la conséquence du lessivage par les pluies d'automne de la matière organique produite depuis le printemps, ou encore des labours agricoles (déstructuration de la surface des sols et par conséquent abaissement des seuils d'érosion).

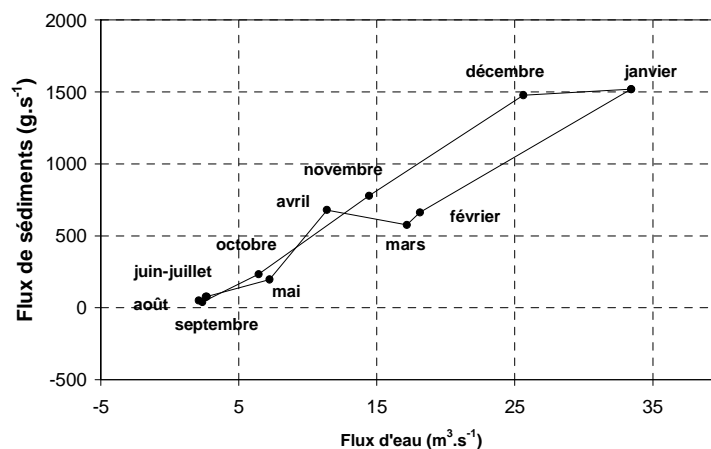


Figure 54 : Représentation graphique du flux de sédiments en suspension mensuel moyen en fonction du flux d'eau mensuel moyen (station Vilaine).

A l'échelle de l'onde de crue (Figure 55, Figure 56 et Figure 57), la relation entre le flux d'eau et la concentration en sédiments peut être univoque (Figure 55), ou présenter une hystérésis en sens horaire (Figure 56) ou antihoraire (Figure 57). Une hystérésis en sens horaire peut être la conséquence d'une limite de disponibilité des sédiments (du fond de la rivière ou des versants) à l'échelle de la crue. Une hystérésis en sens antihoraire peut être la conséquence de la présence de seuils d'érosion (sédiments consolidés), ou encore de l'éboulement des berges (Lefrançois et al., 2006). Quant à la relation univoque, la plus probable dans le cas du bassin versant de la Vilaine (Figure 58), elle correspond à une disponibilité suffisante en sédiments non consolidés.

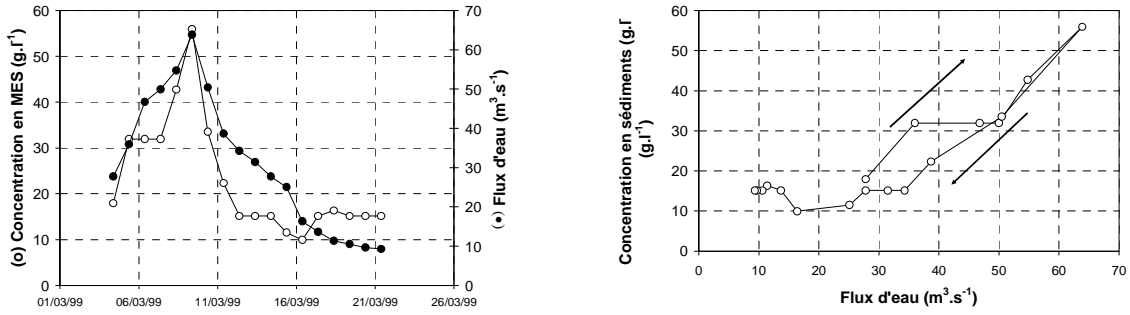


Figure 55 : Exemple de couplage (sans hystérésis) entre le flux d'eau et la concentration en sédiments au cours d'une onde de crue.

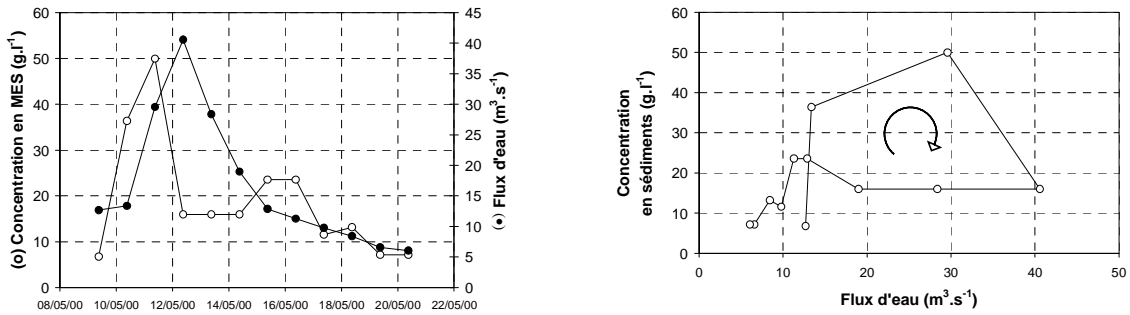


Figure 56 : Exemple de couplage entre le flux d'eau et la concentration en sédiments au cours d'une onde de crue : présence d'une hystérésis en sens horaire.

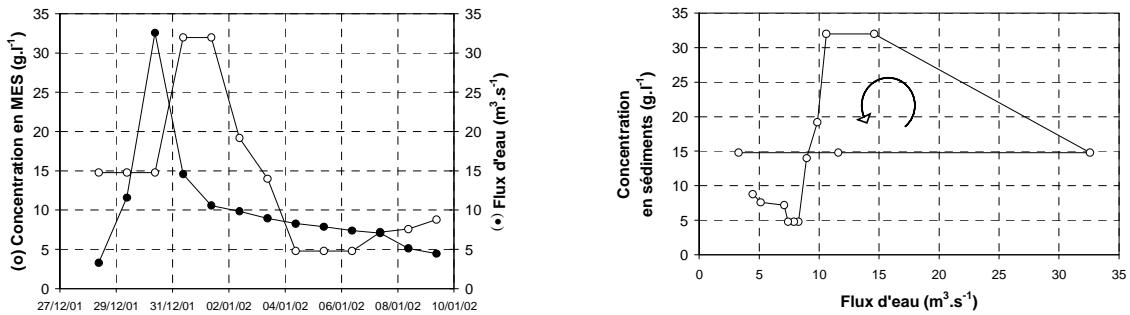


Figure 57 : Exemple de couplage entre le flux d'eau et la concentration en sédiments au cours d'une onde de crue : présence d'une hystérésis en sens antihoraire.

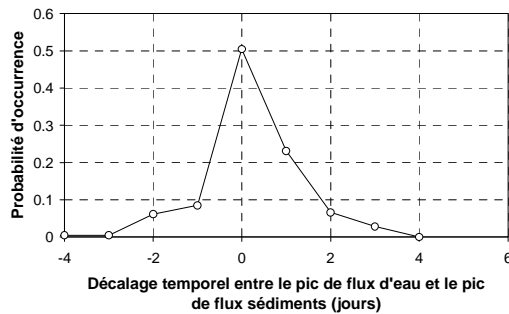


Figure 58 : Probabilité du nombre de jours de décalage entre les pics de flux d'eau et de sédiments dans la Vilaine. L'analyse porte sur des événements définis par un minimum de 2 jours consécutifs d'augmentation des flux d'eau, un pic de flux d'eau supérieur à $1 m^3.s^{-1}$, et un minimum de 2 jours consécutifs de diminution des flux d'eau.

L'exercice qui consiste à moyenner, sur le pas de temps de passage de l'onde de crue, les masses d'eau et de sédiments déplacés (Figure 59), permet de mieux définir le couplage entre les flux d'eau et de sédiments (Figure 60), sans toutefois proposer une explication satisfaisante de la dispersion statistique des flux de sédiments (pour un flux d'eau donné). Pour cela, une onde de crue a été définie suivant trois critères arbitraires : un pic de flux d'eau supérieur à $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, une montée de crue correspondant à l'ensemble des flux d'eau croissants le précédant et une descente de crue correspondant à l'ensemble des flux d'eau décroissants le succédant.

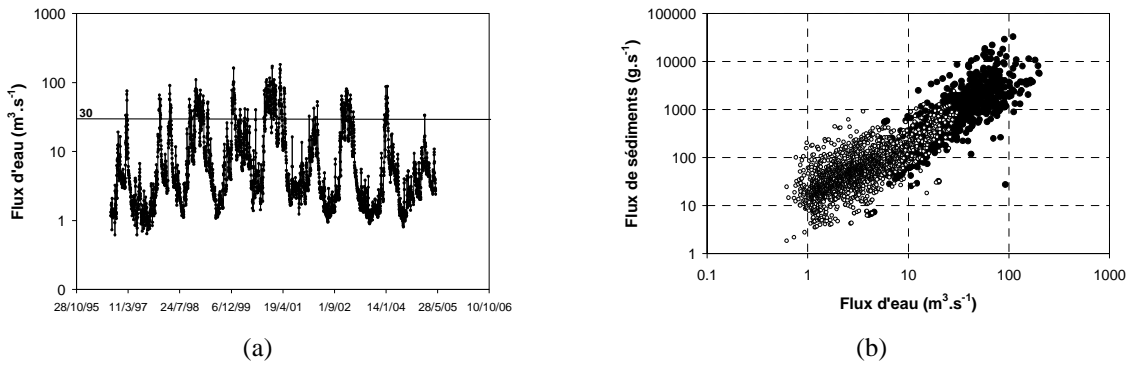


Figure 59 : (a) chronique des flux d'eau (station Vilaine) et positionnement arbitraire de la frontière à $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; (b) représentation graphique des flux de sédiments en fonction des flux d'eau ((o) couples de flux d'eau et de sédiments mesurés au cours de crues définies par un pic de flux d'eau inférieur à $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et (●) de crues définies par un pic de flux d'eau supérieur à $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

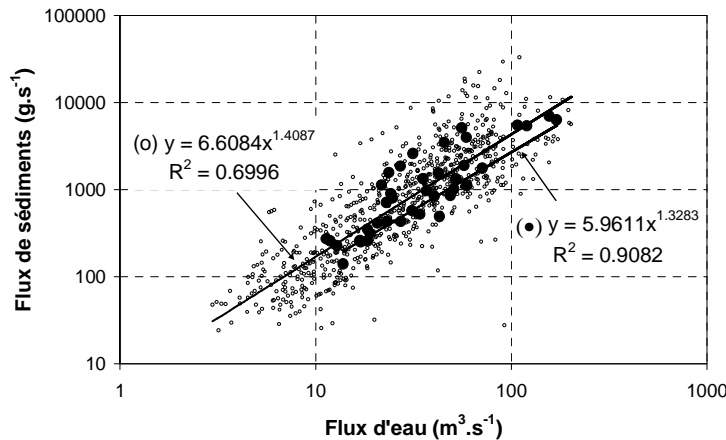


Figure 60 : Représentation graphique (o) des couples de flux d'eau et de sédiments moyens journaliers mesurés au cours de crues associées à un pic de flux d'eau supérieur à $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et (●) valeurs moyennes représentatives des crues (calculées à partir des temps caractéristiques des crues et des volumes d'eau et de sédiments transportés).

Sur des échelles de temps plus courtes, la notion de seuil d'érosion semble importante. Elle correspond à des comportements mécaniques à seuil des sédiments en fond de rivière et sur les versants. Ces comportements à seuils peuvent résulter, entre autres, d'une organisation des éléments centimétriques (et plus) sous forme de carapace, de la présence de sédiments fins cohésifs, ou encore du développement d'une activité biologique qui structure les sédiments.

Ces conclusions mettent en évidence la nécessité de considérer les aspects mécaniques dans le transport des sédiments, notamment à l'échelle de temps de l'onde de crue. Il s'agit de l'objet de la deuxième partie de ce mémoire.

SECTION II

Aspects mécaniques des processus de transport

Nomenclature de la section II

Symboles	Unités	Désignations
α	---	chapitre II.1 : coefficient de proportionnalité entre le produit $l \bar{w} $ et la viscosité turbulente
	---	chapitre II.2 : paramètre expérimental de calage du modèle exponentiel de τ_c
β	---	chapitre II.1 : constante (= $\alpha/2$)
	---	chapitre II.2 : paramètre expérimental de calage du modèle exponentiel de τ_c
$\dot{\gamma}$	(s ⁻¹)	vitesse d'élongation
δ	(m)	épaisseur de la sous-couche laminaire
δ'	(m)	épaisseur d'écoulement laminaire
η	(N.s.m ⁻²)	coefficient de viscosité dans le paragraphe 1.3.1 du chapitre II.2
	---	paramètre expérimental de calage du modèle de Krieger-Dougherty
κ	---	constante de Von Karman (0.41)
μ_f	(N.s.m ⁻²)	viscosité dynamique apparente
μ_0	(N.s.m ⁻²)	viscosité dynamique du fluide porteur
ν	(m ² .s ⁻¹)	viscosité cinématique
ν_f	(m ² .s ⁻¹)	viscosité cinématique du fluide
ν_t	(m ² .s ⁻¹)	viscosité turbulente
ρ	(kg.m ⁻³)	masse volumique
ρ_f	(kg.m ⁻³)	masse volumique du fluide
ρ_s	(kg.m ⁻³)	masse volumique des sédiments
ρ_w	(kg.m ⁻³)	masse volumique de l'eau
τ	(N.m ⁻²)	contrainte de cisaillement totale
$\bar{\tau}$	(N.m ⁻²)	déviateur des contraintes
τ_c	(N.m ⁻²)	contrainte de cisaillement critique ou seuil de cisaillement
τ_l	(N.m ⁻²)	contrainte de cisaillement laminaire
τ_0	(N.m ⁻²)	contrainte de cisaillement de fond
τ_t	(N.m ⁻²)	contrainte de cisaillement turbulent
ϕ	---	fraction volumique
ϕ_p	---	fraction volumique packing
$\varphi(z)$	(g.s ⁻¹ .m ⁻²)	flux de sédiments en z par mètre carré de section mouillée
Ω	(rad.s ⁻¹)	vitesse de rotation
A	---	paramètre expérimental de calage du profil de Rouse
a	---	paramètre expérimental de calage du profil de vitesse théorique
B_s	---	paramètre expérimental fonction du nombre de Reynolds particulière
b	---	paramètre expérimental de calage du profil de vitesse théorique
C	(N.m)	couple
C_{max}	(g.l ⁻¹)	concentration maximum en sédiments

Symboles	Unités	Désignations
C_{min}	(g.l ⁻¹)	concentration minimum en sédiments
C_s	(g.l ⁻¹)	concentration en sédiments
$C_{s,0}$	(g.l ⁻¹)	concentration en sédiments à en z_0
C_{seuil}	(g.l ⁻¹)	concentration seuil en sédiments
\vec{c}	(N.m ⁻²)	force surfacique de contact
c_p	---	concentration maximale (packing)
D	(m)	distance à la rive gauche
$\overline{\overline{D}}$	(s ⁻¹)	tenseur des taux déformations
d	---	densité
d_{25}	(m)	diamètre associé à une fraction passante de 0.25
d_{50}	(m)	diamètre associé à une fraction passante de 0.50
d_{75}	(m)	diamètre associé à une fraction passante de 0.75
dS	(m)	élément de surface
\vec{f}	(N.m ⁻³)	force volumique agissant à distance
h	(m)	hauteur d'eau (peut se présenter sous forme adimensionnée lorsque c'est précisé)
h'	(m)	entrefer de cisaillement
$\overline{\overline{I}}$	---	tenseur unitaire
J	(m.m ⁻¹)	pente énergétique
K	(N.s.m ⁻²)	coefficient de viscosité volumique
k_s	(m)	rugosité
L	(m)	largeur au miroir
l	(m)	longueur de mélange de Prandtl
M	(g)	masse solide
m_s	(g)	masse de sédiments
m_w	(g)	masse d'eau
n	---	paramètre expérimental de calage de la loi de comportement des fluides
\vec{n}	---	normale extérieure à l'élément de surface dS
p	(N.m ⁻²)	pression
Q	(m ³ .s ⁻¹)	flux d'eau
\Re	---	nombre de Reynolds d'écoulement
\Re^*	---	nombre de Reynolds particulaire
Re^*	---	nombre de Reynolds particulaire
S	(m ²)	surface
T	(s)	pas de temps
$\overline{\overline{T}}$	(N.m ⁻²)	tenseur des contraintes
t	(s)	instant
\vec{U}	(m.s ⁻¹)	champ vectoriel des vitesses
u^*	(m.s ⁻¹)	vitesse de frottement
u_f	(m.s ⁻¹)	vitesse du fluide
$u(z)$	(m.s ⁻¹)	vitesse instantanée horizontale en z

Symboles	Unités	Désignations
$\overline{u(z)}$	(m.s ⁻¹)	composante moyenne de la vitesse instantanée horizontale en z
$u'(z)$	(m.s ⁻¹)	composante fluctuante de la vitesse instantanée horizontale en z
V	(m ³)	volume
V_f	(m ³)	volume occupé par le fluide
V_s	(m ³)	volume occupé par la phase solide
$ \overline{w} $	(m.s ⁻¹)	vitesse verticale moyenne
w_s	(m.s ⁻¹)	vitesse de chute terminale
$w(z)$	(m.s ⁻¹)	vitesse instantanée verticale en z
$\overline{w(z)}$	(m.s ⁻¹)	composante moyenne de la vitesse instantanée verticale en z
$w'(z)$	(m.s ⁻¹)	composante fluctuante de la vitesse instantanée verticale en z
z	(m)	altitude d'un point
z_{min}	(m)	altitude minimum d'un point

Introduction

La corrélation imparfaite entre les flux de sédiments et les flux d'eau mise en évidence dans la section I pose la question des processus de contrôle du transfert des sédiments et de la mesure des flux *in situ*.

Au pas de temps d'une onde de crue (par exemple), la représentation graphique entre le flux de sédiments et le flux d'eau présente une hystérésis. Cette hystérésis est la traduction d'une part de la disponibilité limitée en sédiments et/ou d'autre part des changements de propriétés mécaniques des sédiments de fond (entre autres : modification des seuils d'arrachement par la modification de la nature des matériaux et mise en suspension des fines par destruction du pavage sus-jacent). Par conséquent, on est en droit de se demander si la variable Q (flux d'eau) est la variable pertinente dans l'étude du transport sédimentaire. Intuitivement, les grandeurs physiques mises en jeu dans l'arrachement des particules, puis leur transport, sont celles des propriétés mécaniques des sédiments (dont leur état de consolidation), et le cisaillement (turbulent et/ou laminaire) pour l'arrachement (cisaillement turbulent) et le maintien des particules en suspension au sein de la lame d'eau. Rouse (1939) et Yang (1989) proposent une distribution verticale de la concentration en particules en fonction de la distribution de l'énergie turbulente. Et, s'il existe une distribution verticale des sédiments sur la hauteur d'eau, elle peut conduire à des erreurs de représentativité dans l'échantillonnage systématique des concentrations nécessaires à l'estimation des flux de sédiments.

La section I propose une approche empirique des flux de sédiments. Cette seconde section revient sur les aspects mécaniques à l'origine des processus de transport.

D'une manière générale, il existe un certain nombre de formules de transport solide en rivière, basées sur un couplage entre les propriétés granulométriques des sédiments et les contraintes hydrauliques, qui proposent une modélisation du transport en suspension, du transport de fond, ou bien des deux à la fois (transport total). Chacune d'elle est valide sur une plage de diamètres de particule donnée, *Figure 61*, ou de contrainte de cisaillement de fond, *Figure 62*.

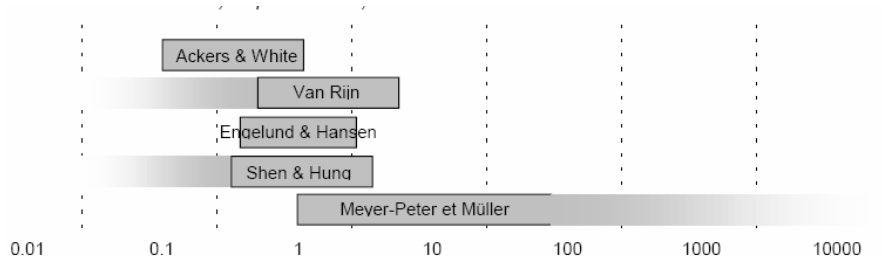


Figure 61 : Validité de différentes formules de transport solide en fonction de la granulométrie moyenne des sédiments du lit de la rivière (mm) (Belleudy, 2001).

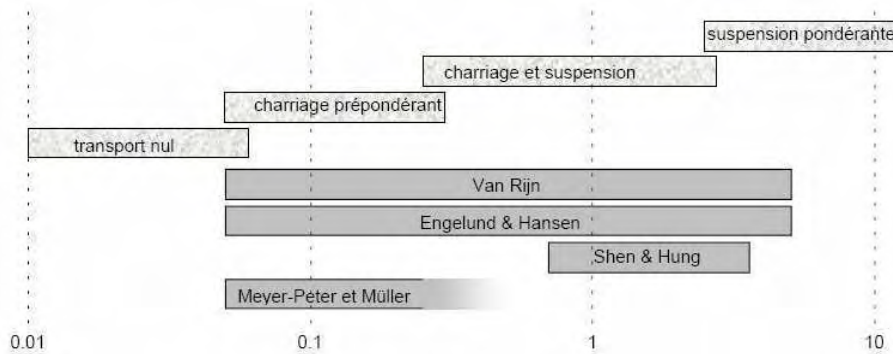


Figure 62 : Validité de différentes formules de transport solide en fonction du régime de transport caractérisé par la contrainte adimensionnelle $\theta = \frac{hJd\rho_w}{\rho_s - \rho_w}$ (Belleudy, 2001), où h est la hauteur d'eau, J la pente énergétique, d le diamètre des sédiments considéré, ρ_s et ρ_w la masse volumique respectivement des sédiments et de l'eau.

Les modèles théoriques ou semi-empiriques qui utilisent les développements de l'hydrodynamique générale, ont été validés pour la plupart sur des relations empiriques établies dans des chenaux expérimentaux. Leur transposition au milieu naturel n'est pas immédiate. Il y a plusieurs raisons à cela. D'une part, ils permettent de déterminer la capacité maximum de transport et non le transport effectif qui est fonction de la disponibilité en sédiments. L'hypothèse de départ est que pour un flux d'eau et un matériau donné (même matériau constitutif du radier et de la suspension) il existe une forme de lit stable sous un écoulement uniforme. Cette hypothèse a été validée en laboratoire à partir d'expériences avec recirculation de sédiments (pour simuler une longueur de canal infinie). D'autre part, ils n'intègrent pas les variabilités (dans l'espace et le temps) du milieu naturel : géométrie des rivières, nature des sédiments, présence de végétaux (absorption d'une partie de l'énergie hydraulique, consolidation des sédiments fins déposés, masquage des fines particules par les grosses par détournement des lignes de courant), hétérogénéité de la rugosité du lit, présence de flux qui ne sont ni uniformes, ni permanents, effets de la saisonnalité (développement d'organismes biologiques, variabilité des régimes hydrologiques), et changements climatiques (liste non exhaustive).

Quelques exemples :

- si l'on considère les seules formules de transport total, on s'aperçoit qu'elles cherchent à expliquer deux processus (transport de fond et transport en suspension) qui s'expriment avec des cinétiques différentes ;
- dans la formule d'Engelund et Hansen (1967), la contrainte efficace explicative du transport des sédiments est la contrainte de fond liée à la rugosité des particules : la rugosité définie par les formes de fond par exemple n'est pas prise en compte, ni la modification de la rugosité apparente du fond dès lors que les particules se mettent à rouler ;
- dans les formules de charriage, la détermination de la contrainte de cisaillement de mise en mouvement est souvent déterminée à partir du diagramme de Shields. Le problème de la transposition de ce diagramme au milieu naturel est qu'il est une simplification de la réalité : il ne tient pas compte par exemple des facteurs biologiques. Certains auteurs vont jusqu'à remettre en question cette approche déterministe en proposant non pas un seuil de mise en mouvement fixe mais à une probabilité de mouvement (Lavelle et Mofjeld, 1987) ;

- enfin, ces formules sont établies par unité de largeur de rivière. Or, en milieu naturel, la variabilité entre la berge et le noyau de l'écoulement des simples paramètres hydrauliques peut s'exprimer sur plusieurs ordres de grandeurs.

L'intérêt de l'approche mécanique est de permettre la recherche des processus physiques mis en jeu dans les phénomènes de transport. Mais, comme nous venons de le voir, les formulations établies en laboratoires connaissent leur limite dès qu'il s'agit de moyenner les processus dans l'espace et dans le temps. Par conséquent, il est nécessaire de développer la mesure in situ pour d'une part valider (ou non) les hypothèses de ces modèles établis en canal expérimental, et d'autre part de déterminer les pas de temps et d'espace où les valeurs moyennes sont significatives en fonction de l'objectif suivi.

Aussi, la validation des modèles mécaniques d'érosion ne peut s'effectuer sans apporter des informations sur les propriétés mécaniques du substrat. Par exemple, le lit de la Vilaine (le bassin versant de la Vilaine étant notre terrain d'étude principal) présente plusieurs types de substrats : roche, graviers, sable, vase et mélanges polydispersés, qui correspondent à des propriétés de cohésion mécanique et de seuil de mise en suspension très différents (Wu et Yang, 2004). Il est donc important de quantifier ces propriétés par des mesures in situ et en laboratoire. En ce sens, la caractérisation rhéologique des substrats permet la détermination de seuils de mise en mouvement de la matière (seuils souvent négligés dans les approches empiriques reliant le flux de sédiments au flux d'eau). Mais, la rhéologie (*Reo* couler et *logos* étude) est également intéressante dans l'étude du transport de particules fines. Elle complète l'analyse newtonienne classique par la détermination expérimentale de la loi de comportement général d'un fluide concentré (quelconque) en mouvement, dont on peut supposer l'existence au fond de la rivière pendant les crues, quand ce dernier est composé de sédiments fins. Pour l'ensemble de ces raisons, l'approche rhéologique constitue une partie importante de ces travaux de thèse.

Concernant les données, un constat est réalisé : le manque de mesure in situ est patent. Il résulte de la difficulté technique à mettre en œuvre les mesures de profils verticaux de vitesse de l'eau (pour la détermination de la contrainte de cisaillement de fond), de la concentration en sédiments (Guo et Julien, 2005 ; Sanchez et al., 2005), et à étudier leur variabilité temporelle et spatiale. Si dans le cas de figure de crues extrêmes, certaines mesures relèvent encore de la gageure, il est possible de développer des méthodologies et d'effectuer des mesures sur toute une gamme d'évènements hydrologiques. On peut constituer ainsi une base de données statistiques intéressante, qui permettra ensuite de mieux caler les modèles d'extrapolation aux évènements extrêmes. Alors qu'un des objectifs initiaux du projet de thèse était de définir quantitativement (par des mesures in situ) les flux transférés dans la Vilaine à l'échelle d'une onde de crue, l'hydrologie exceptionnellement faible de la Vilaine ces 3 dernières années explique que la plupart des mesures ont été acquises en période d'étiage. Néanmoins, les campagnes de mesure réalisées permettent d'avancer dans la compréhension des flux actuels et d'initier une base de données originale sur le bassin versant de la Vilaine.

Sur le bassin versant de la Vilaine, les données de vitesses les plus fines sont celles fournies par les services de la Dren Loire Bretagne, obtenues à l'aide d'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) acquis très récemment (hiver 2004) pour des besoins de calage des courbes de tarage hauteur-débit des stations de mesure. L'analyse de la distribution spatiale des vitesses de l'eau montre des profils verticaux de vitesses qui peuvent correspondre à toute une gamme de profils théoriques (Kostaschuk et al., 2004). L'incertitude sur le profil théorique le plus pertinent à prendre en compte dans les modèles,

vient essentiellement de l'incapacité actuelle des ADCP commerciaux à mesurer les vitesses de l'eau à moins de 50 cm du fond. Cette lacune est pénalisante car elle ne permet pas de mesurer la contrainte de cisaillement de fond qui est à l'origine de la mise en mouvement des sédiments du lit de la rivière. Nous avons complété ces profils en utilisant un profileur de courants de faible portée, le Nivus XPro, qui permet la mesure des vitesses jusqu'à 3 ou 4 cm du fond. Quoique bien plus critiques pour l'estimation des flux, les données sur les profils de concentrations des sédiments en suspension sont inexistantes dans le cas de la Vilaine. Nous disposons seulement de mesures de concentrations de surface prises tous les 15 jours sur 8 sites. Ces données ont été complétées par des profils réalisés à l'aide d'une sonde de turbidité (Troll 9000 Pro XP/e). La quantification des flux sédimentaires transportés sur le fond des rivières est un point clef dans l'estimation des flux de matière : ils peuvent représenter une part importante (voire la part principale) du bilan de matière.

La seconde section de ces travaux de thèse s'articule autour de quatre chapitres.

Le chapitre II.1 confronte les profils théoriques établis à partir du formalisme de l'hydrodynamique classique aux mesures in situ. On distingue les profils de vitesse, de concentration, et les flux de sédiments modélisés à partir de la convolution des deux premiers. In situ, la mesure du flux est réalisée par la mesure synchrone de profils de vitesse et de concentration. Parler de mesure du flux est en réalité un abus de langage, car en rivière le flux ne peut être mesuré (il faudrait pour cela être en mesure de peser la masse totale des sédiments transitant par une section d'écoulement pendant un intervalle de temps donné). Les hypothèses des modèles théoriques classiques sont remises en cause par la mesure in situ de concentrations de plus de 200 g.l⁻¹ dans un contexte particulier : celui du transport de fond de sédiments fins dans l'estuaire de la Gironde. L'intérêt de ce site est triple : présence d'écoulements forts sur un pas de temps court, homogénéité des sédiments et hypothèse valide d'une lame d'eau s'écoulant sur une hauteur "infinie" de sédiments fins non consolidés (car régulièrement remis en mouvement).

Au-delà de plusieurs centaines de grammes par litre, les propriétés d'écoulement des fluides changent. Au sein des écoulements fortement concentrés en particules fines, il existe une interaction eau-particules telle que le mélange peut être considéré comme un fluide (homogène) à part entière, avec sa propre viscosité (supérieure d'un facteur 100 à 1000 à celle de l'eau pure, pour donner un ordre de grandeur) et éventuellement la présence d'un seuil d'écoulement (inexistant pour l'eau pure). Dans ce cas de figure particulier, la problématique du transport des particules est transférée à celle de l'écoulement d'un fluide homogène en réponse à un forçage mécanique extérieur. La rhéologie propose alors un certain nombre d'outils (expérimentaux et de modélisation) pour relier le tenseur des déformations au tenseur des contraintes quel que soit le fluide considéré (dans ce cadre général, l'eau pure devient un cas particulier). Le chapitre II.2 rappelle les hypothèses d'application des outils rhéologiques et propose la caractérisation de la relation entre contraintes et déformations (ou loi de comportement) pour deux types de suspensions formées à partir de matières prélevées sur la hauteur d'eau dans la Vilaine et sur le fond dans l'estuaire de la Gironde. Au-delà de l'établissement d'une telle relation pour définir un outil de modélisation, il est intéressant de comparer deux types de suspensions originaires de deux sites naturels différents, caractérisés par deux contextes hydrauliques différents, de manière à discuter de la spécificité ou de la généralité de cette approche en fonction du milieu étudié. La principale hypothèse d'établissement de la loi de comportement du fluide suivant le protocole expérimental proposé dans ce chapitre est de considérer un régime d'écoulement laminaire et des sédiments non consolidés. Le chapitre II.2 traite également de la mesure in situ des seuils de

mise en mouvement (ou cisaillement) des sédiments consolidés, dans la Vilaine. La confrontation entre les seuils de cisaillement des sédiments non consolidés et consolidés fait apparaître une grandeur fondamentale : le temps de consolidation, c'est-à-dire l'histoire des sédiments, qui est définie, entre autres, par la fréquence d'occurrence des flux d'eau d'énergie suffisante pour les transporter (et qu'il reste à définir).

Dans le chapitre II.3, la capacité de transport dans la Vilaine a été approchée, en période d'étiage, à partir de la question suivante : les profils de vitesse développés in situ, et utilisés dans la modélisation de la contrainte de cisaillement de fond, permettent-ils la mobilisation de suspensions concentrées à l'interface eau-sédiments ? Cette approche repose sur la loi de comportement des suspensions de la Vilaine, modélisée dans le chapitre II.2 et sous l'hypothèse de la présence d'une sous-couche d'écoulement laminaire proche de l'interface eau-sédiments.

En période de crue, ou plus précisément lorsque l'énergie développée au fond de la rivière et la disponibilité des sédiments sont telles que la présence des particules modifie de manière non négligeable le comportement du fluide, le chapitre II.4 propose un modèle de transport des sédiments fins. L'originalité de ce modèle réside dans la modélisation de la viscosité du fluide (et donc de la concentration en particules fines) suivant l'altitude dans la lame d'eau. Sa validité repose sur les mesures in situ présentées dans le chapitre II.1.

Cette section enrichit l'approche mécanique traditionnelle évoquée au début de cette introduction, d'une part en confrontant les modèles de profils de vitesse et de concentrations théoriques aux mesures in situ, et d'autre part en la généralisant aux écoulements fortement concentrés, *Figure 63*.

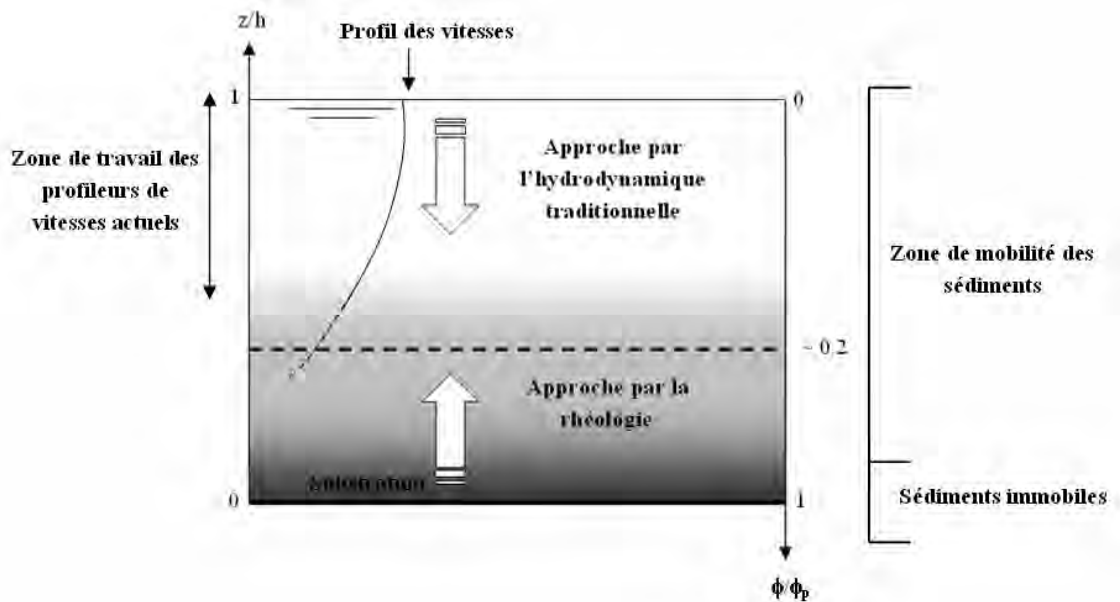


Figure 63 : Schématisation des approches par l'hydrodynamique traditionnelle et la rhéologie dans l'étude du transport des sédiments.

Alors que l'hydrodynamique traditionnelle propose une approche du transport des sédiments en suspensions par les faibles concentrations, la rhéologie permet d'appréhender le problème par les fortes concentrations.

II.1

Profils de vitesse et de concentration : mesures in situ et modélisation

L'étude du transport des sédiments par l'analyse de la relation empirique entre le flux d'eau et de sédiments est limitante sur plusieurs aspects.

Le premier est lié aux bilans de sédiments et repose sur des aspects métrologiques : les flux en suspension ne correspondent pas forcément aux flux totaux au travers une section d'écoulement. La donnée manquante est celle du transport de fonds, souvent absente dans les bases de données actuelles, et qui peut être de deux natures différentes :

- lorsqu'il existe une différence de granulométrie entre les sédiments en suspension (fins, de type argiles et limons) et les sédiments de fond (grossiers, de type sables et galets), alors il est d'usage courant de distinguer les modes de transport en suspension, par saltation et charriage suivant la taille moyenne des éléments solides. Quelques travaux proposent des estimations du ratio entre la charge de fond et la charge en suspension : 0.05 (Bhutiyani, 2000), de 0.1 à 0.15 (Inman et Jenkins, 1999), mais sont rapidement confrontés à des problèmes de mesure : instrumentation et pas de temps. En effet, des ratios plus importants sont envisageables sur le long terme. Plus la période de suivi des processus est longue, plus la probabilité d'occurrence des événements extrêmes (et donc d'un possible charriage) est importante ;
- si l'on se place dans une configuration qui a priori peut sembler théorique : un continuum de sédiments fins, de nature homogène (c'est-à-dire absence de stratification en granulométrie ou nature de sédiments), avec un fond de rivière défini par un matériau immobile, alors on ne parle plus de charriage mais de transport de fond concentré.

Le second est lié à la modélisation numérique. La relation empirique n'apporte pas d'information sur le positionnement de la frontière BC sur la *Figure 2* de l'introduction générale. Doit-on la positionner au niveau du substratum rocheux, du gradient de granulométrie le plus important, du gradient de concentration le plus important, ou encore de la hauteur moyenne de saltation ? Si l'on envisage à nouveau un milieu exclusivement composé de sédiments fins, alors à l'étiage, la frontière BC peut être associée à la transition entre une suspension faiblement concentrée et des sédiments de fond immobiles (*Figure 64 (a)*). Mais, en période de crue, la frontière de plus fort gradient peut ne plus correspondre à la limite entre sédiments en mouvement et sédiments immobiles (*Figure 64 (b)*, où la concentration est exprimée en fraction volumique solide).

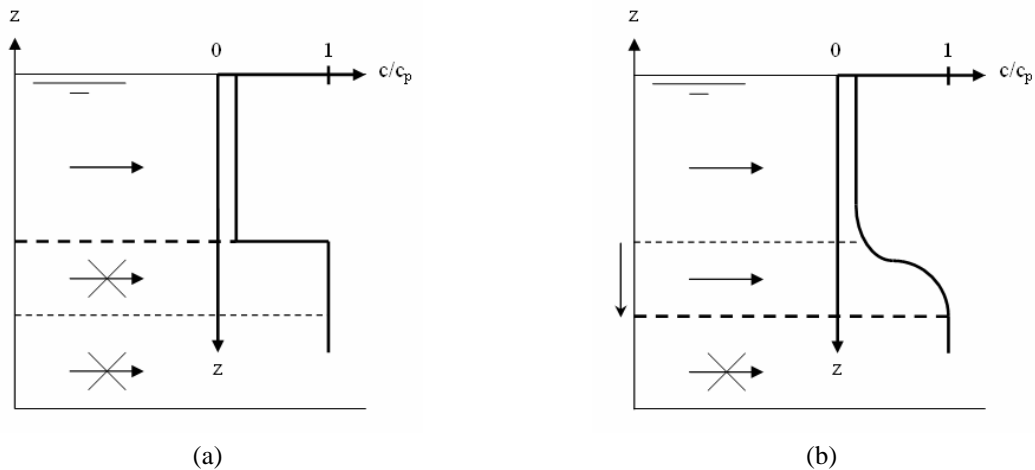


Figure 64 : Schématisation de la localisation de l'interface entre un sédiment mobile et immobile, avec c la fraction volumique solide ; (a) faible énergie hydraulique et localisation de l'interface au niveau du plus fort gradient de fraction volumique solide ; (b) forte énergie hydraulique et abaissement de l'interface au niveau de la fraction volumique solide maximale (c_p).

Le dernier est lié à la mobilisation des sédiments. La variable Q n'est pas la variable explicative de la mobilisation des sédiments (confère les hystérésis entre les flux d'eau et de sédiments en configuration de transport limité, section I). Lorsque l'on se place dans une section d'écoulement, les suspensions sont représentatives des lois physiques d'arrachement des particules qui sont intervenues en amont. Mais, n'oublions pas que dans cette même section interviennent les processus physiques qui vont alimenter la partie aval de la rivière en sédiments en suspension (entre autres). Parmi ces processus, on distingue :

- l'onde de pression qui va entraîner la déstructuration de la matière du fond et provoquer un déplacement vertical des particules. Ce phénomène est surtout étudié sur le littoral sous l'action de la houle. Peut-on envisager le même phénomène en rivière suite au passage d'une onde de crue (où la dérivée de la pression en fonction du temps est beaucoup plus faible) ? A notre connaissance, ce phénomène n'a jamais été mis en évidence, in situ ;
- l'impact mécanique de sédiments arrachés en amont et venant percuter les sédiments du fond au niveau de la section (Sklar et Dietrich, 2001) ;
- le cisaillement (turbulent et/ou laminaire). Cette grandeur n'est pas mesurable directement mais est approchée via les paramètres hydrauliques de l'écoulement. Au sein de la lame d'eau, le cisaillement turbulent permet de maintenir la particule en suspension et, sur le fond, le cisaillement (laminaire ou turbulent) permet la mobilisation de la matière. Alors que le cisaillement laminaire ne peut mobiliser la matière que suivant la direction des vitesses horizontales (en négligeant les processus de diffusion), un cisaillement turbulent est nécessaire pour imprimer un mouvement vertical aux sédiments (du fait de la composante verticale de vitesse, fluctuante au cours du temps).

Les résultats présentés dans ce chapitre s'inscrivent dans le cadre expérimental d'une transposition des études de laboratoire au milieu naturel.

Ce chapitre est composé de quatre parties.

La première partie reprend les développements théoriques de l'hydrodynamique traditionnelle, à l'origine de la définition de la contrainte de cisaillement de fond, du profil logarithmique des vitesses et du profil de Rouse des sédiments en suspension. Ces modèles théoriques sont ensuite confrontés (dans les parties 2 et 3 de ce chapitre) aux mesures acquises in situ lors de campagnes systématiques de mesure de profils de vitesse et de concentration dans les rivières du bassin versant de la Vilaine.

L'idée n'est pas de remettre en cause les modèles théoriques mais de vérifier si les lois établies en laboratoire permettent également d'expliquer un milieu naturel complexe car fortement hétérogène. Et, quand bien même cela serait vérifié, est-on capable de mettre en évidence ces lois par la mesure in situ sachant que les instruments utilisés sur le terrain sont actuellement moins précis, et d'une technologie moins avancée, que ceux utilisés dans le cadre du laboratoire ? Aussi, leur calibration et positionnement au sein du milieu naturel est sujet à un aléa parfois non négligeable (vibrations, impacts, variations de température, etc.).

La seconde partie concerne le régime hors crue (vitesses $< 1 \text{ m.s}^{-1}$). Elle a pour objectif de caractériser la section par son profil de vitesse, de concentration et sa capacité de mobilisation des sédiments. L'originalité des données repose sur l'instrumentation utilisée, qui permet d'une part de mesurer des profils de turbidité instantanés, et d'autre part les profils de vitesse près de l'interface eau-sédiments. A noter que dans la Vilaine, en période hors crue, l'interface eau-sédiments est bien définie. L'hydrodynamique exceptionnellement faible de la Vilaine ces trois dernières années ne nous a pas permis de réaliser de mesures lors d'épisodes de crues significatifs.

La troisième partie fait état de la détermination des flux de sédiments (en période hors crue) par la convolution des profils de vitesse et de concentration (modélisés et mesurés), et de l'importance de la mesure de la concentration près de l'interface eau-sédiments.

L'approche du transport des sédiments lors de forts écoulements (vitesses de 1 m.s^{-1} et plus) a été délocalisée dans l'estuaire de la Gironde. La quatrième partie présente ces mesures, qui ont été acquises dans le cadre théorique précédemment envisagé : un milieu naturel composé de sédiments fins homogènes.

II.1.1. RAPPEL DES DEVELOPPEMENTS DE L'HYDRODYNAMIQUE CLASSIQUE

Les développements proposés dans cette première partie sont issus de l'ouvrage de Yalin (1972). Le lecteur au fait de la théorie (et des hypothèses) à l'origine des modèles de profils de vitesse et de concentration peut passer directement à la seconde partie de ce chapitre.

II.1.1.1. Contrainte de cisaillement de fond et profil logarithmique des vitesses

Il existe principalement trois approches pour estimer la contrainte de cisaillement de fond : l'équation de quantité de mouvement, la loi de Reynolds et le profil logarithmique des vitesses.

II.1.1.1.1. Equation de quantité de mouvement

Dans l'écoulement à surface libre d'un fluide homogène réel, bidimensionnel, permanent et uniforme, le bilan des forces d'un élément fluide a pour résultat l'Équation 19 (Yalin, 1972). L'expression de la contrainte de cisaillement est de forme linéaire dans la lame d'eau.

$$\tau(z) = \rho_w g J h \left(1 - \frac{z}{h} \right) \quad \text{Équation 19}$$

L'action tangentielle de l'écoulement sur le lit rugueux de la rivière, $z = 0$ dans l'Équation 19, génère une contrainte de cisaillement de fond τ_0 (N.m⁻²), Équation 20, où la relation entre J et h peut être approchée par des relations de type Weisbach ou Manning-Strickler qui font notamment intervenir la vitesse moyenne de l'écoulement et un coefficient de frottement à estimer.

$$\tau_0 = \rho_w g J h \quad \text{Équation 20}$$

L'Équation 20 est intéressante pour déterminer des valeurs moyennes à faible coût sur un linéaire de cours d'eau (et de ce fait elle est souvent utilisée en modélisation numérique), mais elle est inadaptée pour déterminer la valeur locale de la contrainte de cisaillement de fond. Les imprécisions sont liées à l'estimation du coefficient de frottement (précédemment évoqué) par une valeur moyenne et à la méthode de détermination de la vitesse moyenne.

II.1.1.1.2. Loi de Reynolds

Suivant la loi de Reynolds, l'expression de la contrainte de cisaillement totale au sein d'un fluide est la résultante de l'addition d'une contrainte de cisaillement turbulente, dite tension de Reynolds, et d'une contrainte de cisaillement laminaire, Équation 21 et Figure 65. La première est nulle dans la sous-couche laminaire lorsque celle-ci existe et la seconde est nulle dans la partie purement turbulente de l'écoulement. Les deux se combinent dans la région de transition, située entre la région où l'écoulement est purement laminaire et celle où l'écoulement est purement turbulent.

$$\tau(z) = \underbrace{-\rho_w \cdot \overline{u'(z)w'(z)}}_{\text{Cisaillement turbulent}} + \underbrace{\mu \cdot \frac{d\overline{u(z)}}{dz}}_{\text{Cisaillement laminaire}} \quad \text{Équation 21}$$

On rappelle que dans un écoulement turbulent, la vitesse instantanée peut être décomposée en une composante moyenne et une composante fluctuante, Équation 22 et Équation 23. Dans le cas d'un écoulement laminaire : $u'(z) = 0$, et dans le cas d'un écoulement bidimensionnel : $\overline{w(z)} = 0$. Quant à $w'(z)$, il est à l'origine de la présence des sédiments en suspension dans la lame d'eau (en transport convectif pur, sans diffusion).

$$u(z) = \overline{u(z)} + u'(z) \quad \text{Équation 22}$$

$$w(z) = \overline{w(z)} + w'(z) \quad \text{Équation 23}$$

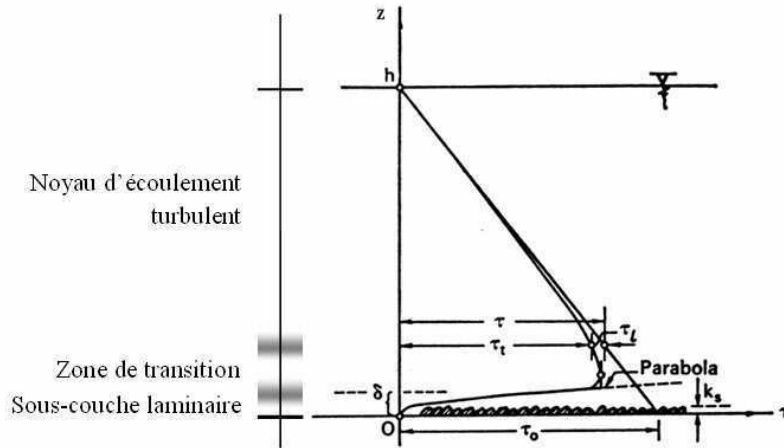


Figure 65 : Schéma de la distribution de la contrainte de cisaillement laminaire τ_l et turbulente τ suivant la profondeur z d'un écoulement turbulent bidimensionnel à surface libre (Yalin, 1972). δ est l'épaisseur de la sous-couche laminaire, k_s la rugosité du lit, τ la contrainte de cisaillement totale et τ_0 la contrainte de cisaillement de fond.

Par combinaison de l'Équation 19, de l'Équation 20 et de l'Équation 21, la contrainte de cisaillement de fond correspond alors à l'ordonnée à l'origine de la droite de régression des couples $(z ; \tau(z))$ déterminés expérimentalement. Cette approche nécessite la mesure tridimensionnelle du champ de vitesses instantanées, ce qui requiert des appareils spécifiques tels que les ADV (Acoustic Doppler Velocimeter).

II.1.1.1.3. Distribution logarithmique des vitesses

La contrainte de cisaillement de fond peut également s'exprimer sous la forme d'une vitesse de frottement u^* ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), Équation 24, où ρ_w est la masse volumique de l'eau ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Cette vitesse de frottement n'est pas une vitesse mesurable, il s'agit simplement d'un modèle qui permet d'exprimer la contrainte de cisaillement de fond avec des unités différentes.

$$\tau_0 = \rho_w (u^*)^2 \quad \text{Équation 24}$$

L'intégration de la contrainte de cisaillement turbulente entre z_{min} et z , tel que $z_{min} < z \ll h$, donne l'Équation 25. Lorsque δ/k_s est grand, $z_{min} = \delta$ et lorsque δ/k_s est petit, $z_{min} = k_s$, avec δ l'épaisseur de la sous-couche laminaire [L] et k_s la rugosité du lit de la rivière [L]. κ est la constante de Von Karman, généralement prise égale à 0.41, et B_s un paramètre expérimental fonction du nombre de Reynolds particulière Re^* tel qu'il est défini par l'Équation 26 (où ν est la viscosité cinématique ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$)). La constante de Von Karman est dite universelle dans le sens où sa valeur numérique est proche de 0.41 quel que soit le fluide homogène s'écoulant sur un radier dont la rugosité est très inférieure à la hauteur d'eau. De son côté, B_s a été estimé par Nikuradse (1933) à partir de mesures réalisées en canal expérimental sur un écoulement associé à une rugosité définie par des grains de sable. Estimer une rugosité k_s à partir de l'Équation 25 revient à considérer les résultats de Nikuradse (1933) généralisables quelle que soit la rugosité du fond. Ce profil logarithmique, initialement défini dans la sous-couche laminaire et la couche de transition, peut être étendu sur toute la lame d'eau dans un

écoulement bidimensionnel lorsqu'une grande précision sur les résultats n'est pas requise (Graf et Altinakar, 1996). Cela revient à considérer que le nombre de Reynolds particulière, caractéristique de l'échelle de l'écoulement proche du fond de la rivière, est représentatif de toute la lame d'eau. Les implications liées à cette simplification sont mal explicitées dans les modèles.

$$\frac{\overline{u(z)}}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{k_s} \right) + B_s \quad \text{Équation 25}$$

$$\text{Re}^* = \frac{u^* k_s}{\nu} \quad \text{Équation 26}$$

L'Équation 25 peut également s'écrire sous la forme générale suivante, Équation 27, où a et b sont des paramètres de calage expérimentaux.

$$\overline{u(z)} = a \ln z + b \quad \text{avec} \quad a = \frac{u^*}{\kappa} \quad \text{et} \quad b = u^* \left(B_s - \frac{1}{\kappa} \ln(k_s) \right) \quad \text{Équation 27}$$

Le coefficient a est déterminé par l'ajustement d'une fonction logarithmique sur l'ensemble des points expérimentaux de coordonnées $(\ln(z) ; \overline{u(z)})$. Suivant cette dernière approche, c'est la connaissance du profil logarithmique des vitesses moyennes, facilement mesurables au sein de la lame d'eau, qui permet le calcul de la vitesse de frottement, et donc de la contrainte de cisaillement de fond par l'Équation 24. La mesure directe du profil de vitesses, dont la forme résulte des paramètres physiques du système tels que la rugosité du lit de la rivière et la pente de l'écoulement, permet selon ce modèle de déterminer localement la contrainte de cisaillement de fond avec une meilleure précision que celle attendue par l'approche proposée suivant l'Équation 20.

Le coefficient b doit permettre une estimation de la rugosité du fond. Mais, cette approche repose sur la connaissance de B_s dont les valeurs proposées dans la littérature sont des fonctions du régime d'écoulement établies en canal expérimental. C'est pourquoi nous avons choisi de garder b comme paramètre de calage expérimental à part entière.

II.1.1.2. Profil de Rouse des sédiments en suspension

L'objectif de ce paragraphe est de rappeler l'établissement théorique du profil de Rouse (profil de concentration de particules en suspension dans un écoulement turbulent) et les hypothèses qui lui sont associées. Nous avons choisi de travailler à partir du profil de Rouse car il s'agit du profil le plus classique, celui que l'on retrouve le plus souvent dans les modèles de transport des sédiments en suspension. D'autres modèles sont compilés dans Yang (1989).

Dans l'étude des écoulements turbulents, Prandtl a introduit le paramètre l [L] pour relier la contrainte de cisaillement turbulente au profil des vitesses, Équation 28. Il s'agit de la longueur de mélange, c'est-à-dire de la distance moyenne parcourue par un élément fluide entraîné par un processus de turbulence. l est fonction de la position z au sein de la lame d'eau, dont la représentation graphique entre $z = 0$ (le radier) et $z = h$ (la surface libre) n'est pas connue avec précision. En revanche, il est

montré que proche du fond, la relation entre l et z est décrite par l'Équation 29, où κ est la constante de Von Karman et ν_t la viscosité turbulente définie par l'Équation 30.

$$\tau_t(z) = \rho_w \nu_t \frac{du(z)}{dz} \quad \text{Équation 28}$$

$$l = \kappa z \quad \text{Équation 29}$$

$$\nu_t = l^2 \frac{du(z)}{dz} \quad \text{Équation 30}$$

Si l'on considère au sein d'un écoulement turbulent, deux volumes d'eau : V_1 (au niveau $z = z_1$) et V_2 (au niveau $z = z_2$), distants de la longueur de Prandtl l , alors pendant un pas de temps T (supérieur à la période du plus important des tourbillons), le volume d'eau V_2 va migrer au niveau z_1 et le volume d'eau V_1 va migrer au niveau z_2 . Dans un écoulement bidimensionnel le flux moyen vertical est nul, d'où : $V_2 = V_1$. Cette migration se fait à la vitesse verticale moyenne $|\bar{w}'|$. Les volumes sont définis pour une unité de largeur et une longueur L (grande comparée à la hauteur d'eau), Figure 66. L'expression de V_1 et V_2 est alors donnée par l'Équation 31.

$$V_1 = V_2 = |\bar{w}'| LT \quad \text{Équation 31}$$

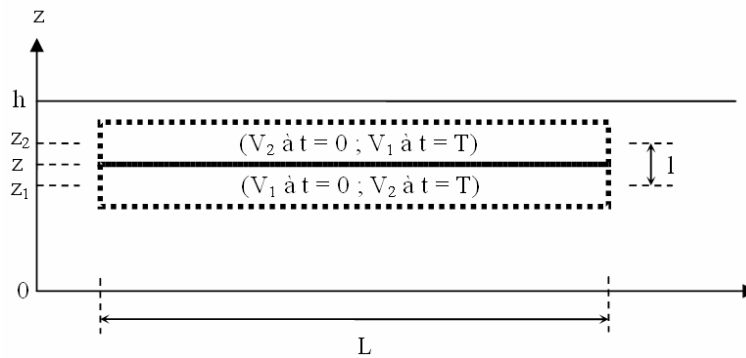


Figure 66 : Schématisation de la configuration d'écoulement à l'origine de la définition du profil de Rouse.

Que se passe-t-il si l'on introduit des particules solides de masse volumique ρ_s au sein du milieu turbulent ? La vitesse de chute terminale w_s des particules étant une conséquence de la force de gravité, la vitesse des particules associées à V_1 , qui migrent de z_1 à z_2 ($z_1 < z_2$), est : $|\bar{w}'| - w_s$. Et, la vitesse des particules associées à V_2 , qui migrent de z_2 à z_1 , est : $|\bar{w}'| + w_s$. Si ϕ_1 est la fraction volumique solide transportée par V_1 , ϕ_2 la fraction volumique solide transportée par V_2 , alors la masse solide M_1 transportée par V_1 est donnée par l'Équation 32 et M_2 transportée par V_2 par l'Équation 33.

$$M_1 = \rho_s LT \phi_1 (|\bar{w}'| - w_s) \quad \text{Équation 32}$$

$$M_2 = \rho_s LT \phi_2 (|\bar{w}'| + w_s) \quad \text{Équation 33}$$

Pour $z = \frac{z_1 + z_2}{2}$, et $(z - z_1)$ et $(z_2 - z)$ suffisamment petits, ϕ_1 est donné par l'Équation 34 et ϕ_2 par l'Équation 35. La fonction $\phi(z)$ est ici supposée être une fonction monotone de z .

$$\phi_1 = \phi(z) - \frac{l}{2} \frac{d\phi(z)}{dz} \quad \text{Équation 34}$$

$$\phi_2 = \phi(z) + \frac{l}{2} \frac{d\phi(z)}{dz} \quad \text{Équation 35}$$

Dans le cas d'un écoulement turbulent stationnaire (vitesse indépendante du temps), la concentration à un niveau z dans la lame d'eau est constante au cours du temps, ce qui implique que $M_1 = M_2$. En combinant l'Équation 32, l'Équation 33, l'Équation 34, l'Équation 35, et en rappelant la relation de passage entre la fraction volumique solide ϕ et la concentration C_s , Équation 36 (où ρ_s est la masse volumique des particules), il vient l'Équation 37 qui est une équation de diffusion avec pour solution l'Équation 38 (où $C_{s,0}$ est la concentration à z_0 , avec z_0 situé dans la zone turbulente de la lame d'eau dans le cas où une sous-couche laminaire est présente).

$$C_s = \phi \rho_s \quad \text{Équation 36}$$

$$\frac{dC_s(z)}{dz} + \frac{2w_s}{l|\bar{w}'|} C_s(z) = 0 \quad \text{Équation 37}$$

$$C_s(z) = C_{s,0} \exp\left(-\int_{z_0}^z \frac{2w_s}{l|\bar{w}'|} dz\right) \quad \text{Équation 38}$$

L'indétermination porte sur la connaissance du produit $l|\bar{w}'|$ en fonction de z . Or, dans un écoulement turbulent, il est établi expérimentalement (Yalin, 1972) que $l|\bar{w}'|$ est proportionnel à la viscosité turbulente ν_t telle qu'elle est définie dans l'Équation 30. En isolant ν_t de l'Équation 28 et en l'injectant dans l'Équation 38, il vient l'Équation 39, où $\beta = \frac{\alpha}{2}$ (avec α , le coefficient de proportionnalité entre le produit $l|\bar{w}'|$ et la viscosité turbulente).

$$C_s(z) = C_{s,0} \exp\left(-\int_{z_0}^z \frac{\rho w_s}{\beta} \frac{1}{\tau_t(z)} \frac{du(z)}{dz} dz\right) \quad \text{Équation 39}$$

L'indétermination repose maintenant sur la connaissance de $\tau_t(z)$ et de $\frac{du(z)}{dz}$. Rouse (1937, 1938 et 1939) et Einstein (1950) ont exprimé la distribution de la contrainte de cisaillement turbulente suivant un profil linéaire, Équation 40, qui résulte du bilan des forces à partir d'un élément fluide. L'autre hypothèse est de considérer que le rapport z/h est suffisamment petit pour que l'Équation 29 soit

applicable (alors que par la suite, la physique est intégrée sur la hauteur totale de l'écoulement). Il vient $\tau_i \cdot \tau_0$ dans l'Équation 40. Avec $\tau_i \cdot \tau_0$ dans l'Équation 40 et en y injectant l'Équation 30, l'Équation 29 et l'Équation 24, on obtient l'Équation 41. L'autre hypothèse sous-jacente est la suivante : la présence des particules n'affecte pas les propriétés rhéologiques de l'écoulement. L'approche proposée par Rouse est par conséquent valide uniquement dans le cas de faibles concentrations.

$$\tau_i = \tau_0 \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad \text{Équation 40}$$

$$\frac{du(z)}{dz} = \frac{u^*}{\kappa z} \left(1 - \frac{z}{h}\right)^{0.5} \quad \text{avec par définition } u^* = \left(\frac{\tau_0}{\rho_w}\right)^{0.5} \quad \text{Équation 41}$$

Le profil de Rouse, Équation 42, est obtenu par la résolution de l'Équation 39 avec l'expression du profil des vitesses donnée par l'Équation 41.

$$C_s(z) = C_{s,0} \left(\frac{z_0}{z} \cdot \frac{h-z}{h-z_0}\right)^{\frac{w_s}{\beta \kappa u^*}} \quad \text{Équation 42}$$

L'Équation 42 peut aussi s'écrire sous la forme générale proposée en Équation 43, où A (Équation 44) est le paramètre de calage expérimental obtenu par ajustement aux moindres carrés sur les points expérimentaux de coordonnées $(C_s(z); z)$.

$$C_s(z) = C_{s,0} \left(\frac{z_0}{z} \cdot \frac{h-z}{h-z_0}\right)^A \quad \text{Équation 43}$$

$$A = \frac{w_s}{\beta \kappa u^*} \quad \text{Équation 44}$$

Récapitulatif des principales hypothèses émises sur la phase liquide,

- la longueur de Prandtl est une fonction linéaire de z avec la constante de Von Karman $\kappa = 0.41$ comme coefficient directeur. Cette relation, vérifiée près du fond, est extrapolée à toute la hauteur d'eau. Et, dans la moitié supérieure de la lame d'eau, on peut supposer que la présence de la surface libre perturbe la linéarité de la relation.

et sur la phase particulaire :

- la vitesse de chute w_s prise en compte dans les équations implique que les particules soient homogènes en géométrie et densité et que la concentration en particule n'affecte pas leur vitesse de chute. Par la suite, Van Rijn (1993) a montré expérimentalement que pour des fractions volumiques solides allant jusqu'à 0.35, la vitesse de chute augmente suivant l'Équation 45 ;

$$w_s^* = (1 - 2.15\phi)(1 - 0.75 \cdot \phi^{0.33})w_s$$

Équation 45

- Rouse (1937, 1938 et 1939) et Einstein (1950) ont introduit comme hypothèse que la présence des particules n'affecte pas le comportement de la phase liquide : le profil de concentration établi serait donc valide pour des faibles concentrations en particules. Seule une étude rhéologique des suspensions, pour différentes fractions volumiques solides, permettrait d'approcher la fraction volumique solide pour laquelle le comportement de la suspension devient non-newtonien.

Il est difficile d'estimer le poids de chacune de ces hypothèses dans l'établissement du profil de concentration sans expériences complémentaires, et de savoir si ces hypothèses, appropriées pour des études en chenaux expérimentaux (contexte stationnaire, uniforme), sont envisageables en rivière.

II.1.2. MESURES IN SITU

La localisation des différentes mesures sur le bassin versant de la Vilaine est donnée via la longitude et la latitude des sections d'écoulements (autrement nommées sections mouillées). On pourra si nécessaire se reporter à la *Figure 67*, où sont également localisés les quelques sites particuliers cités dans ce mémoire.

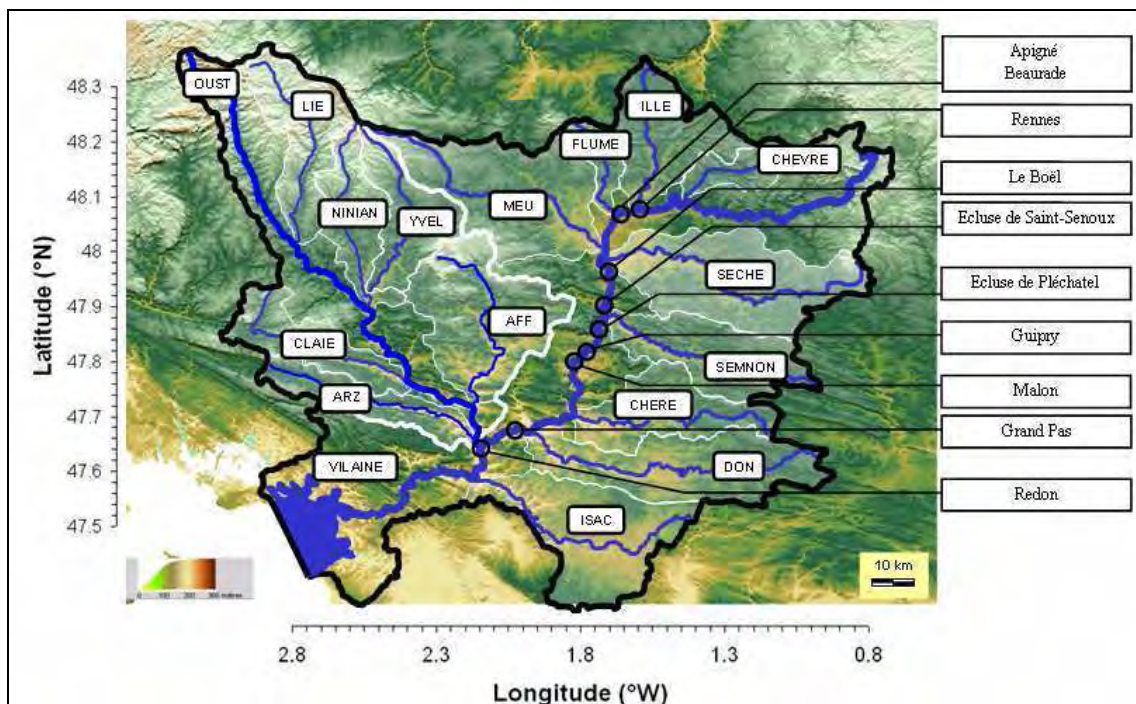


Figure 67 : Positionnement des sites sur le MNT du bassin versant de la Vilaine.

La localisation des différents sites de mesure a été déterminée suivant les moyens d'accès disponibles sur le terrain.

II.1.2.1.1. Instrumentation

Les profils de vitesse sont mesurés à l'aide du profileur de vitesses Nivus XPro.

Le Nivus XPro est positionné sur un support lesté, *Figure 68*, qui permet une rotation de 180° du capteur de mesure suivant un axe horizontal. Il est orienté dans la direction de l'écoulement, vers l'amont. Ainsi, chaque profil de vitesses peut être composé de deux visées : une visée vers la surface libre (capteur à 35 cm du lit mineur) et une visée vers le lit (capteur à 19 cm du lit mineur). Les vitesses retenues sont des valeurs moyennées sur une période de 10 min, avec une fréquence d'acquisition de 0.2 Hz. Les erreurs associées sont définies à ± 2 écart-types. Les hauteurs d'eau ont été mesurées en parallèle par le capteur de pression d'une sonde Troll 9000 Pro XP/e. L'intérêt de la visée vers le bas est la mesure du profil des vitesses dans les quelques pourcentages de la hauteur d'eau proches de l'interface eau-lit mineur. Ces quelques pourcentages conditionnent notamment la courbure du profil de vitesse théorique, et par conséquent l'estimation de la contrainte de cisaillement de fond. A noter que cette couche de fond constitue généralement une zone morte pour des appareils non-intrusifs de type ADCP.



Figure 68 : Profileur de vitesse Nivus XPro (a) et (b) sur son support lesté (b). (a) : configuration de mesure avec visée vers la surface libre ; (b) : configuration de mesure avec visée vers le lit de la rivière.

La rugosité de la veine principale de l'écoulement est irrégulière et généralement définie par un mélange de particules de différentes tailles (amalgame très cohésif). Les plus grosses d'entre elles sont centimétriques (jusqu'à décimétriques par endroits). La position de l'interface entre l'eau et le lit mineur de la rivière, nécessaire au calage des profils de vitesses logarithmiques, est déterminée sans ambiguïté.

II.1.2.1.2. Modélisation par le profil logarithmique

De manière générale, la modélisation du profil de vitesse par une fonction logarithmique suit l'évolution de la distribution des points expérimentaux sur la hauteur d'eau (*Figure 69*). L'estimation des contraintes de cisaillement de fond de l'échelle de la section à celle du linéaire de la Vilaine entre Rennes et Redon repose sur l'analyse de 79 profils de vitesses mesurés avec le Nivus XPro, *Tableau 22* et *Figure 67*.

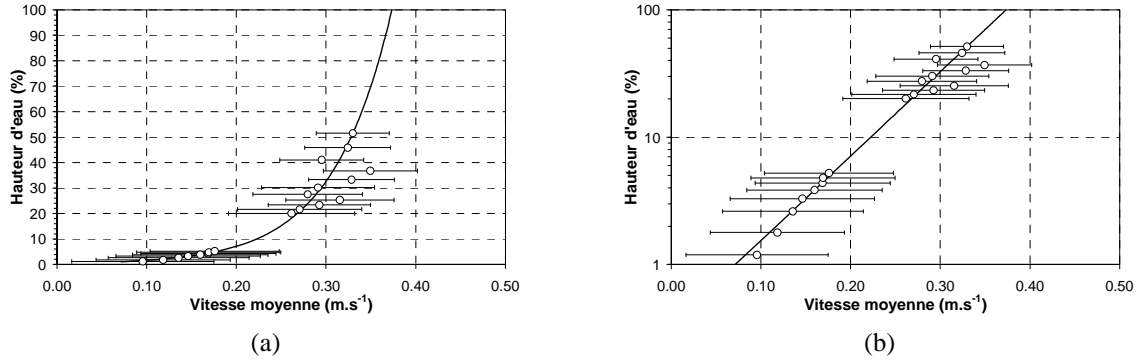


Figure 69 : Exemple de profils de vitesse mesurés et modélisés (les barres d'erreur correspondent à 2 écarts-types (σ) sur la période de mesure) ; (a) échelle des abscisses linéaire et (b) logarithmique.

II.1.2.1.3. Contrainte de cisaillement de fond

Dans un tel système fortement anthropique (12 écluses entre Rennes et Redon), *Figure 67*, il n'existe pas de relation statistique, d'une part entre la contrainte de cisaillement de fond et le flux d'eau, *Figure 70* et d'autre part entre la contrainte de cisaillement de fond et la hauteur d'eau, *Figure 71*. La statistique prend en compte l'ensemble des profils et non seulement ceux situés dans la veine d'écoulement. Les périodes d'études permettent de couvrir une plage de flux d'eau de 0.4 à 10 m³.s⁻¹ (débits estimés à Apigné), soit des flux d'eau inférieurs au flux d'eau seuil de 9 m³.s⁻¹ de la courbe de tarage de la Vilaine en débit solide à Apigné.

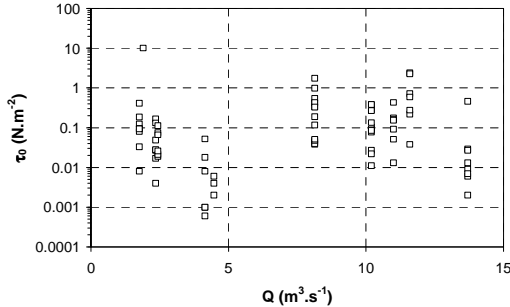


Figure 70 : Représentation graphique de la contrainte de cisaillement de fond τ_0 (à partir des 79 profils mesurés) en fonction du flux d'eau Q relevé à la station du Boël (Diren Loire Bretagne).

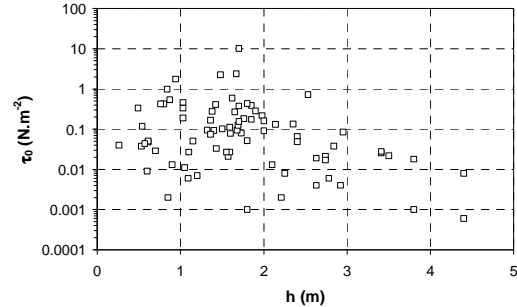


Figure 71 : Représentation graphique de la contrainte de cisaillement seuil de fond τ_0 (à partir des 79 profils mesurés) en fonction de la hauteur d'eau h .

Mettre en relation Q , qui est une variable globale, et τ_0 , qui est une variable locale, peut interpellier. C'est cependant l'hypothèse qui est sous-jacente lorsque l'on cherche à interpréter les seuils d'érosion dans la relation empirique entre les flux d'eau et de sédiments. Aussi, dans la relation entre τ_0 et h (*Figure 71*), on sous-entend que h est fonction de la cinétique d'écoulement (il n'est bien évidemment pas considéré en tant que paramètre de pression au sens strict).

Les contraintes de cisaillement de fond estimées par le profil logarithmique des vitesses varient entre 0.001 N.m⁻² et 10 N.m⁻² (aval d'un seuil d'écluse). Ces valeurs sont faibles comparées par exemple à celles proposées par Hauer et Habersack (2005) de 160 N.m⁻² lors d'une crue de la rivière Kamp

(Autriche). La Kamp, avec un flux d'eau moyen de $8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et maximum de $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, est comparable à la Vilaine.

L'estimation de la rugosité k_s par l'Équation 27 donne des valeurs moyennes comprises entre 0.4 m et 1.9 m, pour B_s variant de 6 à 10 (valeurs minimum et maximum proposées par Nikuradse (1933)). Ces valeurs sont supérieures d'un ordre de grandeur aux estimations du k_s faites in situ par un plongeur. Bien que le profil de vitesse suive une loi logarithmique, on peut alors s'interroger sur la calibration des paramètres u^* , κ , k_s et B_s en rivière.

II.1.2.1.3.1 Sur une section mouillée

A l'échelle d'une section mouillée, on observe que la distribution des contraintes de cisaillement de fond présente un maximum situé à mi-distance entre la berge (rive gauche ou droite) et le milieu de la section, *Figure 72*, mettant en évidence une veine d'écoulement (localisation des plus forts gradients de vitesse) rarement positionnée dans l'axe de la rivière.

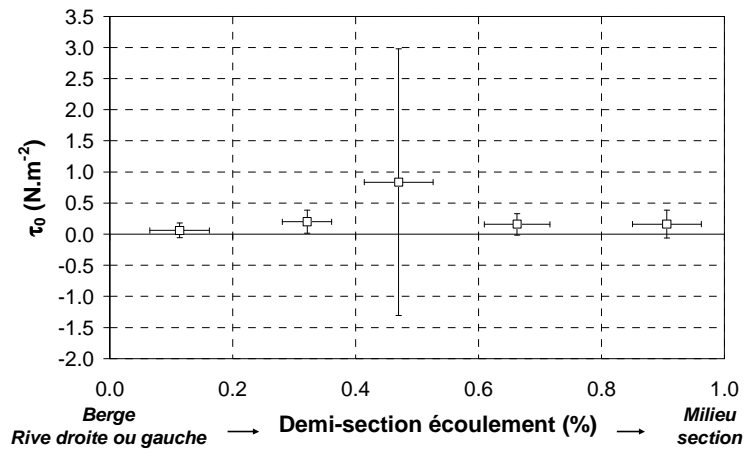


Figure 72 : Représentation graphique de la contrainte de cisaillement de fond moyenne (à partir de 79 profils mesurés) de la berge (rive gauche ou droite) au centre de la section. Les variabilités sur le positionnement du profil et la valeur de la contrainte sont données à $\pm 1 \sigma$. La limite inférieure négative des barres d'erreur vient du fait que l'écart-type a été calculé sous l'hypothèse de distribution des données suivant une loi normale.

II.1.2.1.3.2 Sur le linéaire Rennes-Redon

A l'échelle du linéaire de la Vilaine entre Rennes et Redon (environ 80 km), on observe que la distribution des contraintes de cisaillement de fond est constante jusqu'à la latitude 47.8°N , avant de diminuer d'un facteur 10, *Figure 73*.

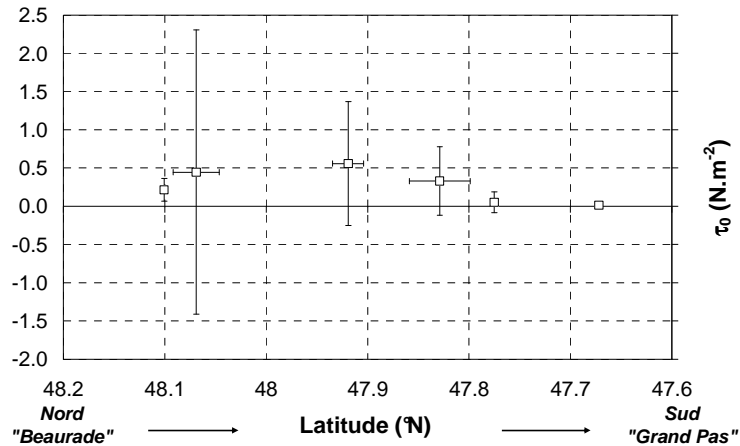


Figure 73 : Représentation graphique de la contrainte de cisaillement de fond moyenne (à partir de 79 profils mesurés, de l'aval de Rennes, "Beaurade" à l'amont de Redon, "Grand Pas") en fonction de la latitude (°N). Les variabilités sur le positionnement du profil et la valeur de la contrainte sont données à $\pm 1 \sigma$. La limite inférieure négative des barres d'erreur vient du fait que l'écart-type est calculé sous l'hypothèse de distribution des données suivant une loi normale.

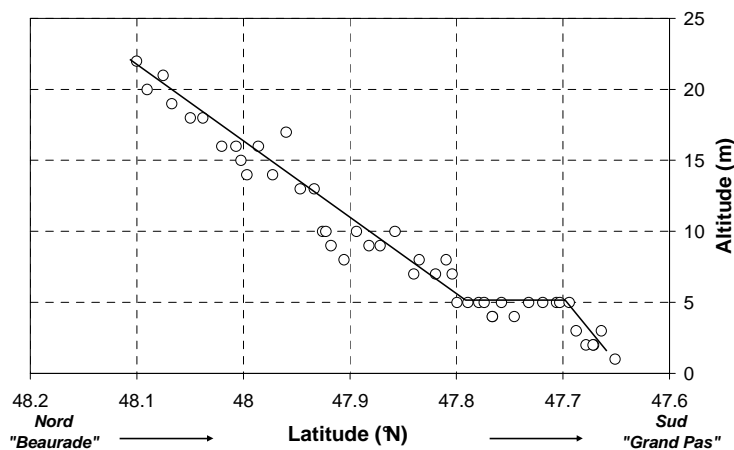


Tableau 22 : Caractéristiques des profils de vitesses : localisation in situ, paramètres de modélisation (b pour h normalisé (%)), et valeurs de C_{ventil} (chapitre II.3). QMJ : Débit (Q) Moyen Journalier - les valeurs au Boël sont données par la Diren Loire Bretagne (station J7500610) ; la plage des valeurs à Apigné (station de mesure "rocade ouest") est estimée à partir de la relation proposée dans la section I. La largeur au miroir L est soit estimée à partir des cartes IGN au 1/25 000, soit ^(*) mesurée in situ, soit ^(**) estimée in situ.

Date	QMJ au Boël (m ³ .s ⁻¹)	QMJ à Apigné (m ³ .s ⁻¹)	Section mouillée				Profil (mesure entre z _{min} et z _{max})				u* (m.s ⁻¹)	τ ₀ (N.m ⁻²)	C _{ventil} (g.l ⁻¹)		
			Localisation	Longitude	Latitude	Largeur au miroir (m)	Distance à la rive gauche (m)	Hauteur d'eau (m)	z _{min} (%)	z _{max} (%)				a	b
20/04/05	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	W 01.7648°	N 47.9104°	25	20	1.67	5.0	78.0	0.1191	0.0435	0.049	2.386	384
20/04/05	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	W 01.7646°	N 47.9095°	45	25	2.53	1.2	51.5	0.0655	0.0716	0.027	0.722	336
20/04/05	11.60	1.5 - 10	Pléchatel	W 01.7577°	N 47.9000°	40	25	1.62	1.9	80.6	0.0592	0.0332	0.024	0.590	328
20/04/05	11.60	1.5 - 10	Pléchatel	W 01.7577°	N 47.8982°	45	35	1.98	1.5	65.8	0.0360	0.0607	0.015	0.218	288
20/04/05	11.60	1.5 - 10	La Bruère	W 01.7776°	N 47.8743°	60	20	2.84	1.1	36.5	0.0150	0.0520	0.006	0.038	217
20/04/05	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	W 01.7647°	N 47.9079°	25	20	1.48	2.0	88.0	0.1158	0.1051	0.047	2.254	382
20/04/05	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	W 01.7646°	N 47.9095°	45	37	1.38	2.2	94.1	0.0405	0.1121	0.017	0.276	297
13/04/05	4.47	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	10	2.21	3.0	14.1	0.0037	0.0150	0.002	0.002	99
13/04/05	4.47	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	20	2.78	4.5	16.1	0.0057	0.0011	0.002	0.006	143
13/04/05	4.47	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	29	2.92	3.0	12.1	0.0050	0.0119	0.002	0.004	127
15/04/05	13.70	1.5 - 10	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	0.8	0.85	2.5	36.5	0.0038	0.0448	0.002	0.002	99
15/04/05	13.70	1.5 - 10	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	2	1.03	2.0	19.3	0.0524	0.0323	0.021	0.461	318
15/04/05	13.70	1.5 - 10	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	3	1.09	1.9	30.0	0.0058	0.0445	0.002	0.006	143
15/04/05	13.70	1.5 - 10	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	2	0.60	7.3	27.8	0.0072	0.0334	0.003	0.009	160
15/04/05	13.70	1.5 - 10	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	3.5	0.90	2.3	18.6	0.0089	0.0359	0.004	0.013	174
15/04/05	13.70	1.5 - 10	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	5	1.20	1.8	10.4	0.0064	0.0363	0.003	0.007	149
15/04/05	13.70	1.5 - 10	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	3	0.70	10.3	29.6	0.0132	0.0118	0.005	0.029	207
15/04/05	13.70	1.5 - 10	Pont Saint-Marc	W 01.8393°	N 47.7752°	52 ^(*)	4	1.10	6.6	20.0	0.0127	0.0197	0.005	0.027	204
12/04/05	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	W 02.0342°	N 47.6720°	45	35	1.8	5.3	38.6	0.0176	0.0161	0.007	0.052	230
12/04/05	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	W 02.0342°	N 47.6720°	45	35	1.8	2.3	10.9	0.0018	0.0200	0.001	0.001	71
12/04/05	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	W 02.0342°	N 47.6720°	45	20	4.4	0.5	1.8	0.0018	0.0318	0.001	0.0006	51
12/04/05	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	W 02.0342°	N 47.6720°	45	20	4.4	1.0	7.9	0.0069	0.0294	0.003	0.008	155
12/04/05	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	W 02.0342°	N 47.6720°	45	30	3.8	0.6	2.1	0.0029	0.0214	0.001	0.001	71
12/04/05	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	W 02.0342°	N 47.6720°	45	30	3.8	0.6	25.6	0.0103	0.0307	0.004	0.018	187
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Guipry	W 01.8295°	N 47.8167°	40	39	0.53	6.4	79.3	0.0151	0.1248	0.006	0.038	217
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Guipry	W 01.8295°	N 47.8167°	40	37	0.57	3.7	49.3	0.0162	0.2282	0.007	0.044	223
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Guipry	W 01.8295°	N 47.8167°	40	35	0.76	2.8	39.4	0.0502	0.3431	0.021	0.424	314

Date	QMJ au Boël (m ³ .s ⁻¹)	QMJ à Apigné (m ³ .s ⁻¹)	Section mouillée				Profil (mesure entre z _{min} et z _{max})					τ ₀ (N.m ⁻²)	u* (m.s ⁻¹)	C _{seuil} (g.l ⁻¹)	
			Localisation	Longitude	Latitude	Largeur au miroir (m)	Distance à la rive gauche (m)	Hauteur d'eau (m)	z _{min} (%)	z _{max} (%)	a				b
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Guipry	W 01.8295°	N 47.8167°	40	33	0.87	2.4	32.9	0.0568	0.4614	0.023	0.543	324
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Guipry	W 01.8295°	N 47.8167°	40	31	0.84	2.5	28.9	0.0767	0.4639	0.031	0.988	348
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Guipry	W 01.8295°	N 47.8167°	40	11	0.94	2.2	31.6	0.1021	0.3540	0.042	1.754	371
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Laval	W 01.8418°	N 47.8150°	35	34	0.26	8.0	53.4	0.0154	0.0608	0.006	0.040	219
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Laval	W 01.8418°	N 47.8150°	35	32	0.61	3.5	26.6	0.0169	0.0592	0.007	0.048	227
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Laval	W 01.8418°	N 47.8150°	35	30	0.49	4.3	73.1	0.0447	0.0121	0.018	0.336	305
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Laval	W 01.8418°	N 47.8150°	35	28	0.61	3.4	67.1	0.0174	0.1338	0.007	0.051	229
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Laval	W 01.8418°	N 47.8150°	35	26	0.54	3.9	68.0	0.0264	0.1223	0.011	0.117	263
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Laval	W 01.8418°	N 47.8150°	35	24	0.80	2.6	39.1	0.0504	0.1390	0.021	0.427	315
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Laval	W 01.8418°	N 47.8150°	35	22	1.03	2.0	27.5	0.0444	0.1182	0.018	0.331	304
15/03/05	8.14	0.8 - 6	Laval	W 01.8418°	N 47.8150°	35	20	1.03	2.0	57.3	0.0335	0.1912	0.014	0.189	282
12/01/06	11.00	1.5 - 10	Beurade	W 01.7348°	N 48.1002°	30	10	1.8	21.3	71.8	0.0506	-0.1118	0.021	0.431	315
12/01/06	11.00	1.5 - 10	Beurade	W 01.7348°	N 48.1002°	30	20	1.85	19.5	69.8	0.0323	0.1600	0.013	0.175	279
12/01/06	11.00	1.5 - 10	Beurade	W 01.7403°	N 48.1011°	30	10	2	18.1	64.6	0.0310	-0.0456	0.013	0.161	275
12/01/06	11.00	1.5 - 10	Beurade	W 01.7403°	N 48.1011°	30	28	2	19.2	64.6	0.0233	-0.0126	0.010	0.091	253
12/01/06	11.00	1.5 - 10	Apigné	W 01.7446°	N 48.0979°	30	8	1.15	31.4	89.3	0.0174	0.0336	0.007	0.051	229
12/01/06	11.00	1.5 - 10	Apigné	W 01.7446°	N 48.0979°	30	20	1.7	21.2	76.0	0.0304	0.0180	0.012	0.155	274
12/01/06	11.00	1.5 - 10	Apigné	W 01.7446°	N 48.0979°	30	28	2.1	18.3	54.7	0.0090	0.0097	0.004	0.013	174
11/01/06	10.20	1 - 9	Le Haut Ruisseau	W 01.7511°	N 48.0920°	35	8	1.6	22.6	80.8	0.0215	-0.0026	0.009	0.078	246
11/01/06	10.20	1 - 9	Le Haut Ruisseau	W 01.7511°	N 48.0920°	35	20	1.55	23.3	83.4	0.0125	-0.0100	0.005	0.027	204
11/01/06	10.20	1 - 9	Lillion	W 01.7508°	N 48.0833°	30	8	1.05	34.4	79.1	0.0080	0.0746	0.003	0.011	168
11/01/06	10.20	1 - 9	Lillion	W 01.7508°	N 48.0833°	30	17	1.7	29.2	76.0	0.0474	-0.0347	0.019	0.378	310
11/01/06	10.20	1 - 9	Lillion	W 01.7508°	N 48.0833°	30	23	1.9	19.0	68.0	0.0412	0.0061	0.017	0.285	298
11/01/06	10.20	1 - 9	Moulin Champcoors	W 01.7595°	N 48.0666°	35	10	1.85	23.5	69.8	0.0479	-0.0057	0.020	0.385	310
11/01/06	10.20	1 - 9	Moulin Champcoors	W 01.7595°	N 48.0666°	35	18	1.65	21.9	78.3	0.0400	0.0278	0.016	0.269	296
11/01/06	10.20	1 - 9	Le Cîcé	W 01.7666°	N 48.0495°	25	8	1.5	24.1	86.1	0.0246	0.0081	0.010	0.102	257
11/01/06	10.20	1 - 9	Le Cîcé	W 01.7666°	N 48.0495°	25	20	1.4	25.8	92.3	0.0235	0.0038	0.010	0.093	253
11/01/06	10.20	1 - 9	Le Gravier	W 01.7762°	N 48.0412°	30	17	2.95	13.0	43.8	0.0225	-0.0124	0.009	0.085	250
11/01/06	10.20	1 - 9	Le Gravier	W 01.7762°	N 48.0412°	30	25	2.35	15.4	48.9	0.0282	0.0180	0.012	0.134	268
11/01/06	10.20	1 - 9	La Chaise	W 01.7731°	N 48.0326°	35	8	3.5	10.3	36.9	0.0115	0.0001	0.005	0.022	195
22/06/05	1.76	0.4 - 2	La Bouexière	W 01.7510°	N 47.9432°	40 ^(**)	30	1.69	22.7	40.6	0.0272	-0.0608	0.011	0.124	265
22/06/05	1.76	0.4 - 2	La Bouexière	W 01.7510°	N 47.9432°	40 ^(**)	25	1.76	20.5	58.4	0.0331	-0.0778	0.014	0.184	281

Date	QMJ au Boël (m ³ .s ⁻¹)	QMJ à Apigné (m ³ .s ⁻¹)	Section mouillée				Profil (mesure entre h _{min} et h _{max})								
			Localisation	Longitude	Latitude	Largeur au miroir (m)	Distance à la rive gauche (m)	Hauteur d'eau (m)	h _{min} (%)	h _{max} (%)	a	b	u* (m.s ⁻¹)	τ ₀ (N.m ⁻²)	C _{seuil} (g.l ⁻¹)
22/06/05	1.76	0.4 - 2	La Bouexière	W 01.7510°	N 47.9432°	40 ^(**)	6	1.32	29.0	69.7	0.0238	-0.0604	0.010	0.095	254
22/06/05	1.76	0.4 - 2	La Cadiats	W 01.7576°	N 47.9226°	40 ^(**)	14	1.43	25.2	90.3	0.0140	-0.0309	0.006	0.033	212
22/06/05	1.76	0.4 - 2	La Cadiats	W 01.7576°	N 47.9226°	40 ^(**)	20	1.73	20.9	66.4	0.0219	-0.0506	0.009	0.080	247
22/06/05	1.76	0.4 - 2	La Cadiats	W 01.7576°	N 47.9226°	40 ^(**)	30	1.68	27.6	54.8	0.0236	-0.0441	0.010	0.094	254
22/06/05	1.76	0.4 - 2	La Molière	W 01.7635°	N 47.9073°	30 ^(**)	10	1.42	25.4	91.0	0.0494	-0.1354	0.020	0.410	313
22/06/05	1.76	0.4 - 2	La Molière	W 01.7635°	N 47.9073°	30 ^(**)	20	2.25	16.0	57.4	0.0069	-0.0028	0.003	0.008	155
23/06/05	1.90	0.4 - 2	Le Cicé	W 01.7662°	N 48.0476°	25	6	1.70	21.2	37.1	0.2450	-0.7191	0.100	10.092	442
21/10/05	2.43	0.4 - 2	La chaise	W 01.7733°	N 48.0334°	40	8	2.63	16.5	39.0	0.0106	0.0147	0.004	0.019	190
21/10/05	2.43	0.4 - 2	Le Cicé	W 01.7665°	N 48.0484°	20	6	1.59	22.8	72.4	0.0259	-0.0038	0.011	0.112	261
21/10/05	2.43	0.4 - 2	Le Cicé	W 01.7710°	N 48.0567°	20	6	1.36	31.9	95.1	0.0211	0.0790	0.009	0.075	245
21/10/05	2.43	0.4 - 2	La Pitblais	W 01.7525°	N 48.0797°	30	8	2.40	16.9	28.6	0.0198	-0.0054	0.008	0.066	240
21/10/05	2.43	0.4 - 2	Le Bas Roquet	W 01.7525°	N 48.0873°	30	9	2.74	13.2	47.1	0.0111	0.0121	0.005	0.021	194
21/10/05	2.43	0.4 - 2	Apigné	W 01.7454°	N 48.0973°	30	5	3.41	10.6	37.9	0.0125	0.0049	0.005	0.026	202
24/10/05	2.35	0.4 - 2	La chaise	W 01.7733°	N 48.0334°	40	8	2.63	14.6	43.7	0.0049	0.0113	0.002	0.004	127
24/10/05	2.35	0.4 - 2	Le Cicé	W 01.7665°	N 48.0484°	20	6	1.59	27.4	58.0	0.0127	0.0186	0.005	0.027	204
24/10/05	2.35	0.4 - 2	Le Cicé	W 01.7710°	N 48.0567°	20	6	1.36	26.6	42.7	0.0315	0.0514	0.013	0.167	277
24/10/05	2.35	0.4 - 2	Les Chapelais	W 01.7589°	N 48.0720°	35	5	2.14	21.7	60.4	0.0280	-0.0459	0.012	0.132	267
24/10/05	2.35	0.4 - 2	La Pitblais	W 01.7525°	N 48.0797°	30	8	2.40	15.1	34.6	0.0171	0.0035	0.007	0.049	228
24/10/05	2.35	0.4 - 2	Le Bas Roquet	W 01.7525°	N 48.0873°	30	9	2.74	13.2	47.1	0.0101	0.0083	0.004	0.017	185
24/10/05	2.35	0.4 - 2	Apigné	W 01.7454°	N 48.0973°	30	5	3.41	12.7	37.9	0.0129	0.0005	0.005	0.028	205

II.1.2.2. Profils de concentration

Comme nous l'avons précisé en introduction de ce chapitre, nous distinguons l'établissement de profils de concentration non instantanés et instantanés.

II.1.2.2.1. Profils non instantanés

II.1.2.2.1.1 Instrumentation

Les profils de concentration sont déterminés à partir des mesures de turbidité acquises successivement sur une même verticale au sein de la lame d'eau. Le temps nécessaire pour mesurer un profil est d'environ 15 minutes, avec des données moyennées sur 1 minute en chaque point de mesure. Les données sont enregistrées par la sonde multi-paramètres Troll 9000 Pro XP/e.

L'étalonnage de la sonde à partir de sédiments déposés en amont d'écluses ou de sédiments prélevés en suspension dans la Vilaine donne la même relation entre la turbidité (NTU) et la concentration en éléments solides (mg.l^{-1}), *Figure 75*.

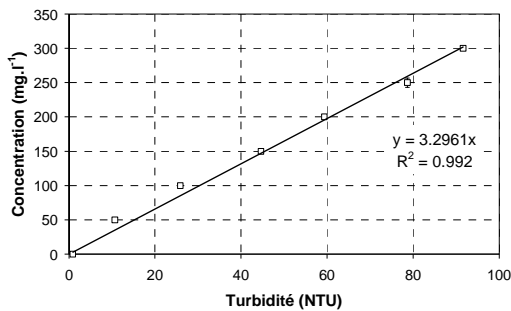


Figure 75 : Courbe d'étalonnage de la sonde de turbidité Troll 9000 Pro XP/e à partir de vases prélevées en amont de l'écluse de Pléchatel.

Figure 76 : Photo de la sonde de turbidité Troll 9000 Pro XP/e et de son cache de protection (4 cm de diamètre).

Etant donné que la loi reliant la concentration et la turbidité est linéaire dans notre contexte d'étude, on utilise indifféremment dans ce qui suit les termes de profils de turbidité et de concentration.

II.1.2.2.1.2 Conditions expérimentales

Le protocole d'acquisition des mesures diffère suivant les flux d'eau présents dans la Vilaine. Lorsque les conditions de navigabilité sont réunies, les mesures sont réalisées à partir d'une barge électrique. Sinon, elles le sont à partir des ponts, via un système de poulie, *Figure 77*.



Figure 77 : Exemple de mise en œuvre du dispositif de poulie pour la mesure de turbidité depuis un pont.

II.1.2.2.1.3 Modélisation par le profil de Rouse

Le Tableau 23 fait état des 123 profils de turbidité non instantanés acquis sur le bassin versant de la Vilaine entre le 04/04/2005 et le 19/04/2006. Dans le cadre de la modélisation par le profil de Rouse, le point référence (dans l'Équation 42) de coordonnées $(C_{s,0} ; z_0)$ est positionné dans la lame d'eau tel que $z_0/h \approx 0.65$ ($65 \pm 10\%$ sur l'ensemble des profils). L'ordonnée du point de référence a été volontairement choisie dans la moitié supérieure de la lame d'eau, zone où les prélèvements ponctuels en suspension sont généralement réalisés (IAV, Diren Loire Bretagne, Service Assainissement de la Ville de Rennes). Les résultats proposés sont en NTU, sachant que la relation entre turbidité et concentration est linéaire pour des turbidités inférieures à 100 NTU, Figure 75.

La profondeur de la sonde dans la lame d'eau est calculée à partir, d'une part, de l'enregistrement de la pression hydraulique (pression totale corrigée de la pression atmosphérique), et d'autre part, de la définition de l'interface eau-sédiment par arrêt de déplacement vertical de la sonde.

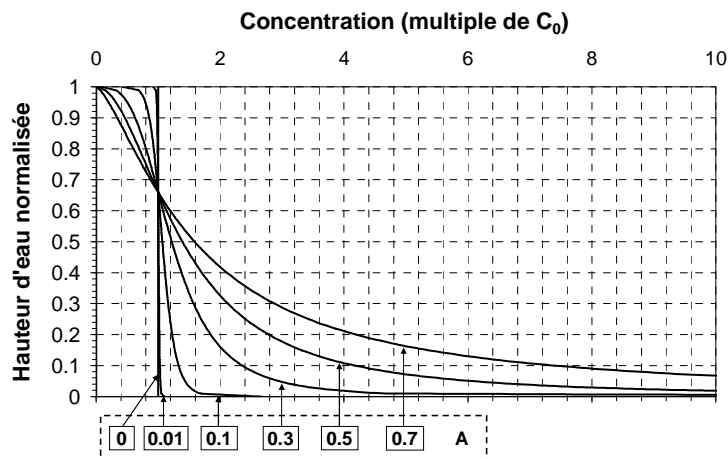


Figure 78 : Evolution du profil de Rouse en fonction du paramètre A et pour $(z_0 = 0.65 h ; C_{s,0} = 1)$.

Une ou deux modélisations sont proposées pour chaque profil expérimental. La première correspond au modèle de Rouse qui s'ajuste au mieux sur l'ensemble des points expérimentaux par la méthode des moindres carrés sur la hauteur d'eau totale h , Figure 81. Pour la seconde modélisation (lorsqu'elle se justifie), deux types de points expérimentaux ont été supprimés. Les premiers correspondent à des valeurs ponctuelles isolées au sein de la lame d'eau (passage d'une feuille morte par exemple) ou à des valeurs proches du fond (entraînement de sédiments de fond lors de la remontée de la sonde), Figure

79. Les seconds correspondent à des sauts brusques de turbidité (augmentation pouvant atteindre un facteur 1000 sur quelques centimètres) dans les 2.5 % (en moyenne) de la hauteur d'eau proches de l'interface eau-sédiments, *Figure 80* : il s'agit de la remise en suspension de sédiments fins de fond par le frottement du cache de protection de la sonde (*Figure 76*). Dans ce cas, on considère que la sonde a atteint l'interface eau-sédiments fins.

La sensibilité du profil de Rouse au paramètre A est mise en évidence sur la *Figure 78*.

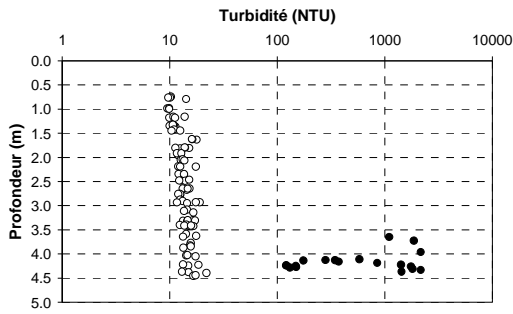


Figure 79 : Turbidités mesurées au pont du Grand Pas le 12/04/2005, à 30 m de la rive gauche, lors de la descente de la sonde (\circ), puis de sa remontée (\bullet).

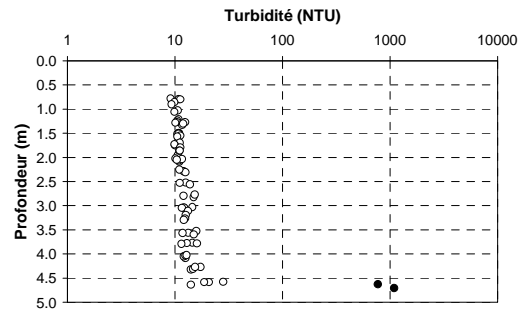


Figure 80 : Turbidités mesurées au pont du Grand Pas le 12/04/2005, à 15 m de la rive gauche, lors de la descente de la sonde. Par hypothèse, l'interface eau-sédiments se situe entre les nuages de points définis par les symboles (\circ) et (\bullet).

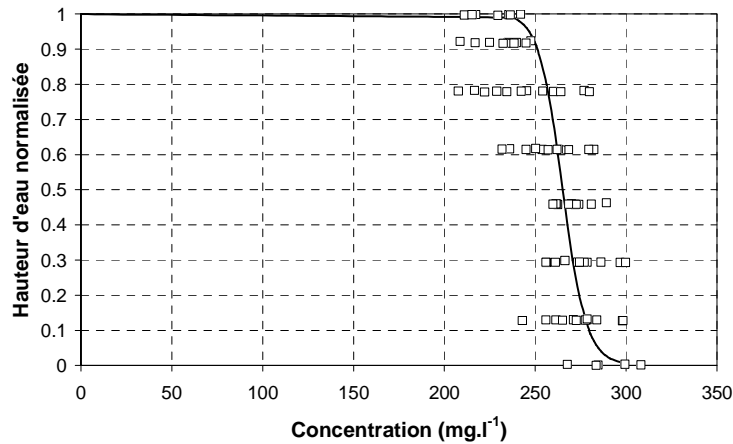


Figure 81 : Exemple de modélisation du profil de concentration par le modèle de Rouse. Données acquises au pont de Cran, le 04/04/2006 ; $h = 9.45$ m ; distance rive gauche : 57 m ; débit au Boël (Diren Loire Bretagne) : $15.8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; $z_0/h = 0.61$, $C_{s,0} = 262 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ et $A = 0.0243$.

De manière générale, la modélisation du profil de concentration par le modèle de Rouse s'ajuste aux résultats expérimentaux (exemple, *Figure 81*). La calibration des paramètres du modèle de Rouse semble alors possible en rivière.

II.1.2.2.1.4 Variabilité du paramètre de calage

La représentation graphique de A moyen en fonction d'une énergie hydraulique de référence dans la Vilaine (la mesure du flux d'eau au niveau de chaque profil n'a pu être réalisée, faute de moyens expérimentaux), montre que le profil est d'autant plus plat que la turbulence (flux d'eau) est importante (Figure 82 (b)). Cette observation est liée au fait que la turbulence est dans la rivière une fonction de mélange. Et, plus les cellules turbulentes ont des longueurs caractéristiques importantes, plus la présence de sédiments sur la hauteur d'eau est homogène. Sur la Figure 82 (a), la dispersion de A autour d'une valeur moyenne pour un flux d'eau donné, s'explique par le choix du point de référence ($C_{s,0}$; z_0) dans le calage du modèle de Rouse. En effet, $C_{s,0}$ ne correspond pas à la concentration moyenne en z_0 , mais à une valeur mesurée. Par conséquent, la variabilité de A est représentative de l'erreur liée à la sélection de $C_{s,0}$.

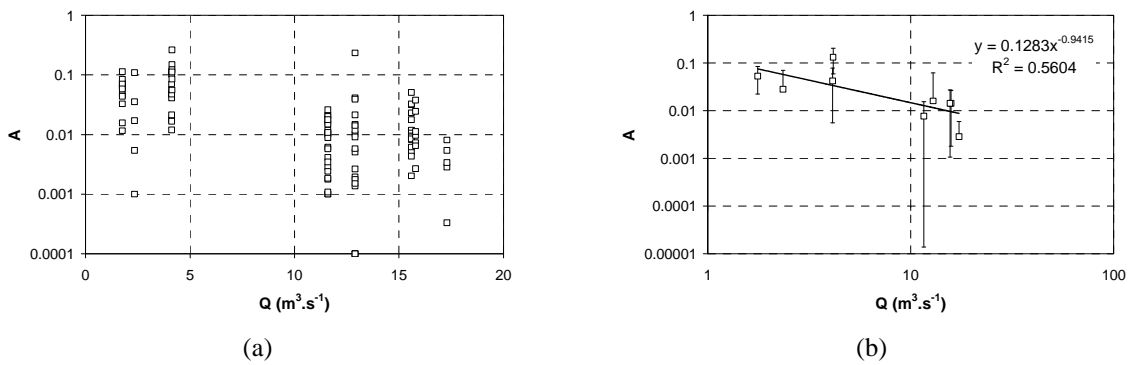


Figure 82 : Représentation graphique du paramètre A de calage du modèle de Rouse (ensemble des valeurs (a) et valeurs moyennes (b) associées aux barres d'erreur définies pour 2 écart-types) en fonction des flux d'eau relevés à la station du Boël (Diren Loire Bretagne). L'hypothèse sous-jacente est qu'à l'instant t les flux d'eau du bassin versant de la Vilaine sont proportionnels. Q doit être ici interprété comme un paramètre énergétique lié à l'hydrologie moyenne du bassin versant.

A l'échelle de la section mouillée, A est constant entre les rives gauche et droite (Figure 83). L'écart-type associé à chaque valeur moyenne est important, dénotant la grande variabilité de ce paramètre (toujours positif, la limite inférieure négative de certaines barres d'erreurs s'explique par l'hypothèse de distribution statistique des données suivant une loi normale dans le calcul de l'écart-type). Aussi, aucune relation entre A et h n'est mise en évidence.

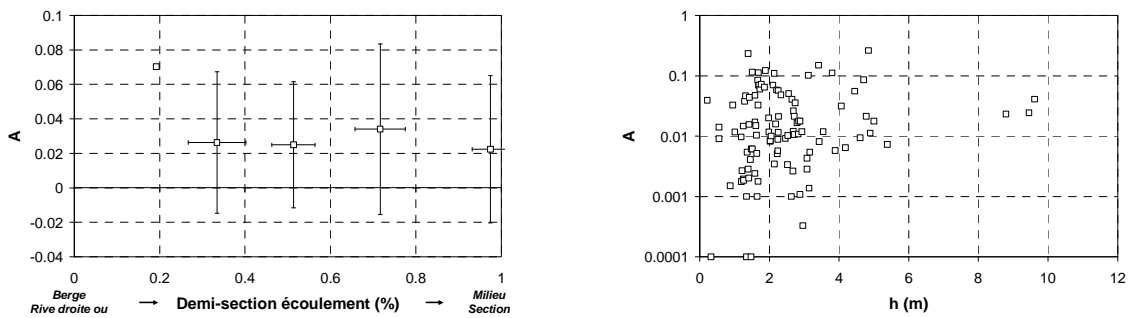


Figure 83 : Variabilité du paramètre A en fonction de la position du profil de concentration entre la rive et le centre de la section d'écoulement (a), et de la hauteur d'eau au niveau du profil (b).

Alors qu'un gradient de concentration est observé pour les faibles flux d'eau, lors des flux d'eau les plus forts, les mesures mettent en évidence des profils de concentration presque verticaux. La *Figure 84* et la *Figure 85* présentent des résultats de krigéages réalisés sur des mesures de turbidité au niveau de deux sections d'écoulement différentes. La limite de la représentation par krigéage est liée à la résolution des mesures suivant l'axe des abscisses qui est de l'ordre du mètre (alors que la résolution suivant l'axe des ordonnées est de l'ordre du centimètre). Et, quel que soit le flux d'eau, les mesures de concentrations mettent en évidence l'absence de gradient entre les rives et le centre de la section. La théorie est vérifiée dans son principe d'aplatissement du profil avec l'augmentation du flux d'eau.

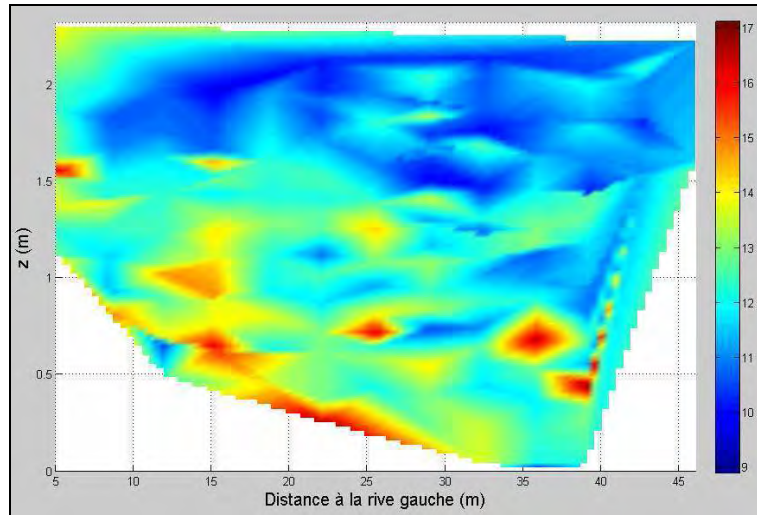


Figure 84 : Krigéage des valeurs de turbidité (NTU) obtenues au niveau du pont saint Marc, le 04/04/2005.

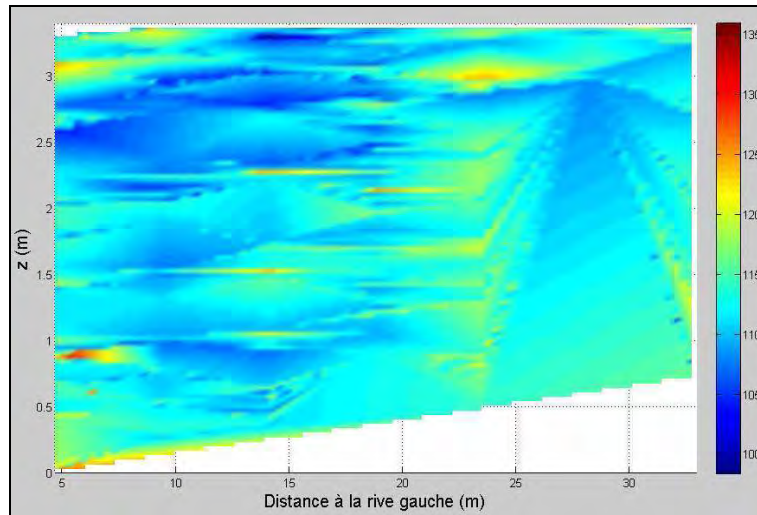


Figure 85 : Krigéage des valeurs de turbidité (NTU) obtenues au niveau du pont du Grand Pas, le 28/03/2006.

La représentation graphique de la contrainte de cisaillement de fond en fonction de la latitude met en évidence (*Figure 72*) une discontinuité à la rupture de pente du linéaire de la Vilaine pour des latitudes inférieures à 47.8° N. Dans le cas du paramètre A (*Figure 86*), aucun seuil n'est observé. Pourtant, sous l'hypothèse d'un matériau homogène (w_s constante, hypothèse vérifiée suivant l'approche

moyenne), A est fonction de τ_0 (Équation 46 obtenue à partir de l'Équation 24 et de l'Équation 44). Cette relation n'est pas vérifiée dans notre contexte d'étude.

$$A = \frac{\rho^{0.5} w_s}{\kappa \beta} \tau_0^{-0.5} \quad \text{Équation 46}$$

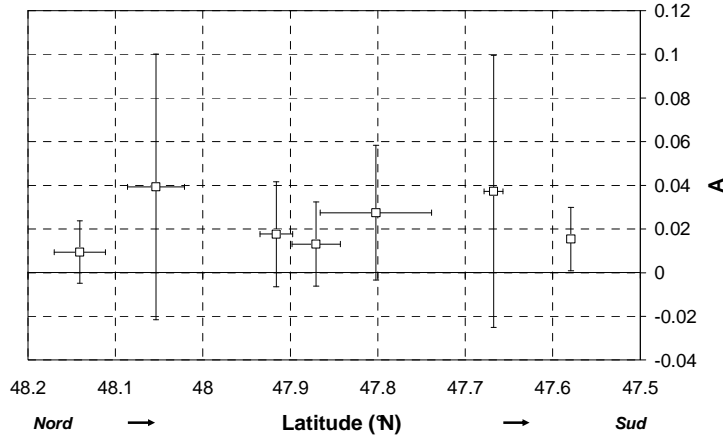


Figure 86 : Représentation graphique du paramètre A de calage du modèle de Rouse en fonction de la latitude ($^{\circ}N$) (de l'aval de Rennes à l'amont de Redon). Les variabilités sur le positionnement du profil et la valeur moyenne de A données à $\pm 1 \sigma$. La limite inférieure négative des barres d'erreur vient du fait que l'écart-type est calculé sous l'hypothèse de distribution des données suivant une loi normale.

L'absence de relation entre A et τ_0 suivant une approche moyenne à l'échelle du bassin versant peut être liée aux aménagements anthropiques (présence d'écluses qui contraignent la hauteur d'eau), ou encore à la nature des matériaux transportés. A moins que la mesure n'ait mis en évidence une limite de l'approche théorique. Un degré de liberté supplémentaire (dans la définition de β) est alors à rechercher parmi les hypothèses. Des mesures complémentaires sont nécessaires pour développer cette observation, notamment sur une gamme de flux d'eau plus importante. On peut également envisager la perturbation du milieu par la technique de mesure utilisée : la sonde de turbidité est en contact avec un volume d'eau situé à l'intérieur de son cache de protection et la fonction d'échange entre ce volume d'eau et l'eau de la rivière environnante via les orifices du cache (Figure 76) est indéterminée alors que l'on imprime à la sonde une vitesse verticale descendante. Cependant, le fait d'avoir effectué les mesures pendant une minute en chaque point restreint cette hypothèse.

Tableau 23 : Caractéristiques des profils de sédiments en suspension : localisation in situ, paramètres de modélisation. QMJ : Débit (Q) Moyen Journalier - les valeurs au Boël sont données par la Diren Loire Bretagne (station J7500610) ; la plage des valeurs à Apigné (station de mesure "rocade ouest") est estimée à partir de la Figure 37 proposée dans la chapitre I.2. Les débits indicés (***) correspondent à des données manquantes : ils sont estimés par extrapolations linéaires des débits les plus proches dans le temps mesuré (les 4 débits estimés sont sur la même laisse de crue). La largeur au miroir L est soit estimée à partir des cartes IGN au 1/25 000, soit (*) mesurée in situ, soit (**) estimée in situ. D est la distance à la rive gauche et A le paramètre de modélisation des profils.

Rivière	Date	QMJ		Section mouillée			Profil		Point de référence		Profil de Rouse sur h			Profil de Rouse entre z _{min} et z _{max}					
		Boël (m ³ .s ⁻¹)	QMJ à Apigné (m ³ .s ⁻¹)	Localisation	Longitude (°W)	Latitude (°N)	L (m)	D (m)	h (m)	C _{s,0} (NTU)	z _{0/h} (%)	C _{min} (NTU)	C _{max} (NTU)	A	Z _{min} (%)	Z _{max} (%)	C _{min} (NTU)	C _{max} (NTU)	A
Vilaine	12/04/2005	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45 ^(*)	35	3.41	14.2	66	9.1	2160.1	0.2644	2.2	100	9.1	34.9	0.1495
Vilaine	12/04/2005	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45 ^(*)	30	4.45	13.2	65	9.5	22.0	0.0555					
Vilaine	12/04/2005	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45 ^(*)	40	1.88	9.3	66	8.7	908.2	0.4424	5.9	100	8.7	15.4	0.1222
Vilaine	12/04/2005	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45 ^(*)	25	4.84	15.6	68	9.5	2160.1	0.2644	2.7	100	9.5	51.3	0.2626
Vilaine	12/04/2005	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45 ^(*)	15	4.71	11.0	67	9.1	1090.8	0.0857	1.8	100	9.1	28.1	0.0853
Vilaine	12/04/2005	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45 ^(*)	25	3.80	10.6	64	9.1	152.3	0.1343	3.8	100	9.1	31.7	0.1115
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	5	2.10	12.3	67	12.2	535.2	0.0702	1.6	100	12.2	35.2	0.0702
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	8	2.26	12.1	61	10.0	664.5	0.1565	0.2	100	10.0	15.0	0.0571
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	12	2.69	12.3	68	10.2	877.2	0.0683	9.8	100	10.2	14.8	0.0119
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	15	2.33	12.9	66	9.6	1585.8	0.0723	0	100	9.6	16.4	0.0482
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	19	2.64	12.1	66	11.2	1463.1	0.0408	4.4	100	11.2	14.4	0.0408
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	22	2.84	12.5	69	10.0	2160.1	0.0707	3.0	100	10.0	16.9	0.0177
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	26	2.71	12.6	63	10.9	2160.1	0.7465	7.0	100	10.9	16.6	0.0214
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	29	2.80	13.6	65	9.6	422.1	0.0796	9.3	100	9.6	14.4	0.0167
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	32	3.12	9.9	70	9.8	2160.1	0.6854	5.5	100	9.8	13.7	0.1021
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	36	3.14	12.9	63	8.9	2160.1	0.0000	5.1	100	8.9	16.7	0.0000
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	39	3.00	12.7	69	10.1	35.3	0.0000	0.2	100	10.1	17.1	0.0000
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	43	1.59	10.0	59	10.0	41.2	0.0585	15.1	100	10.0	12.4	0.0475
Vilaine	04/04/2005	4.12	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52 ^(*)	46	1.51	11.6	15	11.1	43.8	0.1145	6.8	100	11.1	12.8	0.1145
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7647	47.9079	25	20	1.47	16.3	65	15.7	19.3	0.0057					
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7647	47.9079	25	20	1.51	16.8	65	15.8	36.0	0.0159	10.6	100	15.8	18.1	0.0061
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7647	47.9079	25	20	1.45	17.4	65	15.9	261.6	0.0156	0	95.5	15.9	19.5	0.0041
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7647	47.9079	25	19	1.52	17.8	67	16.8	29.7	0.0037	0	94.7	16.8	18.4	0.0000
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7648	47.9104	25	20	1.68	17.0	68	16.2	148.5	0.0042	0	97.1	16.2	19.2	0.0018
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7648	47.9104	25	20	1.60	18.2	66	15.8	42.9	0.0000	0	100	15.8	18.2	0.0000
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7648	47.9104	25	20	1.63	16.4	66	15.6	28.3	0.0144	0	100	15.6	18.2	0.0104
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7648	47.9104	25	20	1.65	17.0	62	15.9	28.9	0.0000	0	100	15.9	17.7	0.0010

Rivière	Date	QMJ		Section mouillée			Profil		Point de référence		Profil de Rouse sur h			Profil de Rouse entre z_{min} et z_{max}					
		Boël ($m^3 \cdot s^{-1}$)	QMJ à Apigné ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Localisation	Longitude (°W)	Latitude (°N)	L (m)	D (m)	h (m)	$C_{s,0}$ (NTU)	z_0/h (%)	C_{min} (NTU)	C_{max} (NTU)	A	Z_{min} (%)	Z_{max} (%)	C_{min} (NTU)	C_{max} (NTU)	A
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7646	47.9095	45	37	1.39	17.2	66	15.7	24.6	0.0038	0	100	15.7	20.7	0.0028
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7646	47.9095	45	37	1.34	17.8	67	16.3	89.8	0.0066	0.8	100	16.3	19.5	0.0010
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7646	47.9095	45	37	1.26	17.5	65	16.1	276.0	0.0073	0	100	16.1	18.8	0.0019
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7646	47.9095	45	36	1.32	17.4	66	16.0	32.4	0.0080	0	100	16.0	19.8	0.0000
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7646	47.9095	45	23	2.26	15.2	67	14.9	28.2	0.0228	0	100	14.9	18.7	0.0212
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7646	47.9095	45	25	2.18	15.4	66	15.1	250.4	0.0244	5.2	100	15.1	17.0	0.0158
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7646	47.9095	45	25	2.15	15.6	67	14.5	89.4	0.0068	0	100	14.5	18.8	0.0035
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Saint-Senoux	1.7646	47.9095	45	24	2.24	15.5	64	14.7	97.0	0.0258	0.7	100	14.7	17.1	0.0057
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Pléchatel	1.7577	47.9000	40	25	1.98	15.9	64	15.2	154.2	0.0467	0	98.5	15.2	19.5	0.0200
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Pléchatel	1.7577	47.9000	40	24	1.98	19.8	63	18.2	1023.7	0.0593	0.4	100	18.2	23.9	0.0118
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Pléchatel	1.7577	47.9000	40	24	2.05	16.5	73	15.4	58.1	0.0170	2.2	100	15.4	19.1	0.0101
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Pléchatel	1.7577	47.9000	40	25	2.25	16.7	67	15.3	46.5	0.0134	0	100	15.3	19.9	0.0089
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Pléchatel	1.7577	47.8982	45	35	1.62	18.1	67	15.6	126.7	0.0167	0.5	100	15.6	24.2	0.0000
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Pléchatel	1.7577	47.8982	45	34	1.61	17.0	72	15.9	23.8	0.0149					
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	Pléchatel	1.7577	47.8982	45	34	1.59	18.3	68	16.7	30.5	0.0024	0	100	16.7	22.0	0.0024
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	La Bruère	1.7776	47.8743	60	20	2.88	16.0	67	13.0	1652.5	0.0455	2.1	100	13.0	24.1	0.0177
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	La Bruère	1.7776	47.8743	60	19	2.88	16.9	64	13.4	1699.6	0.0110	0.3	100	13.4	20.0	0.0011
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	La Bruère	1.7776	47.8743	60	19	2.83	16.9	64	12.8	1376.6	0.0919	0	100	12.8	20.3	0.0108
Vilaine	20/04/2005	11.60	1.5 - 10	La Bruère	1.7776	47.8743	60	20	2.69	16.3	68	13.0	927.3	0.0869	0.8	100	13.0	23.6	0.0261
Vilaine	22/06/2005	1.76	0.4 - 2	La Bouexière	1.7510	47.9432	40 ^(**)	30	1.69	10.5	66	7.6	16.6	0.0697					
Vilaine	22/06/2005	1.76	0.4 - 2	La Bouexière	1.7510	47.9432	40 ^(**)	25	1.77	12.8	68	9.4	57.1	0.0749	0	100	9.4	27.7	0.0720
Vilaine	22/06/2005	1.76	0.4 - 2	La Bouexière	1.7510	47.9432	40 ^(**)	6	1.32	13.2	66	8.7	20.8	0.0466					
Vilaine	22/06/2005	1.76	0.4 - 2	La Cudiais	1.7576	47.9226	40 ^(**)	14	1.43	11.3	67	7.3	238.0	0.1002	0	100	7.3	19.3	0.0436
Vilaine	22/06/2005	1.76	0.4 - 2	La Cudiais	1.7576	47.9226	40 ^(**)	20	1.73	8.8	66	7.3	15.6	0.0598					
Vilaine	22/06/2005	1.76	0.4 - 2	La Cudiais	1.7576	47.9226	40 ^(**)	30	1.67	8.3	66	7.3	161.5	0.1099	3.7	100	7.3	12.8	0.0847
Vilaine	22/06/2005	1.76	0.4 - 2	La Molfère	1.7635	47.9073	30 ^(**)	10	1.42	6.7	63	5.9	10.4	0.0156					
Vilaine	22/06/2005	1.76	0.4 - 2	La Molfère	1.7635	47.9073	30 ^(**)	20	2.25	7.7	62	6.0	11.4	0.0116					
Vilaine	23/06/2005	1.76	0.4 - 2	Guipry	1.8286	47.8192	50 ^(**)	25	1.86	7.3	65	6.1	51.1	0.0635	0	100	6.1	12.1	0.0651
Vilaine	23/06/2005	1.76	0.4 - 2	Guipry	1.8286	47.8192	50 ^(**)	38	2.08	7.6	66	6.0	90.4	0.1976	14.3	100	6.0	9.3	0.0000
Vilaine	23/06/2005	1.76	0.4 - 2	Le Ciccé	1.7662	48.0476	25 ^(**)	6	1.70	17.4	65	13.5	42.9	0.0782	0.9	100	13.5	30.4	0.0702
Vilaine	23/06/2005	1.76	0.4 - 2	Le Ciccé	1.7662	48.0476	25 ^(**)	13	1.68	16.4	69	11.5	34.7	0.1130					
Vilaine	23/06/2005	1.76	0.4 - 2	Apigné	1.7514	48.0917	30 ^(**)	18	2.21	6.7	66	5.9	68.4	0.2681	4.9	100	5.9	14.3	0.0583
Vilaine	23/06/2005	1.76	0.4 - 2	Apigné	1.7514	48.0917	30 ^(**)	23	1.68	6.6	66	5.5	11.1	0.0327					

Rivière	Date	QMJ au Boël (m ³ .s ⁻¹)	QMJ à Apigné (m ³ .s ⁻¹)	Section mouillée			Profil	Point de référence		Profil de Rouse sur h		Profil de Rouse entre z _{min} et z _{max}								
				Localisation	Longitude (°W)	Latitude (°N)		L (m)	D (m)	h (m)	C _{s,0} (NTU)	z _{0/h} (%)	C _{min} (NTU)	C _{max} (NTU)	A	Z _{min} (%)	Z _{max} (%)	C _{min} (NTU)	C _{max} (NTU)	A
Vilaine	24/10/2005	2.35	0.4 - 2	La Chaise	1.7733	48.0334	40 ⁽⁸⁾	8	2.63	18.1	66	15.3	19.9	0.0010						
Vilaine	24/10/2005	2.35	0.4 - 2	Le Cicé	1.7665	48.0484	20 ⁽⁸⁾	6	1.59	16.6	79	14.6	25.8	0.0170						
Vilaine	24/10/2005	2.35	0.4 - 2	Le Cicé	1.7710	48.0567	20 ⁽⁸⁾	6	1.36	19.7	66	17.9	22.0	0.0054						
Vilaine	24/10/2005	2.35	0.4 - 2	Les Chapelais	1.7589	48.0720	35 ⁽⁸⁾	5	2.14	20.0	66	18.1	30.2	0.1095						
Vilaine	24/10/2005	2.35	0.4 - 2	La Plblais	1.7525	48.0797	30 ⁽⁸⁾	8	2.40	19.0	68	16.4	26.4	0.0000						
Vilaine	24/10/2005	2.35	0.4 - 2	Le Bas Roquet	1.7525	48.0873	30 ⁽⁸⁾	9	2.74	15.9	61	14.3	19.3	0.0356						
Vilaine	28/03/2006	17.30 ⁽⁸⁾	2 - 20	Pont du Grand Pas	2.0355	47.6720	39 ⁽⁸⁾	14	3.08	113.8	64	98.4	127.9	0.0028						
Vilaine	28/03/2006	17.30 ⁽⁸⁾	2 - 20	Pont du Grand Pas	2.0355	47.6720	39 ⁽⁸⁾	9	3.16	108.1	67	101.9	145.3	0.0054						
Vilaine	28/03/2006	17.30 ⁽⁸⁾	2 - 20	Pont du Grand Pas	2.0355	47.6720	39 ⁽⁸⁾	5	3.43	112.2	68	103.9	142.9	0.0081						
Vilaine	28/03/2006	17.30 ⁽⁸⁾	2 - 20	Pont du Grand Pas	2.0355	47.6720	39 ⁽⁸⁾	24	2.96	114.3	68	101.9	125.7	0.0003						
Vilaine	28/03/2006	17.30 ⁽⁸⁾	2 - 20	Pont du Grand Pas	2.0355	47.6720	39 ⁽⁸⁾	28	0.46	112.6	77	107.7	117.1	0.0000						
Vilaine	28/03/2006	17.30 ⁽⁸⁾	2 - 20	Pont du Grand Pas	2.0355	47.6720	39 ⁽⁸⁾	33	2.71	113.9	78	105.1	140.8	0.0000						
Vilaine	28/03/2006	17.30 ⁽⁸⁾	2 - 20	Pont du Grand Pas	2.0355	47.6720	39 ⁽⁸⁾	19	2.52	113.8	62	103.5	124.8	0.0034						
Vilaine	04/04/2006	15.80 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont Briand	1.5636	48.1238	25 ⁽⁸⁾	3	1.19	35.9	69	33.7	56.8	0.0097						
Vilaine	04/04/2006	15.80 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont Briand	1.5636	48.1238	25 ⁽⁸⁾	9	1.21	36.0	69	34.2	39.6	0.0027						
Vilaine	04/04/2006	15.80 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont Briand	1.5636	48.1238	25 ⁽⁸⁾	15	1.29	37.2	52	35.7	47.5	0.0377						
Vilaine	03/04/2006	15.80 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont du Grand Pas	2.0355	47.6720	39 ⁽⁸⁾	20	4.90	53.2	68	46.7	57.5	0.0112						
Vilaine	04/04/2006	15.80 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont de Cran	2.1260	47.5803	79 ⁽⁸⁾	38	5.38	65.5	75	45.4	72.1	0.0073						
Vilaine	04/04/2006	15.80 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont de Cran	2.1260	47.5803	79 ⁽⁸⁾	57	9.45	79.5	61	63.0	93.5	0.0243						
Vilaine	04/04/2006	15.80 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont de Cran	2.1260	47.5803	79 ⁽⁸⁾	9	4.18	58.9	55	48.7	61.6	0.0065						
Meu	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Chavagne	1.8050	48.0460	26 ⁽⁸⁾	20	1.94	20.2	62	18.2	25.6	0.0000						
Vilaine	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont Réan	1.7750	48.0020	65 ⁽⁸⁾	32.5	1.41	31.7	53	29.8	33.0	0.0020						
Seiche	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Bruz	1.7580	48.0120	13 ⁽⁸⁾	6.5	1.64	30.2	65	28.2	34.5	0.0052						
Vilaine	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Laillé	1.7480	47.9720	65 ⁽⁸⁾	40	2.02	30.7	57	28.9	38.2	0.0082						
Semnon	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Le Grand Moulin	1.7400	47.9050	18 ⁽⁸⁾	13	1.01	35.4	71	33.6	40.3	0.0117						
Vilaine	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Saint Malo de Phily	1.7770	47.8730	55 ⁽⁸⁾	27.5	3.08	33.5	76	30.5	79.9	0.0075	0	100	30.5	40.5	0.0043	
Vilaine	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont du Grand Pas	2.0380	47.6710	39 ⁽⁸⁾	21	5.00	35.0	65	32.3	38.0	0.0177						
Oust	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	La Vieille Dray	2.1040	47.6640	45 ⁽⁸⁾	23	3.54	27.9	58	25.2	30.8	0.0118						
Arz	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Bonard	2.1200	47.6600	14 ⁽⁸⁾	7	2.55	14.0	57	10.4	48.3	0.0528	0.1	100	10.4	22.7	0.0506	
Oust	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont d'Aucfer	2.1030	47.6340	65 ⁽⁸⁾	30	2.71	26.6	70	22.3	30.6	0.0106						
Vilaine	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont de Cran	2.1270	47.5800	79 ⁽⁸⁾	40	8.79	36.1	70	30.9	123.4	0.0320	1.4	100	30.9	43.3	0.0232	
Isac	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Prévert	2.1000	47.5770	8 ⁽⁸⁾	4	1.48	17.2	65	16.2	21.4	0.0062						
Vilaine	05/04/2006	15.60 ⁽⁸⁾	2 - 15	Pont de Painfaut	1.9780	47.6790	20 ⁽⁸⁾	10	4.60	45.3	62	43.4	61.4	0.0137	0	100	43.4	50.3	0.0094	

Rivière	Date	QMJ au Boël (m ³ .s ⁻¹)	QMJ à Apigné (m ³ .s ⁻¹)	Section mouillée			Profil	Point de référence		Profil de Rouse sur h		Profil de Rouse entre z _{min} et z _{max}							
				Localisation	Longitude (°W)	Latitude (°N)		L (m)	D (m)	h (m)	C _{s,0} (NTU)	z _{0/h} (%)	C _{min} (NTU)	C _{max} (NTU)	A	Z _{min} (%)	Z _{max} (%)	C _{min} (NTU)	C _{max} (NTU)
Don	05/04/2006	15.60 ^(****)	2 - 15	Rolland	1.9310	47.6659	20 ^(*)	10	2.46	24.3	77	21.8	32.2	0.0092					
Vilaine	05/04/2006	15.60 ^(****)	2 - 15	Beslé	1.8680	47.7010	70 ^(*)	35	4.07	38.7	69	30.2	56.1	0.0316					
Chère	05/04/2006	15.60 ^(****)	2 - 15	Triguel	1.8010	47.7010	25 ^(*)	13	0.95	23.7	95	22.9	47.8	0.0325					
Vilaine	05/04/2006	15.60 ^(****)	2 - 15	Apigné	1.7470	48.0950	30 ^(*)	20	2.02	25.8	66	24.2	36.9	0.0084					
Meu	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Chavagne	1.8050	48.0460	26 ^(*)	20	1.25	23.4	45	18.6	43.5	0.0147					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Pont Réan	1.7750	48.0020	65 ^(*)	32.5	1.25	20.5	54	19.6	24.5	0.0019					
Seiche	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Bruz	1.7580	48.0120	13 ^(*)	6.5	1.37	24.9	41	22.8	28.4	0.0000					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Laillé	1.7480	47.9720	65 ^(*)	40	1.47	18.3	62	16.3	23.7	0.0001					
Semnon	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Le Grand Moulin	1.7400	47.9050	18 ^(*)	13	0.65	13.5	57	12.2	14.7	0.0000					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Saint Malo de Phily	1.7770	47.8730	55 ^(*)	27.5	2.68	17.6	53	14.3	27.4	0.0026					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Pont du Grand Pas	2.0380	47.6710	39 ^(*)	21	4.78	18.3	60	13.1	24.5	0.0213					
Oust	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	La Vieille Dray	2.1040	47.6640	45 ^(*)	23	3.14	16.3	68	14.0	18.3	0.0014					
Arz	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Bonard	2.1200	47.6600	14 ^(*)	7	2.53	9.6	57	7.0	15.5	0.0103					
Oust	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Pont d'Aucfer	2.1030	47.6340	65 ^(*)	30	2.23	15.1	63	12.4	22.0	0.0051					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Pont de Cran	2.1270	47.5800	79 ^(*)	40	9.62	17.2	70	11.8	33.5	0.0410					
Isac	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Le Prévert	2.1000	47.5770	8 ^(*)	4	1.58	12.1	49	10.1	17.0	0.0000					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Pont de Painfaut	1.9780	47.6790	20 ^(*)	10	3.89	15.4	64	13.7	22.6	0.0058					
Don	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Rolland	1.9310	47.6659	20 ^(*)	10	1.34	18.2	78	14.4	32.2	0.0001					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Beslé	1.8680	47.7010	70 ^(*)	35	2.93	21.6	78	15.8	37.2	0.0118					
Chère	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Triguel	1.8010	47.7010	25 ^(*)	13	1.20	14.9	7	12.0	17.2	0.0018					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Apigné	1.7470	48.0950	30 ^(*)	20	1.39	20.8	67	19.8	74.9	0.2340					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	La Guerrière	1.0570	48.1870	4	2	0.60	7.6	75	6.9	9.3	0.0000					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Bourgon	1.0560	48.1850	4	2	0.86	15.4	92	12.4	21.0	0.0000					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Bourgon	1.0580	48.1860	4	2	0.22	11.8	61	5.2	13.5	0.0391					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Pérouse	1.2460	48.1470	4	2	0.32	8.2	71	7.4	9.2	0.0001					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Cantache	1.2480	48.1470	4	2	0.55	14.6	55	13.7	16.9	0.0091					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Cantache	1.2930	48.1210	4	2	0.55	14.5	51	6.2	7.0	0.0141					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Cantache	1.2990	48.1160	12	6	0.87	9.3	66	8.2	15.3	0.0015					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Vitré	1.3000	48.1140	14	7	0.84	5.1	42	4.3	5.8	0.0000					
Vilaine	19/04/2006	12.90 ^(****)	1.5 - 10	Vitré	1.2972	48.1149	12	6	0.63	7.8	57	6.6	14.3	0.0000					

II.1.2.2.2. Profils instantanés

II.1.2.2.2.1 Instrumentation

Des profils instantanés de turbidité ont été réalisés à partir d'une perche ASM-IV Argus (perche de 144 turbidimètres espacés de 1 cm, complètement immergeable et autonome en énergie et mémoire) (Figure 87). Cet instrument a été étalonné en laboratoire à partir des sédiments de la Vilaine (Figure 88). A chaque capteur correspond une loi d'étalonnage spécifique. Le terme instantané dans la définition des profils ne signifie pas que les valeurs ne sont pas moyennées dans le temps, mais que l'ensemble de capteurs réalise une acquisition synchrone à l'instant t .



Figure 87 : (a) Photographie de 10 des 144 capteurs, et (b) instrument en configuration de travail avec son capuchon de récupération des données.

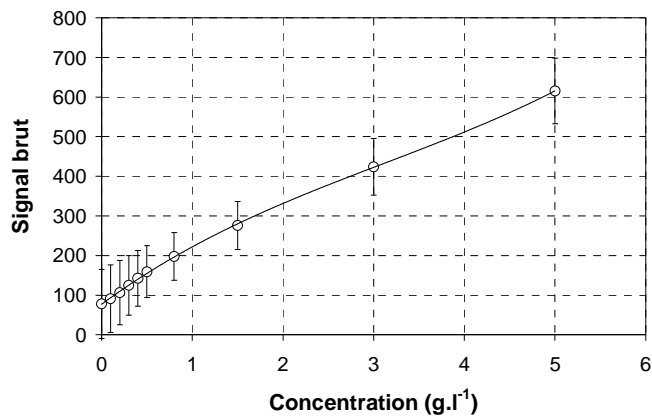


Figure 88 : (a) courbe d'étalonnage moyenne de l'ASM-IV Argus à partir des sédiments de la Vilaine (la variabilité est déterminée à partir des moyennes des 144 capteurs) ; (b) dispositif d'étalonnage : perche placée dans un tube PVC et circulation (de haut en bas) du fluide (eau + sédiments) assurée par une pompe. La partie basse du tube est conique pour éviter les zones locales de dépôt et l'ensemble est protégé de la luminosité ambiante.

Sur un fond de Vilaine dur, la perche est maintenue verticalement par un plongeur, et, en présence de sédiments fins, elle est plantée dans le fond et permet alors le suivi du gradient de concentration à la résolution du centimètre au niveau de l'interface eau-sédiments.

II.1.2.2.2.2 Modélisation par le profil de Rouse

Le *Tableau 25* fait état des 12 profils de turbidité instantanés acquis sur le bassin versant de la Vilaine entre les 01/04/2005 et 12/04/2005. Le modèle de Rouse s'ajuste à la distribution des points expérimentaux situés près du fond de la rivière (*Figure 89 (a)* et *Figure 90 (a)*). Mais, dans le cas présent, les valeurs de A sont plus grandes. Alors qu'elles étaient comprises en moyenne entre 0.001 et 0.1 dans le cas d'une acquisition non instantanée, elles varient maintenant entre 0.1 et 0.8 (moyenne : environ 0.5). Le rapport moyen des valeurs de A entre une approche via la sonde Troll 9000 Pro XP/e et une approche via l'ASM-IV Argus est en moyenne de 0.13. On ne peut cependant valider le modèle de Rouse à partir des seules mesures réalisées dans la moitié inférieure de la lame d'eau. C'est pourquoi nous avons envisagé de compléter ces profils par la mesure des concentrations avec la sonde Troll 9000 Pro XP/e.

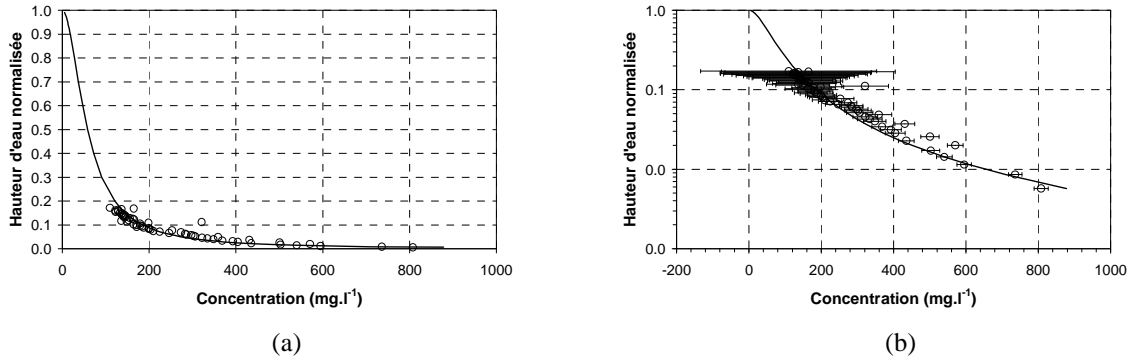


Figure 89 : (a) exemple de mesure de profil instantané de concentration en amont du pont du Grand Pas (le 01/04/2005) et de modélisation par le profil de Rouse ($A = 0.525$), avec (b) un axe des ordonnées en échelle logarithmique. Les barres d'erreurs sur la valeur moyenne sont définies à $\pm \sigma$. La valeur moyenne est calculée à partir d'une acquisition à 0.5 Hz pendant 1 min. La perche est plantée dans une poche de vase et l'ordonnée 0 correspond au premier capteur associé à un signal saturé.

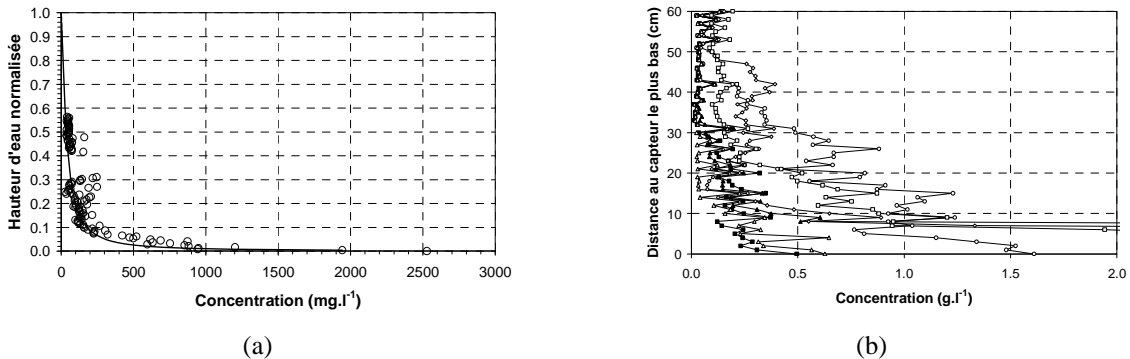


Figure 90 : (a) exemples de mesure de profils instantanés de concentration en amont du pont Saint Marc (le 12/04/2005) et de modélisation par le profil de Rouse ($A = 0.7228$); (b) exemples de profils instantanés obtenus en différents endroits du site (chaque profil correspond à 1 mesure ponctuelle dans le temps).

Tableau 24 : Synthèse des valeurs du paramètre A du modèle de Rouse obtenu par ajustement aux moindres carrés sur des données acquises par la sonde Troll 9000 Pro XP/e (profils de concentrations non instantanés) et par la perche ASM-IV Argus (profils instantanés).

Localisation	Troll 9000 Pro XP/e		ASM-IV Argus	
	A_{moyen}	σ	A_{moyen}	σ
Pont du Grand Pas	0.131	0.072	0.497	0.197
Pont Saint-Marc	0.042	0.037	0.618	0.107
Tous sites confondus	0.070	0.064	0.547	0.171

La limite de l'ASM-IV Argus est la mesure des concentrations sur des hauteurs limitées. Cependant, son fonctionnement le rend performant aux fortes concentrations, alors que la sonde Troll 9000 Pro XP/e est plus adaptée à la mesure des faibles concentrations. La combinaison de ces deux instruments de mesure (Figure 91) permet l'établissement du profil de concentration depuis la surface libre jusque dans le sédiment déposé au fond de la rivière. En couplant les profils de concentration et de vitesse, une approche du flux total transitant dans la section d'écoulement est envisageable.

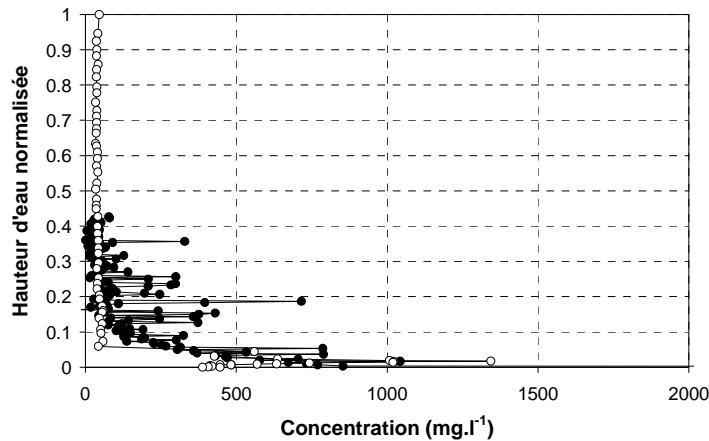


Figure 91 : Exemple de superposition de profils de concentration non instantané (o) et instantané (●) en amont du pont du Grand Pas.

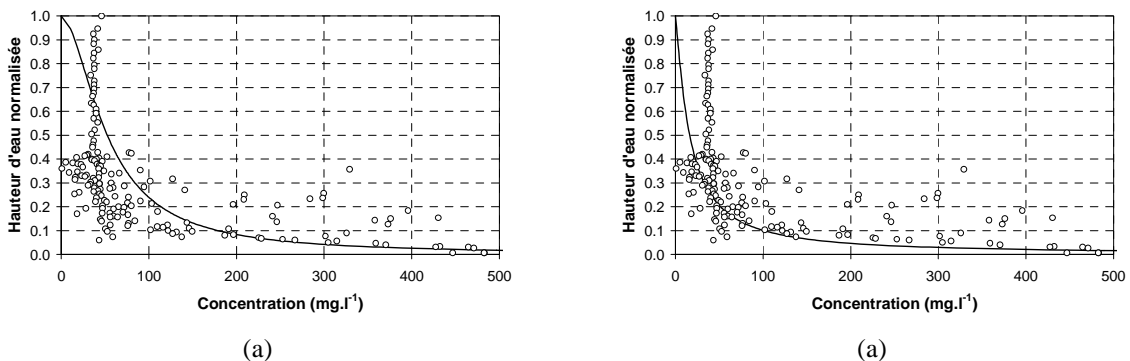


Figure 92 : Exemple de tentative de calage du profil de Rouse sur un profil de concentration composé des données acquises par les deux techniques de mesure, (a) à partir de l'ensemble des données et (b) à partir des données dont l'ordonnée est inférieure à 0.2.

Cependant, la modélisation par le profil de Rouse ne peut expliquer la distribution des concentrations, obtenue par la superposition des données acquises par les deux instruments sur une même hauteur d'eau (*Figure 92*). Elle tend à sous-estimer les concentrations situées dans la partie supérieure de la lame d'eau.

Contrairement aux précédentes conclusions, la calibration des paramètres du modèle de Rouse ne semble plus envisageable dès lors que le gradient de concentration proche du fond de la rivière est déterminé à la résolution spatiale du centimètre. On distingue alors deux zones : celle proche du fond associée à un fort gradient de concentration, et son complément sur la hauteur d'eau associé à un gradient de concentration quasi-nul (d'où les très faibles valeurs de A dans la modélisation des profils de concentration non instantanés). Il existe alors une dynamique hydro-sédimentaire différente selon que l'on se trouve proche ou non du fond de la rivière. Cette observation remet en cause les hypothèses d'extrapolation sur la hauteur d'eau des relations hydrodynamiques établies proches du fond, dans la modélisation des profils de vitesse et de concentration.

Tableau 25 : Synthèse des profils instantanés mesurés dans la Vilaine à l'aide de la perche ASM-IV Argus et paramètres de modélisation des profils de Rouse associés.

Date	QMJ au Boël ($m^3 \cdot s^{-1}$)		QMJ à Apigné ($m^3 \cdot s^{-1}$)		Section mouillée			Profil		Point de référence		Profil de Rouse sur h (entre 0 et z_{max})				
					Localisation	Longitude (°W)	Latitude (°N)	L (m)	D (m)	h (m)	$C_{s,0}$ (mg.l ⁻¹)	z_0/h (%)	z_{max} (%)	C_{min} (mg.l ⁻¹)	C_{max} (mg.l ⁻¹)	A
12/04/2005	4.14	0.5 - 4	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45	30-40	. 3.5	112.0	20	24	56.6	1026.1	0.5858
12/04/2005	4.14	0.5 - 4	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45	30-40	. 3.5	56.5	21	33	25.8	911.4	0.7729
12/04/2005	4.14	0.5 - 4	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45	30-40	. 3.5	56.7	20	36	10.5	350.7	0.4758
12/04/2005	4.14	0.5 - 4	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45	30-40	. 3.5	82.7	4	5	57.0	128.9	0.1246
12/04/2005	4.14	0.5 - 4	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45	30-40	. 3.5	111.2	19	19	111.2	1288.8	0.4284
12/04/2005	4.14	0.5 - 4	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45	30-40	. 3.5	54.0	21	26	34.1	364.1	0.5625
12/04/2005	4.14	0.5 - 4	4.14	0.5 - 4	Pont du Grand Pas	2.0342	47.6720	45	30-40	. 3.5	136.3	17	17	109.9	914.1	0.5259
01/04/2005	5.72	0.5 - 4	5.72	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52	10-30	. 2.5	194.1	16.8	57	28.1	1610.5	0.6874
01/04/2005	5.72	0.5 - 4	5.72	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52	10-30	. 2.5	67.0	27	56	8.1	605.2	0.4503
01/04/2005	5.72	0.5 - 4	5.72	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52	10-30	. 2.5	39.1	20	57	3.7	647.1	0.6468
01/04/2005	5.72	0.5 - 4	5.72	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52	10-30	. 2.5	99.5	20.0	56	27.5	2527.5	0.7228
01/04/2005	5.72	0.5 - 4	5.72	0.5 - 4	Pont Saint-Marc	1.8393	47.7752	52	10-30	. 2.5	82.3	20.0	56	8.5	1332.1	0.5829

II.1.3. ESTIMATION DES FLUX DE SEDIMENTS EN SUSPENSION

II.1.3.1. Approche théorique

Le flux de sédiments par mètre carré de section mouillée $\varphi(z)$, en z au sein de la lame d'eau (Équation 47), est obtenu par la convolution de l'Équation 27 et de l'Équation 43. Malgré les remarques émises à l'issue de la seconde partie de ce chapitre, le profil de Rouse est conservé, en première approche, dans la modélisation théorique des profils de flux.

$$\varphi(z) = (a \ln(z) + b) \left(\frac{z_0}{z} \frac{h-z}{h-z_0} \right)^A \quad \text{Équation 47}$$

Un exemple de profil de flux modélisé est proposé Figure 95, où le paramètre moyen A est calculé à partir des mesures in situ des profils de concentration non instantanés (Figure 93), et les paramètres moyens a et b sont calculés à partir des mesures in situ des profils de vitesse (Figure 94).

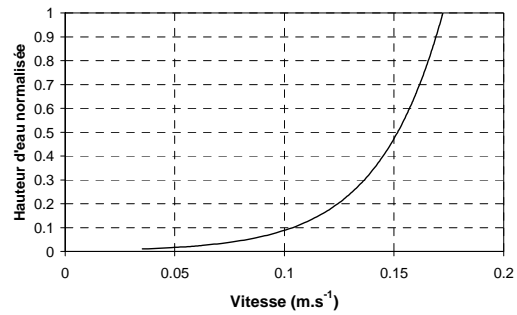
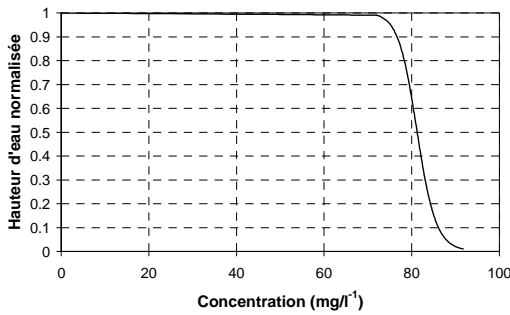


Figure 93 : Profil de concentration moyen dans la Vilaine ($z_0/h = 0.65$; $C_{s,0} = 79.9 \text{ mg.l}^{-1}$; $A = 0.0264$), Figure 94 : Profil de vitesse moyen dans la Vilaine ($a = 0.0298$ et $b = 0.0352$), déterminé à partir des profils non instantanés.

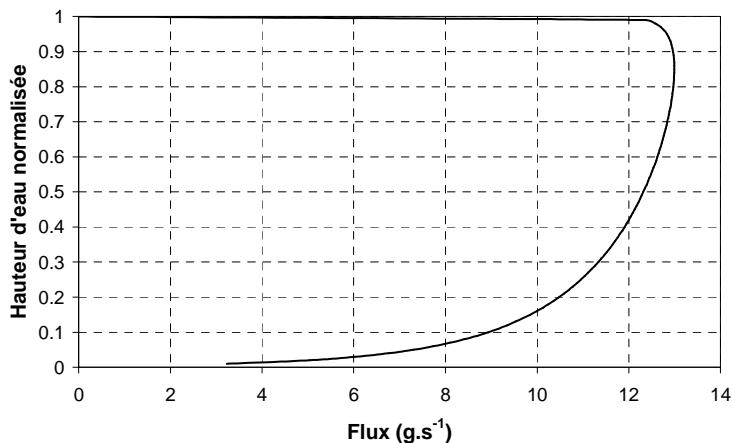


Figure 95 : Profil de flux moyen dans la Vilaine calculé par la convolution des profils de concentration et de vitesse moyens (obtenus par des mesures in situ). Les abscisses sont données par mètre carré de section mouillée.

II.1.3.2. Essai de mesure in situ de flux de sédiments

Un essai de mesure de flux in situ à partir de l'association de la perche de turbidimètres et du profileur de vitesses a été réalisé le 12/04/2005 (Figure 96). Le résultat est présenté sur la Figure 97.

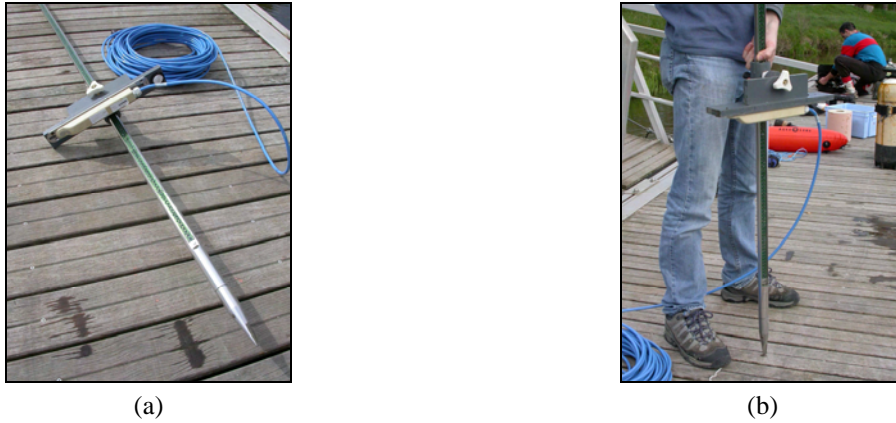


Figure 96 : Illustration de l'association du profileur de vitesse Nivus XPro et de la perche de turbidimètres ASM-IV Argus (a). Le profileur de vitesse est orienté vers l'interface eau-sédiments (b).

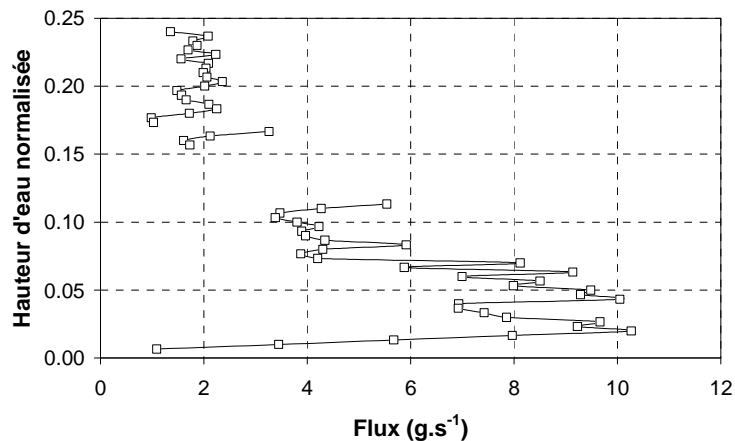


Figure 97 : Résultat du profil de sédiments proche de l'interface eau-sédiments, obtenu par la convolution de la concentration et de la vitesse mesurées de manière synchrone in-situ. Les abscisses sont données par mètre carré de section mouillée.

Cet essai (ponctuel) met en évidence d'une part que 35 % du flux de sédiments transitant à travers la section d'écoulement est localisé dans les 15 % de la hauteur d'eau proches du fond de la rivière (valeur minimum sous l'hypothèse d'un flux de sédiments constant au-delà des 15 %), et d'autre part que la valeur du flux de sédiments à 5 % de la hauteur d'eau est 5 fois plus importante que celle à partir de 15 % de la hauteur d'eau. Par conséquent il existe un gradient fort de flux de sédiments qui s'exprime sur 10 % de la hauteur d'eau, et qui est situé dans le sixième inférieur de la lame d'eau. Cet essai confirme l'importance de la mesure des concentrations proches du fond de la rivière dans les bilans sédimentaires.

II.1.3.3. Influence du protocole expérimental

II.1.3.3.1. Mesure ponctuelle de concentration

A partir du profil moyen de vitesse (*Figure 94*), on peut tester l'influence de la forme du profil de concentration dans l'établissement d'un profil de flux de sédiments. La *Figure 98* présente les résultats pour A variant de 0 à 1.

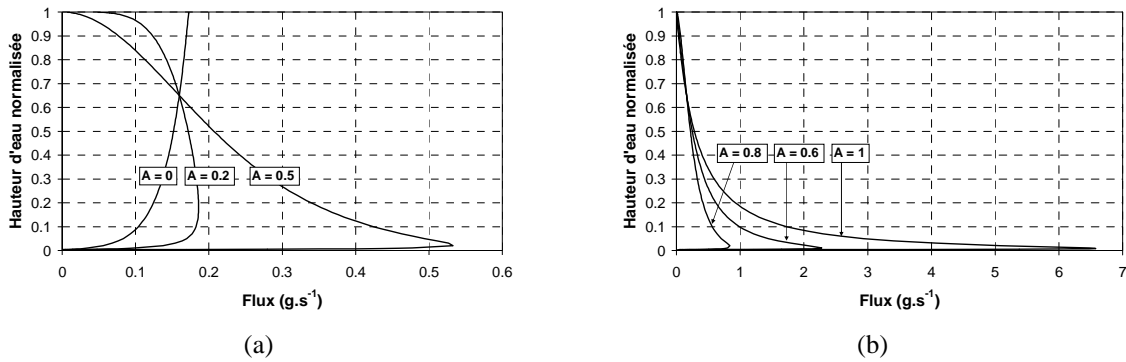


Figure 98 : Evolution du profil de flux de sédiments proposé Figure 95 lorsque A varie de 0 à 1. Les abscisses sont données par mètre carré de section mouillée.

Alors, il est possible d'estimer l'erreur commise sur le flux moyen d'une concentration moyenne déterminée à partir d'un prélèvement ponctuel au sein de la lame d'eau (*Figure 99*). En fonction de A et de la localisation du point de prélèvement, les erreurs commises peuvent facilement atteindre 50 %.

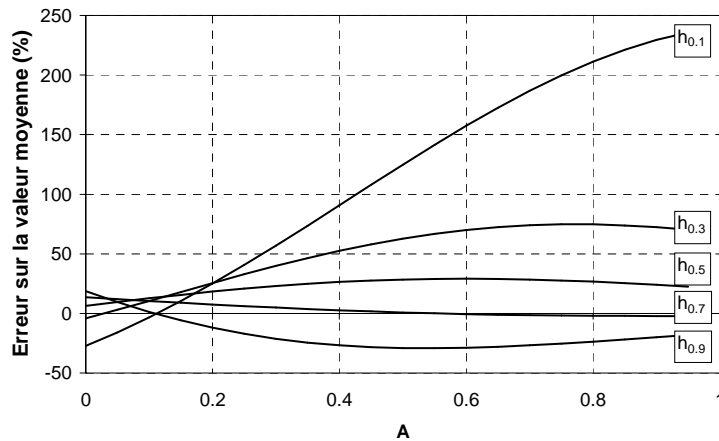


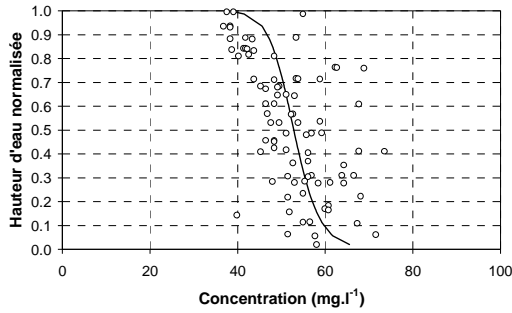
Figure 99 : Erreur sur l'estimation du flux moyen (à partir des profils de flux proposés Figure 98) en fonction de A , lorsque le flux est estimé à partir d'une mesure ponctuelle de concentration sur la hauteur d'eau (localisée entre 0 (fond) et 1 (surface libre)), tout paramètre connu par ailleurs. Une erreur négative signifie une sous-estimation du flux moyen et une erreur positive, une surestimation.

Cette constatation permet de discuter l'établissement de la relation empirique entre les flux d'eau et de sédiments. En effet, si l'on suppose que A diminue avec le flux d'eau (*Figure 82*), alors l'erreur commise sur le flux de sédiments est, à partir de la *Figure 99*, d'autant plus importante que le flux d'eau est faible (notamment pour A supérieur à 0.2). Ainsi, la mise en évidence des flux d'eau seuils

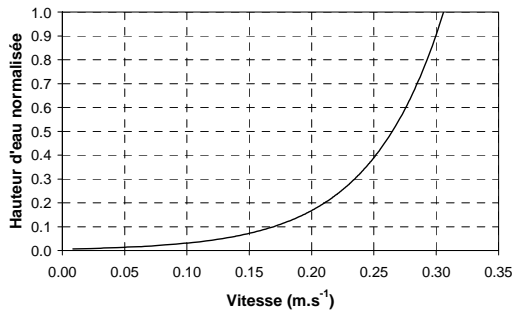
dans la section I de ce mémoire peut également s'expliquer par la méthodologie de suivi de la concentration en rivière.

II.1.3.3.2. Mesure de profils de concentration

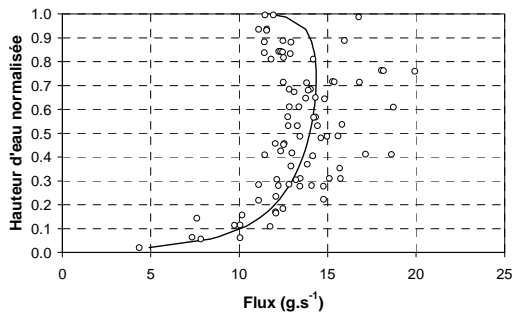
La *Figure 100* (de (a) à (c)) et la *Figure 101* (de (a) à (c)) proposent une approche des flux de sédiments à partir d'un profil de vitesse moyen et de profils de concentration mesurés (par deux techniques différentes d'acquisition in situ, même jour, même site) et modélisés.



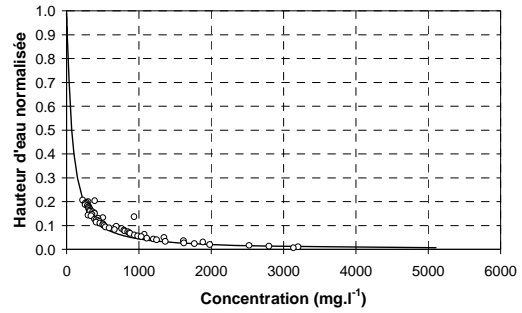
(a)



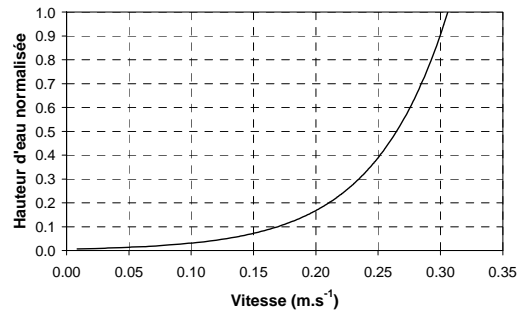
(b)



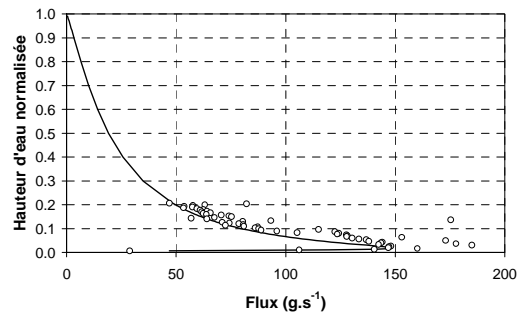
(c)



(a)



(b)



(c)

Figure 100 : (a) profil de Rouse déterminé à partir de mesures de concentration par la sonde Troll 9000 Pro XP/e ($A = 0.0555$; $C_{s,0} = 51.04 \text{ mg.l}^{-1}$; $z_0/h = 0.65$) ; (b) profil de vitesse moyen ($a = 0.0592$ et $b = 0.033$) et (c) profil de flux de sédiments (les points semi-expérimentaux correspondent à la convolution des concentrations mesurées avec le modèle de profil de vitesse moyen).

Figure 101 : (a) profil de Rouse déterminé à partir de mesures de concentration par la sonde Troll 9000 Pro XP/e ($A = 0.5259$; $C_{s,0} = 317 \text{ mg.l}^{-1}$; $z_0/h = 0.17$) ; (b) profil de vitesse moyen ($a = 0.0592$ et $b = 0.0332$) et (c) profil de flux de sédiments (les points semi-expérimentaux correspondent à la convolution des concentrations mesurées avec le modèle de profil de vitesse moyen).

L'erreur d'estimation du paramètre A dans le profil de Rouse (telle qu'elle a été mise en évidence suivant l'instrument de mesure utilisé) est à l'origine de formes de profils de flux totalement différentes, avec des flux principaux de sédiments situés dans la partie supérieure de la lame d'eau ou proche de l'interface eau-sédiments.

D'après les précédentes observations, le profil de flux réel se situe vraisemblablement entre celui de la *Figure 100* (c) qui tend à sous-estimer le flux proche du fond et celui de la *Figure 101* (qui tend à surestimer les flux dans la moitié supérieure de la hauteur d'eau). Cet exemple met en évidence la grande sensibilité des résultats au protocole expérimental adopté dans le cas de l'estimation des flux à travers une section d'écoulement de rivière.

Alors que l'ensemble des mesures présentées dans les trois premières parties de ce chapitre correspondent pour la plupart d'entre elles à un régime d'étiage de la Vilaine (vitesse maximum moyenne de 20 à 30 cm.s^{-1}), il nous a semblé important de compléter ces données par la mesure de profils de concentration en présence de forts écoulements (associés à des vitesses de l'ordre du mètre par seconde et plus).

II.1.4. MESURE IN SITU DE LA CHARGE DE FOND CONSTITUEE DE PARTICULES FINES

II.1.4.1. Localisation du site

De part la nature atypique du lit mineur de la Vilaine (affleurements rocheux) et l'hydrologie particulière du bassin versant de la Vilaine pendant ces trois dernières années, la mesure des profils de concentration en présence d'énergies hydrauliques conséquentes a été réalisée au fond de l'estuaire de la Gironde, *Figure 102*. Cette campagne de mesure a été réalisée dans le cadre d'une collaboration avec le DGO de Bordeaux (A. Sottolichio) et le LEGI de Grenoble (D. Hurther).



Figure 102 : Localisation de l'estuaire de la Gironde (a), France, et du site de mesures (croix blanche) (b).

La situation de l'estuaire de la Gironde, situé à l'est de l'océan atlantique et à l'ouest de la Garonne et de la Dordogne en fait un piège à sédiments remarquable, avec la présence d'écoulements dont les

vitesses moyennes peuvent atteindre jusqu'à 8 m.s^{-1} en fonction de la hauteur d'eau. Les vitesses d'eau de l'océan et de l'ensemble "Garonne + Dordogne" sont en sens opposés lors du flot et dans le même sens lors du jusant. L'intérêt du site est triple : présence d'écoulements forts et variables (inversement des sens d'écoulement suivant les cycles des marées) sur un pas de temps court, homogénéité des sédiments et hypothèse valide d'une lame d'eau s'écoulant sur une hauteur infinie de sédiments fins non consolidés (car régulièrement remis en mouvement).

II.1.4.2. Méthode expérimentale

Une station de mesure composée, entre autres, pour cette étude, d'une perche verticale ASM-IV Argus (perche de 144 turbidimètres fonctionnant par rétrodiffusion et espacés d'1 cm) a été placée au fond de l'estuaire, près du chenal (côté rive gauche), *Figure 102* et *Figure 103*, entre le 08/11/2005 (15:11) et le 09/11/2005 (13:49). Cet instrument de mesure permet d'acquérir des profils instantanés de turbidité sur 1.44 m à la fréquence de 0.33 Hz.

II.1.4.3. Résultats des mesures

II.1.4.3.1. Stabilité de la perche ASM-IV Argus

La *Figure 104* présente les résultats de l'enregistrement par la perche ASM-IV Argus de la pression totale (mBar) et de son inclinaison ($^{\circ}$) par rapport à la verticale. On observe 4 périodes de stabilité de la perche, séparées par des périodes d'instabilités qui se définissent comme suit : les plus fortes instabilités se produisent pendant la quasi-totalité du flot alors que les rivières et l'océan présentent des écoulements opposés ; les instabilités secondaires se produisent en fin de jusant, lorsque les hauteurs d'eau, suffisamment faibles, sont associées à des vitesses d'écoulement de même sens importantes. L'interprétation des mesures est possible sur les 4 périodes de stabilité où la perche retrouve à chaque fois sa position verticale d'origine, soit une inclinaison moyenne négligeable de $5.5 \pm 1.2^{\circ}$.

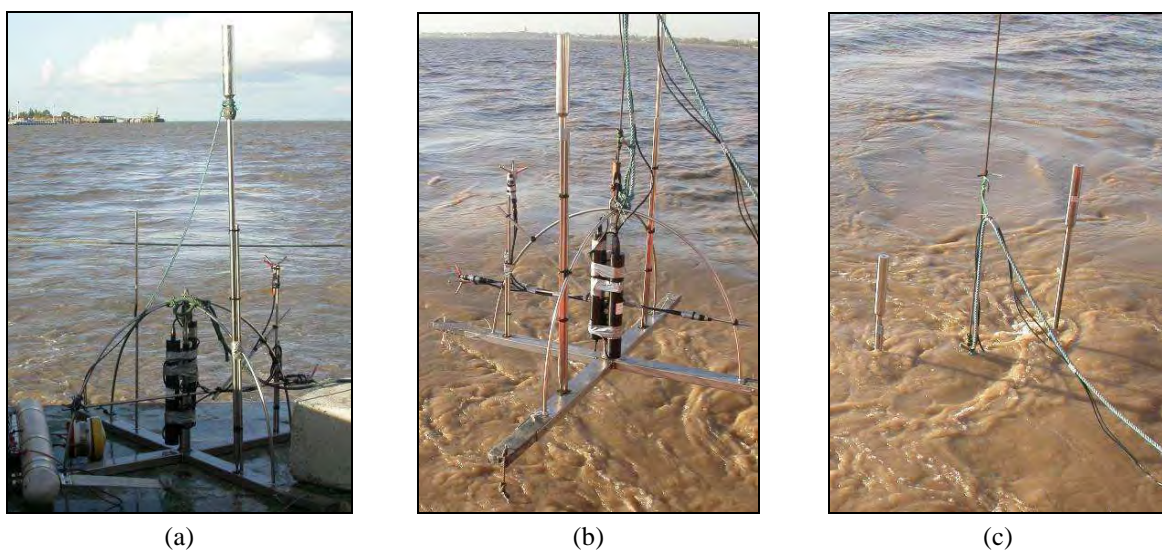


Figure 103 : Photos de la station de mesure, treuillée au fond de l'estuaire par le Thétys II (INSU), le 08/11/2005. La station comprend une perche ASM-IV Argus ainsi que d'autres appareils de mesures utilisés dans le cadre d'un programme de recherche indépendant de cette étude.

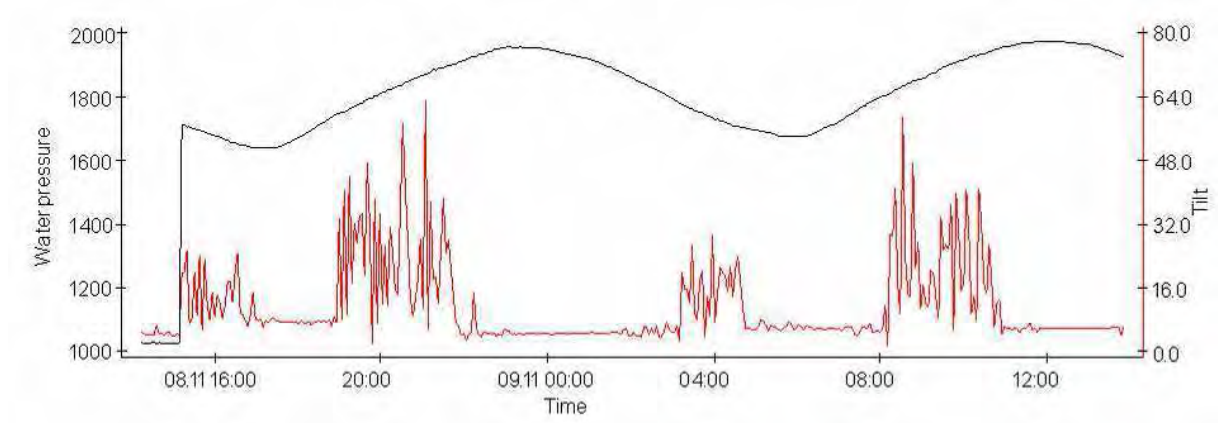


Figure 104 : Suivi au cours du temps de l'inclinaison ($^{\circ}$) de la perche ASM-IV Argus par rapport à la verticale et de la pression totale (eau + atmosphère) (mBar) du 08/11/2005, 14:14, au 09/11/2005, 13:49 (mise à l'eau de la station le 08/11/2005, 15:11), soit un total de 28 300 mesures acquises sur une période de 23 heures et 35 minutes à la fréquence de 0.33 Hz.

Qu'en est-il du déplacement vertical de la station sur la période de mesure (possible enfoncement dans le fond vaseux) ? Si la pression moyenne correspond à la moyenne des pressions entre le niveau de hautes eaux et le niveau de basses eaux, alors, sous l'hypothèse d'une pression atmosphérique constante et des flux d'eau de la Garonne et de la Dordogne constants, on constate que la station de mesure, après 2 cycles de marée, s'est rehaussée de 28 cm par rapport à son niveau d'origine. Cette valeur étant de l'ordre de grandeur des fluctuations de pression atmosphérique, l'hypothèse de stabilité de la station suivant l'axe vertical est acceptable.

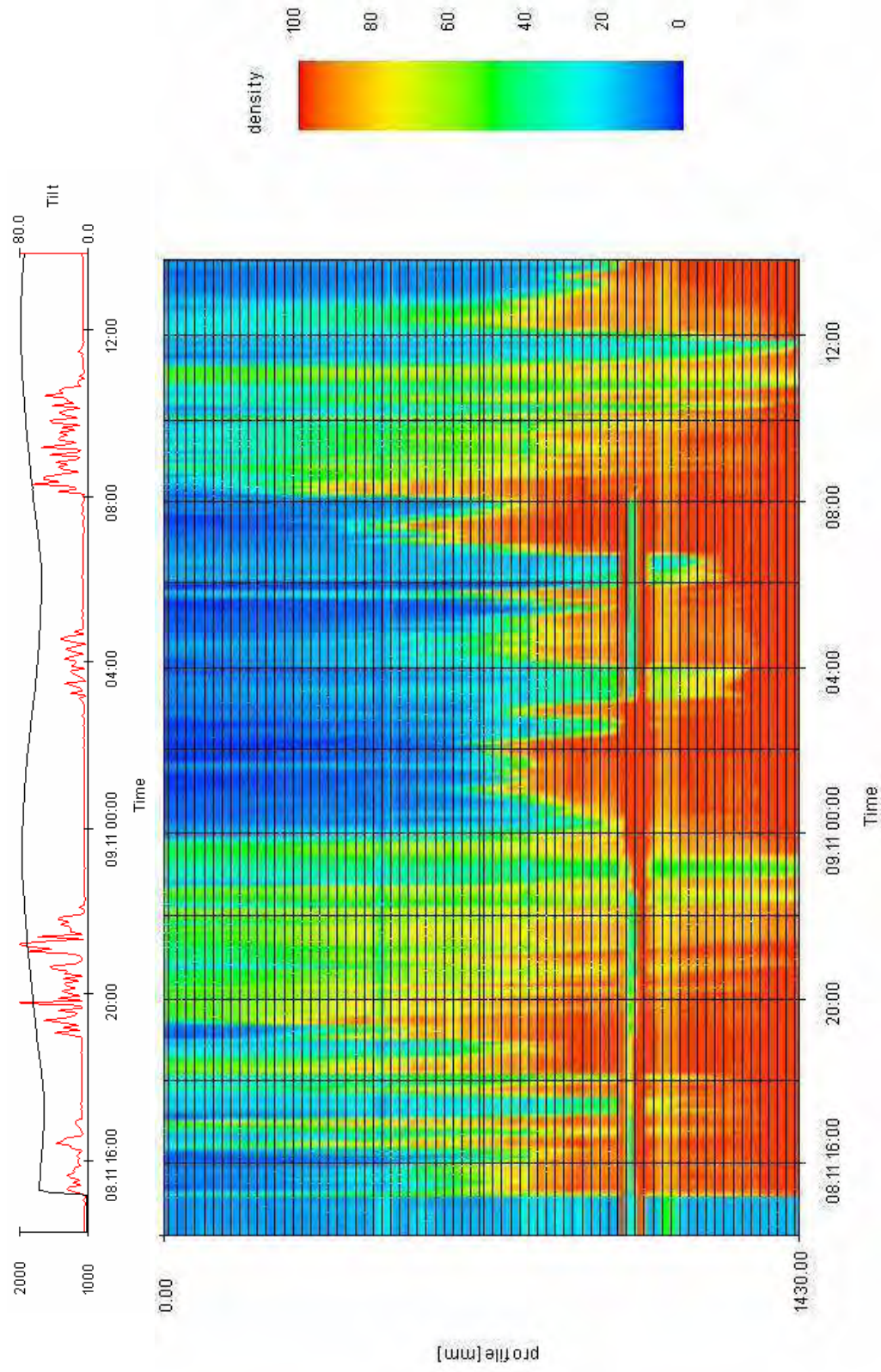


Figure 105 : Suivi au cours du temps de l'intensité du signal des 144 capteurs de la perche ASM-IV Argus (pourcentage de la valeur maximale enregistrée) du 08/11/2005, 14:14, au 09/11/2005, 13:49 (mise à l'eau de la station le 08/11/2005, 15:11), soit un total de 28 300 mesures acquises sur une période de 23 heures et 35 minutes à la fréquence de 0.33 Hz. Une densité de 100 % correspond à la donnée brute 4 095 et de 0 % à la donnée brute 0 (la relation entre concentration et donnée brute est proposée sur la Figure 106). Les ordonnées sont données en sens inverse, 0 étant la position du capteur le plus haut.

II.1.4.3.2. Chronique de profils de turbidité instantanés

La chronique des profils de turbidité instantanés est présentée sur la *Figure 105*. Les perturbations du signal aux ordonnées 480 mm et 1 030 mm correspondent aux 2 points de fixation de la perche sur le bâti. Les valeurs de densité du signal sont des valeurs proportionnelles au signal électrique maximum correspondant à la saturation des capteurs.

La *Figure 107*, la *Figure 108*, la *Figure 109* et la *Figure 110* renvoient successivement aux 4 périodes de stabilité de la perche mises en évidence sur la *Figure 104*, dans leur ordre chronologique. D'une manière générale, on observe que pendant le jusant, il existe un gradient de concentration très élevé, localisé sur quelques centimètres d'épaisseur, alors que pendant le flot, le gradient de concentration est plus faible et réparti sur plusieurs dizaines de centimètres. Le gradient de concentration est à relier aux vitesses d'écoulement (et donc au profil des contraintes de cisaillement) : une forte énergie a tendance à favoriser les mélanges et par conséquent à établir un profil de concentration à faible gradient, comme déjà évoqué précédemment. L'évolution de la position du fort gradient de concentration au cours du jusant peut être associée à des phénomènes locaux d'érosion et de sédimentation puisqu'elle ne semble pas directement liée à la hauteur d'eau, ce qui écarte le fait que les fluctuations de pression engendrées par la marée puissent être les seuls processus de mise en suspension des sédiments de fond.

II.1.4.3.3. Exemple et limites du post-traitement des données

La *Figure 111* présente un exemple de post-traitement des données à partir de la courbe d'étalonnage réalisée en laboratoire sur des sédiments prélevés in-situ, *Figure 106*. On observe des variations de concentrations de plus de 800 % sur la hauteur de la perche (1.44 m). La limite dans l'interprétation des données vient de la courbe d'étalonnage qui a été réalisée pour des concentrations allant jusqu'à 80 g.l⁻¹ (charge maximum admissible par le système d'étalonnage), soit pour une valeur brute d'environ 3 500 (4095 étant la valeur brute maximale pouvant être enregistrée). Si l'on envisage l'extrapolation de la courbe d'étalonnage vers les plus fortes valeurs de concentrations, alors la valeur brute maximum enregistrée (4 000) correspond à des concentrations comprises entre 200 g.l⁻¹ et 860 g.l⁻¹ (860 g.l⁻¹ est la limite supérieure théorique calculée dans le chapitre II.2 à partir de la fraction volumique maximum des sédiments de l'estuaire de la Gironde).

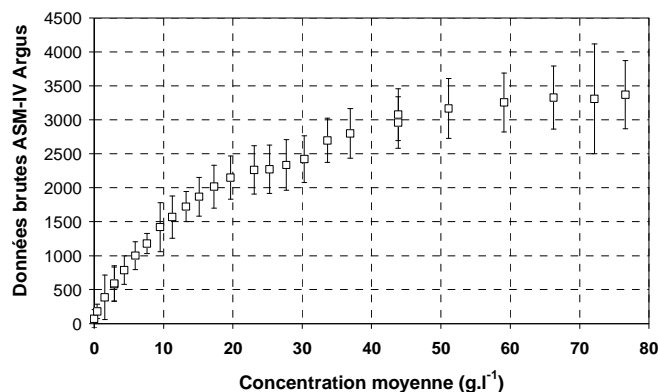


Figure 106 : Courbe d'étalonnage de l'ASM-IV Argus à partir de sédiments prélevés dans l'estuaire de la Gironde. Chaque capteur possédant sa propre courbe d'étalonnage, sont présentées ici pour une concentration donnée les valeurs moyennes des 144 capteurs.

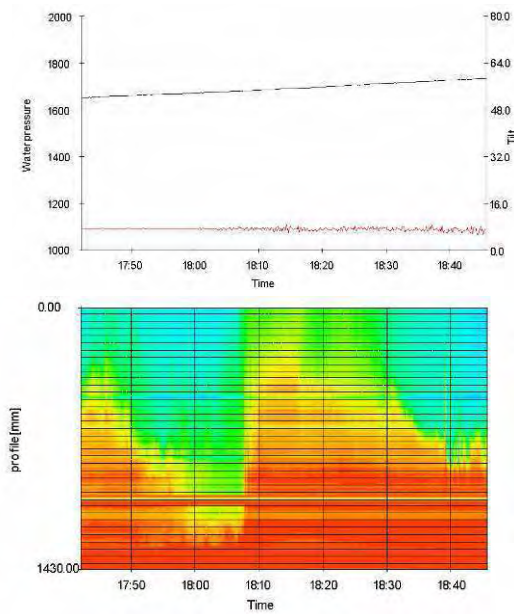


Figure 107 : Inclinaison de l'ASM-IV Argus, pression totale (mBar) et intensité du signal des 144 capteurs, le 08/11/2005, entre 17:42 et 18:46. Les ordonnées sont données en sens inverse, 0 étant la position du capteur le plus haut. Une densité de 100 % correspond à la donnée brute 4 095 et de 0 % à la donnée brute 0 (la relation entre concentration et donnée brute est proposée sur la Figure 106).

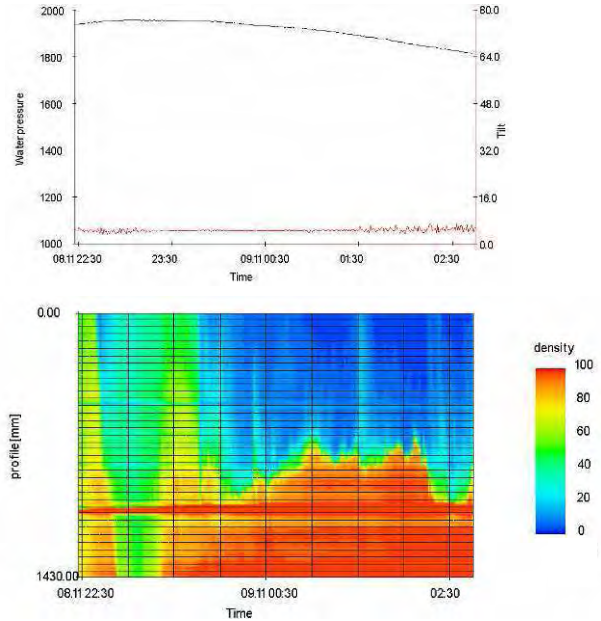


Figure 108 : Inclinaison de l'ASM-IV Argus, pression totale (mBar) et intensité du signal des 144 capteurs, entre le 08/11/2005 (22:27) et le 09/11/2005 (02:45). Les ordonnées sont données en sens inverse, 0 étant la position du capteur le plus haut. Une densité de 100 % correspond à la donnée brute 4 095 et de 0 % à la donnée brute 0 (la relation entre concentration et donnée brute est proposée sur la Figure 106).

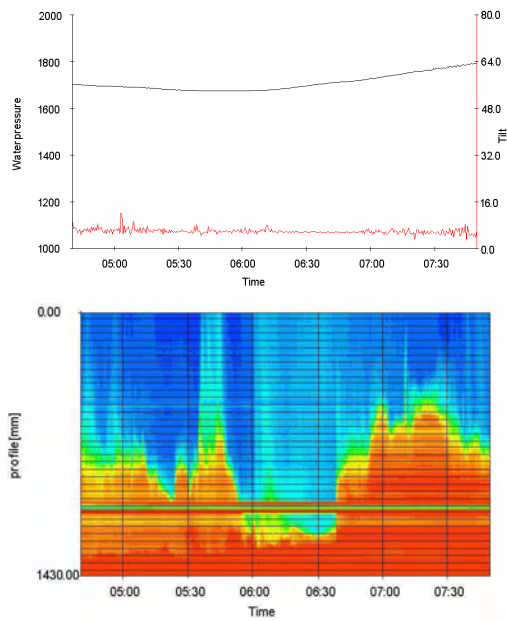


Figure 109 : Inclinaison de l'ASM-IV Argus, pression totale (mBar) et intensité du signal des 144 capteurs, le 09/11/2005, entre 04:40 et 07:49. Les ordonnées sont données en sens inverse, 0 étant la position du capteur le plus haut. Une densité de 100 % correspond à la donnée brute 4 095 et de 0 % à la donnée brute 0 (la relation entre concentration et donnée brute est proposée sur la Figure 106).

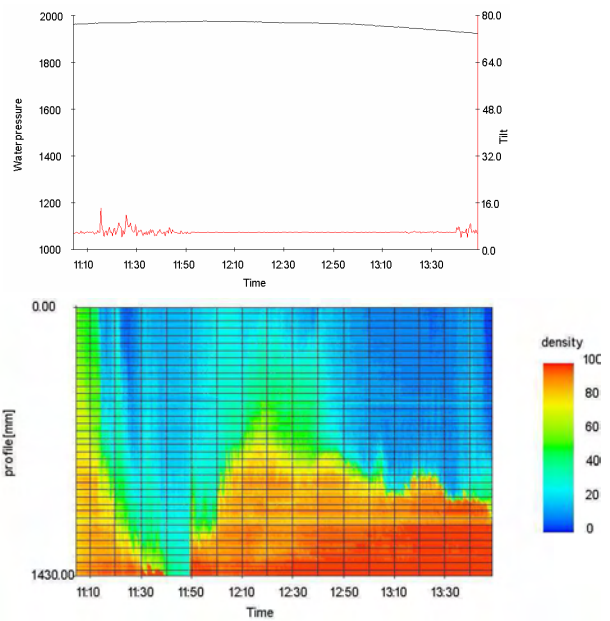


Figure 110 : Inclinaison de l'ASM-IV Argus, pression totale (mBar) et intensité du signal des 144 capteurs, le 09/11/2005, entre 11:04 et 13:49. Les ordonnées sont données en sens inverse, 0 étant la position du capteur le plus haut. Une densité de 100 % correspond à la donnée brute 4 095 et de 0 % à la donnée brute 0 (la relation entre concentration et donnée brute est proposée sur la Figure 106).

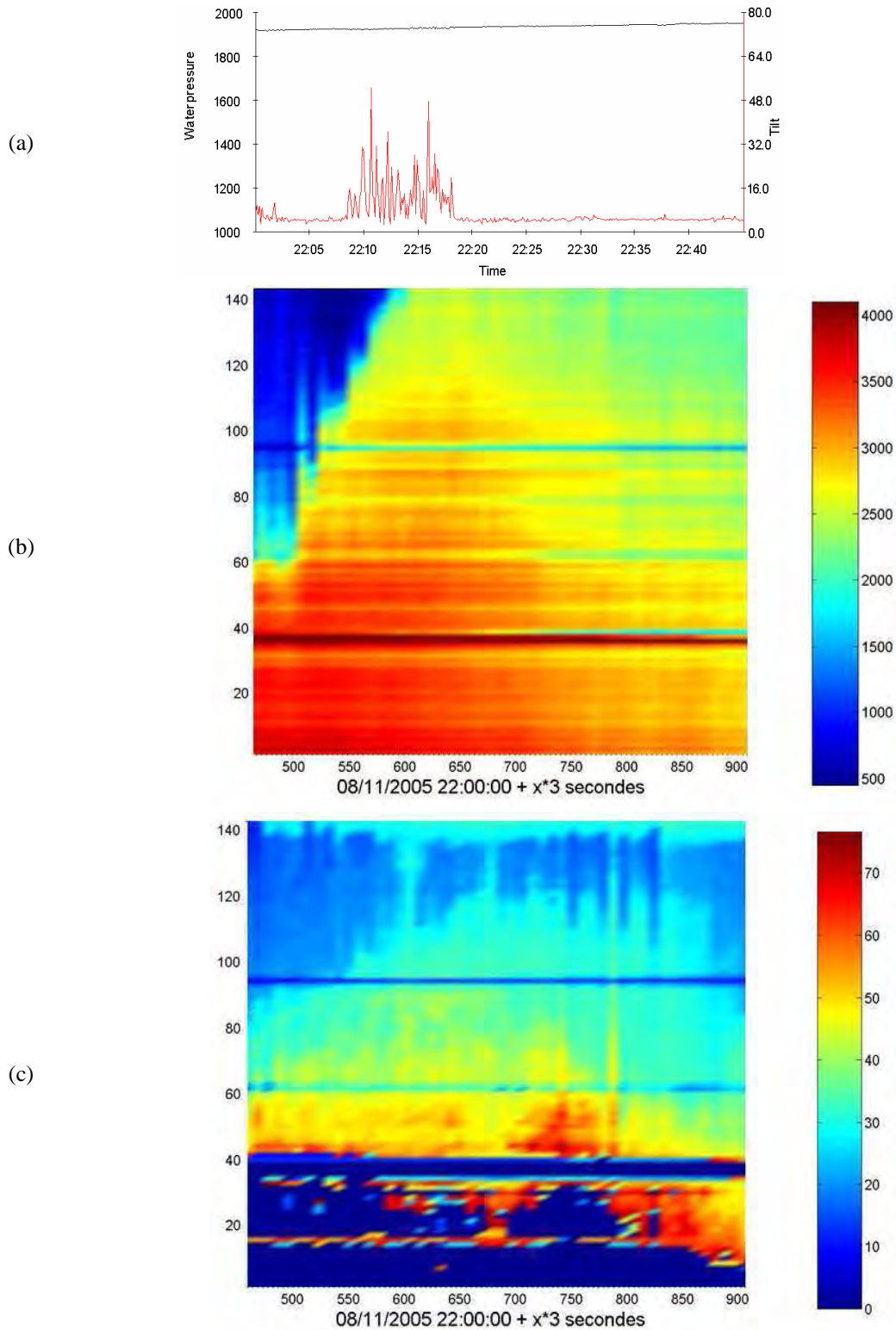


Figure 111 : Exemple de données post-traitées sur une acquisition réalisée le 08/11/2005 entre 22:00 et 22:45 ; (b) et (c) : l'axe des ordonnées correspond à la distance (cm) au capteur le plus bas ; Evolution au cours du temps (a) de la pression totale (mBar), (b) des valeurs brutes de la perche ASM-IV Argus (proportionnelles au signal électrique), et (c) des valeurs corrigées ($g.l^{-1}$) ; (c) : les zones en bleu foncé ($0 g.l^{-1}$) correspondent à des zones de concentrations supérieures à $80 g.l^{-1}$ (hors gamme d'étalonnage). Les ordonnées (cm) sont données en sens inverse, 0 étant la position du capteur le plus haut.

II.1.4.3.4. Mise en évidence de la couche néphéloïde et de la lutocline

Cela signifie que la majorité des profils enregistrés couvre une gamme de concentrations allant de la concentration maximum admissible (860 g.l^{-1}) à seulement quelques grammes par litre sur une hauteur totale de 144 cm. Sous l'hypothèse d'un continuum de sédiments fins au fond de l'estuaire, on peut supposer avec toute vraisemblance que la couche de sédiments à la concentration maximum est immobile. Le seul scénario envisageable pour que cette couche soit en mouvement est qu'elle se déplace en bloc sur une sous-couche visqueuse, ce qui est difficilement concevable dans le cas présent. Sur la *Figure 112*, les graphiques (a) et (b) renvoient à la période de stabilité décrite sur la *Figure 108*. Le graphique (a) représente probablement une phase de sédimentation puisqu'il a été mesuré alors que l'énergie dans l'estuaire est à son minimum (entre le flot et le jusant, hauteur d'eau maximum). Les graphiques (c) et (d) renvoient à la période de stabilité décrite sur la *Figure 107*. Le graphique (a) représente probablement un profil de sédiment résultant de l'énergie du système en début de flot. Sur les graphiques (b) et (d), on observe la présence de ce qui semble s'apparenter à une lutocline. Les résultats bibliographiques vont en ce sens. En effet, une lutocline est définie comme étant une couche mince située entre la couche néphéloïde (où l'eau est fortement concentrée en sédiments) et l'eau surnageante peu concentrée. C'est au sein de la lutocline que le gradient de concentration verticale est maximal (Wang, 2003). Dans la couche néphéloïde les concentrations en sédiments peuvent varier entre 10 et 200 g.l^{-1} (Faas, 1987 ; Gibbs et Konwar, 1986 ; Nittrouer et al., 1986 ; Wells et Roberts, 1981). De plus, la lutocline peut être très fine, de l'ordre de quelques centimètres et la couche néphéloïde peut mesurer jusqu'à 1 m d'épaisseur (Kirby et Parker, 1977).

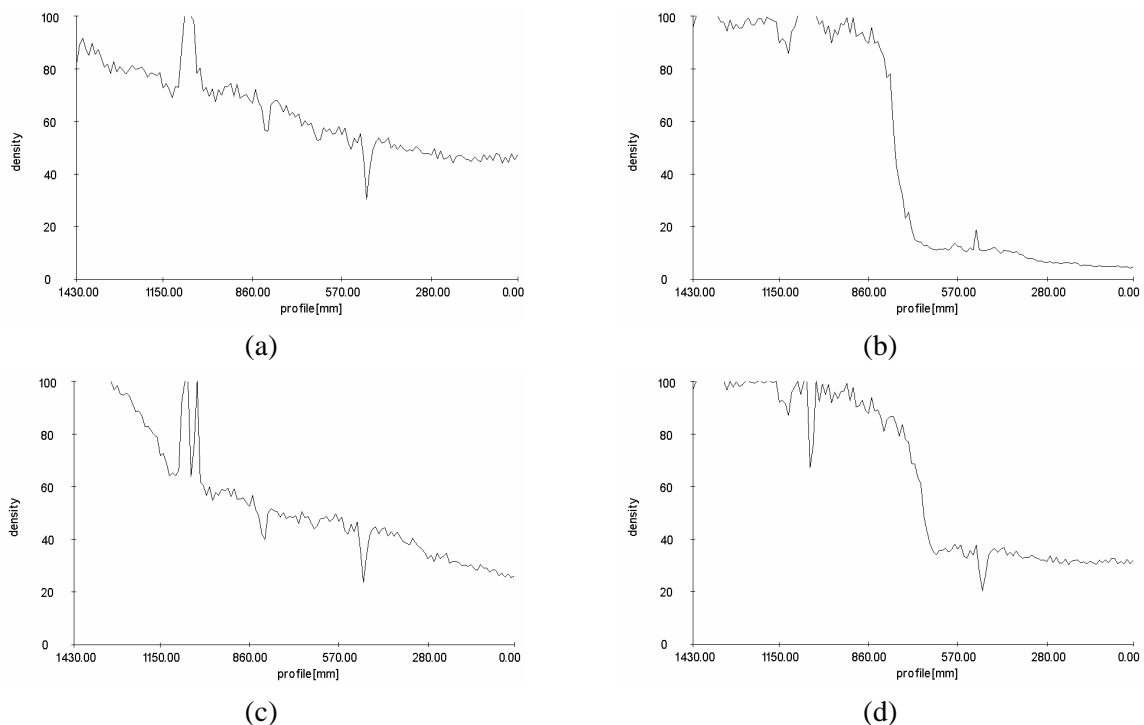


Figure 112 : Intensité du signal des 144 capteurs, (a) le 08/11/2005 à 23:22:06, (b) le 09/11/2005 à 01:11:48, (c) le 08/11/2005 à 18:04:00 et (d) le 08/11/2005 à 18:36:54. Les abscisses sont données en sens inverse, 0 étant la position du capteur le plus haut.

A noter que la présence d'une lutocline par exemple dans les écoulements hyperconcentrés du fleuve jaune sont évoqués par certains chercheurs (Maren, 2006). Ainsi, les processus observés dans cette partie ne sont pas limités au seul cas des estuaires, mais leur transposition aux rivières est envisageable.

II.1.4.3.5. Evidence d'un transport de fond laminaire

Les mesures semblent montrer l'existence d'une structure de type (de bas en haut) : sédiments stables-couche néphéloïde-lutocline-eau surnageante peu concentrée, plus ou moins stratifiée en fonction de l'énergie hydraulique présente dans l'estuaire. Dans le cas d'une telle structure, Geyer (1993) montre que l'effet de turbulence s'annule rapidement au sein de la couche néphéloïde. Tout laisse alors supposer l'existence d'un transport solide en écoulement laminaire sur une hauteur indéterminée au-dessus de la couche de sédiment stable, et ce, dans le respect du continuum du profil de vitesses. La discussion ne peut être close pour des raisons d'ordre métrologique. En effet, in situ, les vitesses d'écoulement ne peuvent être mesurées à l'heure actuelle lorsque les concentrations excèdent la centaine de grammes par litre (limite technologique des appareils de mesure). Le LEGI de Grenoble et le DGO de Bordeaux travaillent actuellement sur cette problématique.

Un scénario simple, basé sur le nombre de Reynolds, permet une première approche de la hauteur d'écoulement maximal pour laquelle l'hypothèse de laminarité, $Re = 2\,000$, est respectée. La *Figure 113* présente les résultats pour différentes valeurs de vitesse moyenne du fluide u_f . Les paramètres de modélisation du comportement rhéologique des géosuspensions de l'estuaire de la Gironde (chapitre II.2) sont pris en compte dans ce calcul. La définition du nombre de Reynolds est rappelée par l'Équation 48. ν_f , la viscosité cinématique du fluide, est définie par l'Équation 49, où ρ_f (masse volumique du fluide) est calculée suivant l'Équation 50.

$$Re = \frac{u_f h}{\nu_f} \quad \text{Équation 48}$$

$$\nu_f = \frac{\mu_f}{\rho_f} \quad \text{Équation 49}$$

$$\rho_f = \phi \cdot \rho_s + (1 - \phi) \cdot \rho_w \quad \text{Équation 50}$$

Ainsi, par exemple, pour des fractions volumiques solides comprises entre 450 g.l^{-1} ($\phi = 0.25$) et 630 g.l^{-1} ($\phi = 0.35$), une hauteur d'écoulement fluide de 0.5 m à 1 m permet de valider l'approche simple de laminarité basée sur le nombre de Reynolds, pour une vitesse d'écoulement moyenne de 0.1 m.s^{-1} .

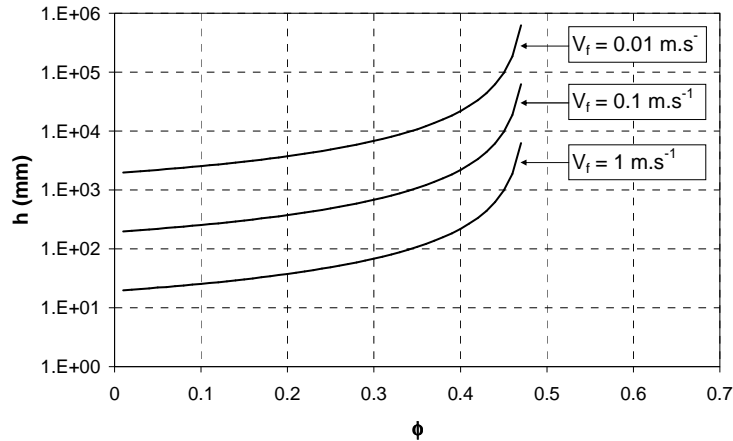


Figure 113 : Epaisseur h d'un fluide de fraction volumique moyenne ϕ (constitué de sédiments de l'estuaire de la Gironde) calculée pour $Re = 2\ 000$ (écoulement laminaire) et avec des vitesses moyennes d'écoulement u_f de $0.01\ m.s^{-1}$, $0.1\ m.s^{-1}$ et $1\ m.s^{-1}$.

II.1.5. SYNTHÈSE SUR LES MESURES DE PROFILS

Les modèles théoriques de profils de vitesse et de concentration ont été confrontés aux mesures in situ.

Pour des mesures de vitesses (inférieures à $1\ m.s^{-1}$) sur des hauteurs d'eau associées à un flux de référence variant d'un facteur 7, le profil logarithmique permet de décrire la répartition des données expérimentales, depuis les quelques centimètres situés au-dessus d'une interface eau-sédiments bien définie, jusqu'à la surface libre. À partir des profils de vitesse modélisés, les contraintes de cisaillement de fond estimées sont comprises entre $0.001\ N.m^{-2}$ et $10\ N.m^{-2}$.

Pour des mesures de concentration (inférieures à $500\ mg.l^{-1}$ pour $z = 0.65\ h$) sur des hauteurs d'eau associées à un flux de référence variant d'un facteur 12, le profil théorique de Rouse ne permet pas systématiquement de décrire la répartition des données expérimentales sur la hauteur totale de la lame d'eau (en particulier lorsque l'on détermine la distribution des concentrations à la résolution du centimètre dans les 10 à 20 % de la hauteur d'eau proches du fond de la rivière). Le profil de Rouse a la particularité de faire intervenir dans son expression la vitesse de cisaillement de fond (donc la contrainte de cisaillement de fond et indirectement le profil de vitesse) alors qu'aucune hypothèse sur la capacité de transport n'est formulée. La relation, sur la hauteur d'eau d'une section d'écoulement, entre un profil de sédiments en suspension intégrateur de la physique en amont de la section et un cisaillement de fond qui n'est représentatif que de la capacité à mobiliser les sédiments au niveau de la section, n'a de sens qu'à partir du moment où l'on considère un système homogène et un linéaire de rivière suffisamment long pour atteindre un état d'équilibre. Or, les fortes hétérogénéités du milieu naturel ne favorisent pas l'établissement d'un tel état d'équilibre.

L'importance dans les bilans de masse de la prise en compte des flux proches du fond ou induits par la mise en mouvement du fond, a été mise en évidence par la mesure in situ.

En introduction, nous évoquons la nécessité de prendre en compte dans les équations bilans un transport de fond lié à des événements hydrauliques extrêmes. Les résultats présentés dans ce chapitre

mettent également en évidence un transport de fond en régime d'étiage (ou fortement concentré près du fond, tout dépend de la définition des frontières) : 35 % du flux total peut être localisé dans les 15 % de hauteur d'eau proche du substratum. Les conséquences peuvent être non négligeables dans la détermination des bilans de masse à long terme. D'autre part, alors qu'un flux d'eau important favorise l'homogénéisation des suspensions (également homogènes) sur la hauteur d'eau, des flux d'eau plus faibles sont associés à un gradient de concentration. Alors, suivant la méthodologie utilisée pour la détermination de la concentration moyenne au sein d'une lame d'eau, l'erreur sur le flux de sédiments peut être de 50 %. On peut voir dans cette observation une explication à certains seuils mis en évidence dans la section I (lorsque le seuil est associé à un régime d'étiage).

En présence de vitesses d'écoulement dans la lame d'eau supérieures au mètre par seconde, et dans le cas d'un milieu homogène en sédiments fins, nous avons également mis en évidence la localisation de la frontière BC de la *Figure 2* (présentée en introduction générale), ainsi que son évolution au cours du temps, par la mesure haute fréquence du gradient de concentration instantané (données originales). Nous avons également montré qu'une sous-couche de transport laminaire ne pouvait qu'être envisagée au sein d'un transport de fond de concentration supérieure à 200 g.l⁻¹ et en présence d'un milieu homogène constitué de sédiments fins.

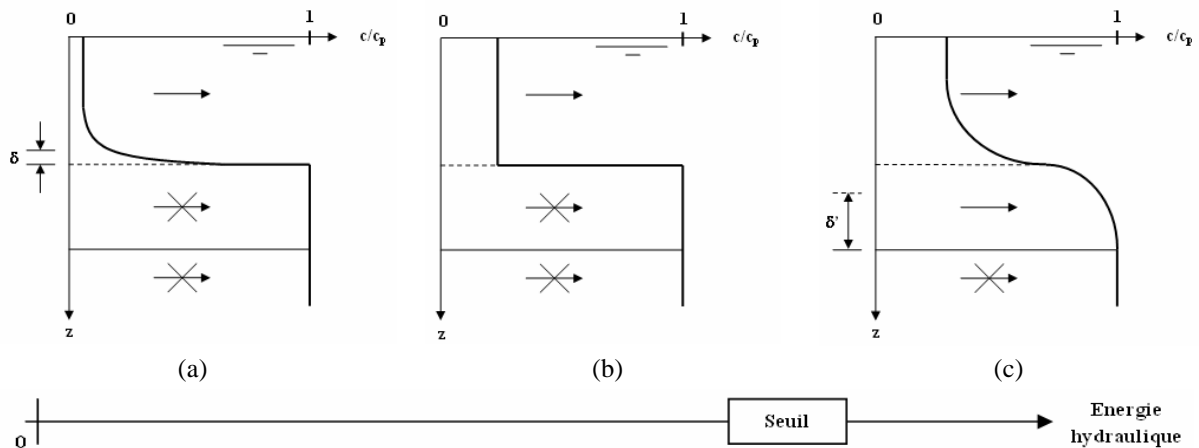


Figure 114 : Schématisation de l'évolution du profil de concentration avec l'énergie hydraulique et localisation de l'interface entre sédiments mobiles et immobiles. La concentration c est donnée en fraction volumique solide (c_p est la concentration maximum), et δ et δ' les épaisseurs d'écoulements laminaires.

A partir des mesures in situ présentées dans ce chapitre, une proposition de schéma d'évolution du profil de concentration en sédiments en fonction de l'énergie hydraulique peut être formulée, *Figure 114*. δ et δ' sont les lieux d'expression d'un régime laminaire. δ est l'épaisseur de la sous-couche laminaire dans le cas d'un écoulement faiblement concentré (l'eau pure par hypothèse) sur un fond lisse (ou peu rugueux). Elle traduit une condition d'adhérence à la paroi. δ' est l'épaisseur d'un écoulement laminaire, établi par la présence de sédiments en concentration élevée (telle qu'ils modifient par exemple la viscosité apparente du fluide). Entre les stades (b) et (c) de la *Figure 114*, il existe un seuil d'énergie qui provoque la mobilisation du matériau (le matériau peut être consolidé ou non selon son histoire).

Enfin, les mesures présentées dans ce chapitre initient un travail expérimental de long terme, lourd à mettre en œuvre et dépendant d'un aléa climatique. Une base de données des paramètres hydro-sédimentaires du bassin versant de la Vilaine a été créée. Les mesures doivent être reproduites et cibler

des régimes d'écoulement plus forts. A noter également que la prise en main d'un ADV Nortek a été réalisée dans le cadre de ces travaux de thèse, avec entre autres le suivi de la composante verticale fluctuante des vitesses en laboratoire et in situ. Mais, les degrés de liberté non maîtrisés dans l'utilisation de cet appareil de mesure étaient encore trop nombreux pour présenter les résultats dans le cadre de ce mémoire. L'objectif à long terme est la mesure haute fréquence de $w'(z)$ pour déterminer la contrainte de cisaillement turbulente à l'interface eau-sédiments (avec, en parallèle, des mesures synchrones de turbidité acquises par des turbidimètres Obs3+ de haute fréquence d'échantillonnage).

II.2

Mesure et modélisation des propriétés rhéologiques des sédiments

Lorsque la présence des sédiments au sein de la lame d'eau modifie les propriétés d'écoulement, alors les hypothèses d'établissement des profils de vitesse et de concentration, dans l'approche hydrodynamique classique, ne sont plus vérifiées. Il est de ce fait nécessaire d'appréhender le problème du transport des sédiments par une approche plus générale. En ce sens, la rhéologie permet la caractérisation de tout matériau susceptible de s'écouler (on considère que le mélange d'eau et de sédiments, aux fortes concentrations, constitue un matériau homogène à part entière). Actuellement, les outils industriels permettent la caractérisation rhéologique d'un fluide constitué d'eau et de sédiments sous deux hypothèses fortes (liées au protocole expérimental) : un écoulement laminaire et des tailles de particules maximales de type limon et argile (au sens granulométrique), pour donner un ordre de grandeur. Par conséquent, l'approche rhéologique permet la caractérisation des écoulements constitués de particules fines dans les zones définies par δ et δ' sur la figure de la synthèse du chapitre II.1.

Un fond de rivière formé d'éléments fins n'est pas représentatif de la Vilaine. En revanche, si l'on prend l'exemple du fleuve Jaune incisant un matériau de type loess (*Figure 115*), les conditions expérimentales sont réunies pour aller jusqu'à proposer un modèle d'écoulement en régime laminaire à partir des paramètres rhéologiques du fluide (objet du chapitre II.5). Ce modèle d'écoulement permet alors la caractérisation des flux de sédiments via la formulation d'hypothèses sur la forme du profil de vitesses (que l'on ne sait pas, à ce jour, mesurer in situ lorsque la concentration en sédiments est supérieure à environ 100 g.l^{-1}).



Figure 115 : Fleuve Jaune incisant un plateau de Loess (Maren, 2006).

L'objectif de ce chapitre est de modéliser le comportement rhéologique des suspensions concentrées par les deux variables que sont la contrainte de cisaillement critique τ_c (N.m^{-2}) (autrement nommée seuil de cisaillement, contrainte limite de frottement ou seuil d'écoulement) et la viscosité dynamique apparente μ_f (N.s.m^{-2}). La première correspond à un seuil énergétique de mobilisation de

la matière : on distingue la matière consolidée (mesures in situ sur le fond de la rivière) de la matière non consolidée (suspensions reformées en laboratoire). La seconde intervient dans les propriétés d'écoulement (et donc du transport des sédiments sous l'hypothèse d'un fluide homogène).

Ce chapitre est composé de trois parties. La première partie propose un rappel théorique sur la manière dont la contrainte de cisaillement critique et la viscosité dynamique apparente interviennent dans la définition de la loi de comportement d'un fluide équivalent et les équations régissant son écoulement. La seconde partie présente les résultats de la modélisation de la contrainte de cisaillement critique et de la viscosité dynamique apparente d'une suspension concentrée en fonction de la concentration en particules et du taux de cisaillement. Deux suspensions différentes (issues de deux milieux environnementaux différents) sont étudiées : l'une est formée à partir de sédiments prélevés au sein de la lame d'eau de la Vilaine (essentiellement de la matière organique détritique) et l'autre à partir de sédiments prélevés sur le fond, dans l'estuaire de la Gironde (essentiellement des argiles). Cette étude comparative permet de mettre en évidence des réponses différentes à une même sollicitation. Une approche moyenne, généralisable à toute suspension naturelle, est-elle envisageable ? Enfin, la troisième partie de ce chapitre concerne la mesure in situ de la contrainte de cisaillement critique de sédiments consolidés (sur un banc de vase dénoyé lors de la mise à courre d'un bief de la Vilaine).

II.2.1. LOIS DE COMPORTEMENT ET EQUATIONS D'ECOULEMENT

Les développements théoriques proposés dans cette partie sont notamment issus des notes de cours de Monnet et Coussot (non édités), et de Coussot (1997). Le lecteur au fait de la rhéologie peut passer directement à la seconde partie de ce chapitre.

II.2.1.1. Interactions interparticulaires

Les sédiments sont constitués d'un mélange de particules solides de différentes tailles dans un fluide, et par conséquent définissent une suspension au sens physique du terme. On parle dans ce cas d'une géosuspension étant donné que les particules solides sont d'origine naturelle (à opposer aux particules à usage industriel). Pour une géosuspension faiblement concentrée en mouvement, les forces hydrodynamiques prédominent sur les forces interparticulaires et c'est alors le fluide porteur qui tend à imposer son comportement. Mais, lorsque la géosuspension devient fortement concentrée, les forces interparticulaires prédominent. La géosuspension peut alors être considérée comme un mélange homogène "fluide-particules solides", appelé fluide équivalent. Ce fluide équivalent est alors qualifié par une loi de comportement dont les paramètres, autrement nommés caractéristiques rhéologiques, sont dans le cas général des fonctions de la concentration en particules solides (indirectement liée aux interactions des grains, à leur forme, à la sensibilité, à la pression). Alors que la discrétisation du comportement de chacune des particules n'est plus envisageable dans une suspension concentrée, l'approche rhéologique (qui est une approche globale) permet de décrire les conséquences de la présence des particules dans un fluide par un nombre restreint de variables physiques.

Au sein d'une géosuspension, les particules interagissent entre elles. Lorsque la fraction granulaire inférieure à 1 μm est minoritaire, tel que c'est le cas pour les sédiments en suspension prélevés dans la Vilaine ou dans l'estuaire de la Gironde, *Figure 118* et *Figure 119*, les interactions interparticulaires

sont de type force d'inertie, force de gravité, ou encore force de contact. Lorsque ce n'est pas le cas, se joignent à elles des interactions de type colloïdales et des mouvements browniens.

Pour une géosuspension concentrée en mouvement, les forces de contacts interparticulaires sont de différentes natures en fonction de la vitesse de cisaillement qui lui est appliquée. Pour des faibles vitesses de cisaillement, il s'agit de contacts frictionnels : frottements entre deux particules solides. Pour des vitesses de cisaillement élevées, il s'agit de contacts collisionnels : contacts brefs entre deux particules solides. Enfin, pour des vitesses de cisaillement intermédiaires, il s'agit de contacts lubrifiés : contacts indirects entre deux particules via un fluide interstitiel. Les frontières de vitesses de cisaillement sont décrites par des nombres adimensionnels (Coussot et Ancey, 1999).

Pour une géosuspension faiblement concentrée en mouvement, les forces hydrodynamiques prédominent sur les forces interparticulaires et c'est alors le fluide porteur qui tend à imposer sa rhéologie. Le fluide porteur n'est alors pas nécessairement de l'eau claire mais peut être constitué d'un mélange d'eau claire et de particules fines dont les temps caractéristiques de sédimentation sont supérieurs de plusieurs ordres de grandeurs aux temps caractéristiques des processus étudiés par le biais de l'approche rhéologique.

II.2.1.2. Equations générales d'un fluide en mouvement

Dans l'équation générale d'un fluide en mouvement, *Équation 51*, le champ vectoriel des vitesses \vec{U} , la masse volumique ρ et les forces volumiques \vec{f} agissant à distance sur un domaine fluide isolé sont des paramètres physiques mesurables. $\overline{\overline{T}}$ est le tenseur des contraintes.

$$\rho \frac{\partial \vec{U}}{\partial t} + \rho \overline{\overline{\text{grad} \vec{U}}} \cdot \vec{U} = \vec{f} + \overline{\overline{\text{div} T}} \tag{Équation 51}$$

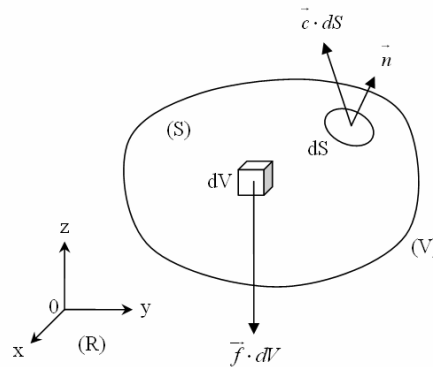


Figure 116 : Élément d'un fluide en mouvement, où \vec{f} ($N \cdot m^{-3}$) représente les forces volumiques agissant à distance en tout élément volumique dV du domaine fluide (V) et \vec{c} ($N \cdot m^{-2}$) représente les forces surfaciques de contact exercées par le fluide extérieur sur un élément surfacique dS constituant la frontière (S) du domaine fluide (V). $\vec{c} = \overline{\overline{T}} \cdot \vec{n}$, où $\overline{\overline{T}}$ est le tenseur symétrique des contraintes et \vec{n} la normale extérieure à l'élément de surface dS .

En revanche, les contraintes normales et tangentielles ne peuvent être directement mesurées. Il est donc nécessaire de les exprimer en fonction de grandeurs mesurables, tel que le champ des vitesses \vec{U} .

Cela se fait via la détermination du tenseur des taux de déformations $\overline{\overline{D}}$, Équation 52 (en coordonnées cartésiennes).

$$\overline{\overline{D}} = \begin{bmatrix} \dot{\gamma}_{xx} & \dot{\gamma}_{xy} & \dot{\gamma}_{xz} \\ \dot{\gamma}_{xy} & \dot{\gamma}_{yy} & \dot{\gamma}_{yz} \\ \dot{\gamma}_{xz} & \dot{\gamma}_{yz} & \dot{\gamma}_{zz} \end{bmatrix} \quad \text{Équation 52}$$

$\dot{\gamma}_{xx}$, $\dot{\gamma}_{yy}$ et $\dot{\gamma}_{zz}$ (s^{-1}) sont les vitesses d'élongation dans les directions x , y et z , et $\dot{\gamma}_{xy}$, $\dot{\gamma}_{xz}$ et $\dot{\gamma}_{yz}$ (s^{-1}) sont les vitesses de cisaillement respectivement dans les plans $dx.dy$, $dx.dz$ et $dy.dz$ du repère (R), Figure 116. Leur expression est donnée par l'Équation 53.

$$\left| \begin{array}{l} \dot{\gamma}_{xx} = \frac{\partial U_x}{\partial x}, \dot{\gamma}_{yy} = \frac{\partial U_y}{\partial y} \text{ et } \dot{\gamma}_{zz} = \frac{\partial U_z}{\partial z} \\ \dot{\gamma}_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_y}{\partial x} + \frac{\partial U_x}{\partial y} \right), \dot{\gamma}_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_x}{\partial z} + \frac{\partial U_z}{\partial x} \right) \text{ et } \dot{\gamma}_{yz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_z}{\partial y} + \frac{\partial U_y}{\partial z} \right) \end{array} \right. \quad \text{Équation 53}$$

Le tenseur des contraintes $\overline{\overline{T}}$ est relié au tenseur des taux de déformation $\overline{\overline{D}}$ par l'expression d'une viscosité dynamique apparente, dont le comportement en fonction des vitesses de déformation définit le comportement du fluide. On distingue ainsi des fluides purement visqueux (en absence de seuil de cisaillement critique) et des fluides viscoplastiques (en présence d'un seuil de cisaillement critique).

II.2.1.3. Loi de comportement d'un fluide

II.2.1.3.1. Fluides purement visqueux

Dans le cas des fluides purement visqueux, il n'existe pas de seuil de mise en mouvement. Un fluide purement visqueux est dit rhéoépaississant lorsque sa viscosité dynamique apparente augmente avec la contrainte de cisaillement, rhéofluidifiant lorsque sa viscosité dynamique apparente diminue avec la contrainte de cisaillement, et newtonien lorsque la contrainte de cisaillement est proportionnelle au gradient de vitesse, Figure 117. C'est le cas de l'eau pure, par exemple. La loi de comportement mécanique qui caractérise un fluide newtonien est décrite par l'Équation 54, où μ_f ($N.s.m^{-2}$) et η ($N.s.m^{-2}$) sont des coefficients de viscosité (vérifiant l'Équation 55). μ_f est généralement appelé viscosité dynamique apparente du fluide. Dans l'Équation 55, K est le coefficient de viscosité volumique. L'Équation 54 met en évidence deux termes : $-p\overline{\overline{I}}$ qui est une contribution isotrope due à la pression du fluide et $\overline{\overline{\tau}}$, le déviateur des contraintes, qui est une contribution anisotrope (c'est-à-dire qu'elle est nulle pour un fluide au repos).

$$\overline{\overline{T}} = -p\overline{\overline{I}} + \overline{\overline{\tau}} \text{ avec } \overline{\overline{\tau}} = \eta(\text{div}\overline{\overline{U}})\overline{\overline{I}} + 2\mu_f\overline{\overline{D}} \quad \text{Équation 54}$$

$$K = \frac{1}{3}(3\eta + 2\mu_f)$$

Équation 55

La définition d'un fluide newtonien implique que dans un écoulement de cisaillement simple, les seules contraintes créées par l'écoulement sont des contraintes de cisaillement, que la viscosité dynamique apparente est indépendante de la vitesse de cisaillement et du temps, et que les contraintes s'annulent immédiatement lorsque l'écoulement est arrêté.

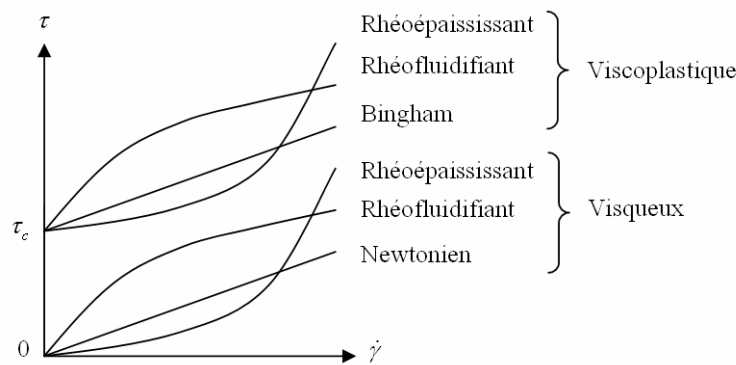


Figure 117 : Représentation graphique des comportements rhéologiques de différents types de fluides visqueux.

II.2.1.3.2. Fluides visco-plastiques

Au repos, les fluides visco-plastiques possèdent une structure rigide composée de particules floculées. La valeur de la contrainte de cisaillement qui apporte au matériau l'énergie nécessaire pour vaincre les forces de cohésion internes et provoquer l'écoulement est appelée contrainte de cisaillement critique τ_c , ou seuil d'écoulement.

II.2.1.3.3. Modélisation empirique

La forme générale de l'équation de comportement des fluides visco-plastiques (et donc du cas particulier des fluides purement visqueux) est connue sous le nom d'équation de Herschel-Bulkley, *Équation 56* (la loi exprimée ici est monodimensionnelle). Dans cette relation empirique, n est un exposant qui varie suivant le matériau. On distingue les fluides de Bingham ($n = 1$), les viscoplastiques rhéofluidifiants ($n < 1$) et les viscoplastiques rhéoépaississants ($n > 1$).

$$\tau = \tau_c + \mu_f \dot{\gamma}^n$$

Équation 56

Le modèle d'Herschel-Bulkley, sous l'hypothèse d'un cisaillement simple (régime laminaire), permet de décrire le comportement rhéologique de la plupart des fluides, c'est pourquoi nous le présentons ici. Nous verrons, dans la deuxième partie, qu'il permet également de décrire de manière satisfaisante le comportement expérimental des géosuspensions étudiées. Cette relation expérimentale (à seuil) est importante car elle va permettre, combinée à l'*Équation 51*, de modéliser l'écoulement d'un fluide particulier.

II.2.1.4. Equations d'écoulement de fluides particuliers

II.2.1.4.1. Fluide newtonien

L'équation d'écoulement d'un fluide newtonien est aussi connue sous le nom d'équation de Navier-Stokes, *Équation 57*. Elle est obtenue en injectant la loi de comportement d'un fluide newtonien, *Équation 54*, dans l'équation générale du mouvement d'un fluide, *Équation 51*. Une simplification est généralement envisagée, *Équation 60*, sous les hypothèses suivantes, *Équation 58* : le fluide est incompressible (hypothèse 1), ou en d'autres termes le premier invariant du tenseur des taux de déformation est nul, *Équation 59* ; la viscosité dynamique apparente μ_f est une constante (hypothèse 2, autrement connue sous le nom d'hypothèse de Stokes).

$$\rho \frac{\partial \bar{U}}{\partial t} + \rho \overline{\text{grad} \bar{U} \cdot \bar{U}} = \bar{f} + \text{div} \left[-\bar{p} \bar{I} + \eta (\text{div} \bar{U}) \bar{I} + 2\mu_f \bar{D} \right] \quad \text{Équation 57}$$

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{\partial \bar{U}}{\partial t} = \bar{f} - \overline{\text{grad} p} + \underbrace{(\eta + \mu_f) \overline{\text{grad} (\text{div} \bar{U})}}_{\text{(hypothèse 1)}} - \rho \overline{\text{grad} \bar{U} \cdot \bar{U}} + \mu_f \Delta \bar{U} \\ + \underbrace{2 \bar{D} \cdot \overline{\text{grad} \mu_f}}_{\text{(hypothèse 2)}} + \underbrace{(\text{div} \bar{U}) \overline{\text{grad} \eta}}_{\text{(hypothèses 1 et 2)}} \end{aligned} \right\} \quad \text{Équation 58}$$

$$D_I = \text{trace} \bar{D} = \dot{\gamma}_{xx} + \dot{\gamma}_{yy} + \dot{\gamma}_{zz} = \text{div} \bar{U} = 0 \quad \text{Équation 59}$$

$$\rho \frac{\partial \bar{U}}{\partial t} = \bar{f} - \overline{\text{grad} p} - \rho \overline{\text{grad} \bar{U} \cdot \bar{U}} + \mu_f \Delta \bar{U} \quad \text{Équation 60}$$

II.2.1.4.2. Fluide de Bingham

L'équation d'écoulement d'un fluide de Bingham, *Équation 61*, est obtenue en injectant la loi de comportement d'un fluide de Bingham, *Équation 56* avec $n = 1$, dans l'équation générale du mouvement, *Équation 51*.

$$\left. \begin{aligned} \frac{\bar{T} \bar{T}}{2} \geq \tau_c : \rho \frac{\partial \bar{U}}{\partial t} = \bar{f} - \overline{\text{grad} p} - \rho \overline{\text{grad} \bar{U} \cdot \bar{U}} + 2 \left(\mu_f + \frac{\tau_c}{\sqrt{2 \text{trace}(\bar{D}^2)}} \right) \overline{\text{div} \bar{D}} \\ + 2 \bar{D} \overline{\text{grad} \left(\frac{\tau_c}{\sqrt{2 \text{trace}(\bar{D}^2)}} \right)} \end{aligned} \right\} \quad \text{Équation 61}$$

$$\frac{\bar{T} \bar{T}}{2} \leq \tau_c : \text{Pas d'écoulement}$$

II.2.2. MODELISATION DU COMPORTEMENT RHEOLOGIQUE DES SEDIMENTS NON CONSOLIDES DE LA VILAINE ET DE L'ESTUAIRE DE LA GIRONDE

II.2.2.1. Identification des variables dominantes

II.2.2.1.1. Fraction volumique solide

Jusqu'à présent, dans ce chapitre, les variables de définition de la loi de comportement d'un fluide : viscosité dynamique apparente et contrainte de cisaillement critique sont considérées comme constantes. Or, les origines mécaniques et physico-chimiques de ces grandeurs impliquent qu'elles soient fonction de la phase solide : taille des particules solides, concentration et étendue granulométrique, entre autres, ce qui est vérifié expérimentalement (Coussot et Ancey, 1999 ; Legrand, 1971 ; Mooney, 1951 ; Quemada, 1997). La principale variable d'expression des variations de la viscosité dynamique apparente et de la contrainte de cisaillement critique, est la fraction volumique solide, *Équation 62*. Cette variable adimensionnée est définie comme étant le rapport du volume occupé par la phase solide, V_s , au volume total du mélange ($V_s + V_f$, avec V_f le volume occupé par le fluide porteur). La notion de fraction volumique solide est toutefois à considérer avec précaution dans le cas de feuillets argileux qui gonflent au contact d'un élément liquide. Le passage de la fraction volumique solide à la concentration C_s est donné par l'*Équation 63*, où ρ_s est la masse volumique du matériau.

$$\phi = \frac{V_s}{V_s + V_f} \quad \text{Équation 62}$$

$$C_s = \rho_s \cdot \phi \quad \text{Équation 63}$$

Une modélisation répandue de la viscosité dynamique apparente (autrement nommée viscosité plastique ou viscosité de Bingham) est celle proposée par Krieger-Dougherty à partir des travaux de Mooney (1951), *Équation 64*. Dans ce modèle, μ_0 (N.s.m⁻²) est la viscosité dynamique du fluide porteur, η la viscosité intrinsèque (qui n'a d'intrinsèque que son nom) et ϕ_p la fraction volumique solide "packing". ϕ_p est calculé pour un empilement maximum de particules solides dans le volume total de fluide équivalent et peut être calculé théoriquement si l'on suppose connue la forme des particules (rigides par hypothèse). En présence de sphères monodispersées, l'empilement maximum correspond à l'arrangement cubique faces centrées (Toutou, 2002), soit $\phi_p = 0.74$. L'expérience (Struble et Guo-Kuang Sun, 1977) donne plutôt des valeurs proches de l'arrangement aléatoire, soit $\phi_p = 0.637$.

$$\mu_f = \mu_0 \left(1 - \frac{\phi}{\phi_p} \right)^{-\eta\phi_p} \quad \text{Équation 64}$$

Lorsque, dans l'*Équation 64*, le produit $\eta\phi_p = 2$, on parle alors de modèle de Quemada. Ce modèle est notamment bien adapté dans le cas de liants organiques (Decroix, 1999).

Pour des fractions volumiques solides suffisamment élevées, l'évolution de la contrainte de cisaillement critique selon la concentration de la suspension peut être modélisée par une exponentielle (Coussot et Piau, 1994 ; Coussot, 1995), *Équation 65* avec α et β des paramètres de calage expérimentaux. Ce modèle est particulièrement efficace en présence d'argiles dans le fluide équivalent (Major et Pierson, 1992 ; O'Brien et Julien, 1988 ; Speers et al., 1988).

$$\tau_c = \alpha \exp(\beta\phi) \quad \text{Équation 65}$$

Ces deux modèles empiriques permettent de décrire de manière satisfaisante le comportement (en fonction de la fraction volumique solide) de la viscosité apparente et de la contrainte de cisaillement critique de la plupart des matériaux, dont les géosuspensions que nous avons étudié. Ainsi, l'*Équation 56* peut être définie quelle que soit la fraction volumique solide considérée, et cela est important dans le sens où nous avons observé in situ des gradients de concentration dans les écoulements concentrés au fond de l'estuaire de la Gironde, par exemple.

II.2.2.1.2. Granulométrie

Jusqu'à présent, nous avons considéré des matériaux de granulométrie homogène. Et, sous cette hypothèse, nous avons proposé des modèles rhéologiques classiques définis par l'*Équation 64* et l'*Équation 65*, avec la variable ϕ . Mais, la rhéologie des géosuspensions étant le résultant des interactions interparticulaires, on est en mesure de se demander s'il n'existe pas dans l'étendue granulométrique des géosuspensions, une classe granulaire particulière qui contrôle la variable ϕ dans la modélisation de la contrainte de cisaillement critique et de la viscosité dynamique apparente. Pour cela, nous avons procédé à la décomposition de la fraction solide des géosuspensions en différentes étendues granulaires en conservant systématiquement les fractions les plus fines.

Ce travail a fait l'objet d'une communication orale lors du 41^{ème} colloque du Groupe Français de Rhéologie (Cherbourg, France, 2006) et est présenté sous la forme de l'acte du congrès en Annexe A.1.

Les résultats montrent que la viscosité dynamique est peu influencée par le retrait successif des classes granulaires supérieures à 80 μm , et serait de ce fait gouvernée par la classe granulométrique 0-80 μm . Les résultats montrent également qu'à fraction volumique équivalente, les suspensions formées à partir des classes granulométriques les plus fines présentent les seuils de cisaillement les plus importants.

II.2.2.2. Nature des géosuspensions

II.2.2.2.1. Origine

Les géosuspensions sont formées en laboratoire en mélangeant une masse de matière sèche lyophilisée avec un volume d'eau du robinet. Les matières sèches lyophilisées ont deux origines différentes : la Vilaine et l'estuaire de la Gironde. Dans le premier cas, il s'agit d'un mélange homogène de sédiments prélevés en suspension dans la Vilaine, en différents endroits entre Rennes et Guipry, et pendant

différents pas de temps (entre le 01/03/2005 et le 31/01/2006). Dans le second cas, il s'agit de sédiments prélevés sur le fond de l'estuaire de la Gironde en novembre 2005.

Le fait de travailler à partir d'un matériau lyophilisé induit une erreur intrinsèque à la méthode expérimentale de détermination, entre autres, des seuils de cisaillement. Cependant, la reconstitution de géosuspensions à partir de matière sèche est incontournable dans la modélisation des différents paramètres en fonction de la fraction volumique solide (qui est la variable contrôlée). Cependant, cette seconde partie du chapitre II.2 s'intéressant à la matière non consolidée, le biais introduit est plus faible que si l'on s'intéressait aux seuils de cisaillement d'un sédiment consolidé, fonction de son histoire et par exemple du taux de développement de matière organique. En ce sens, les mesures réalisées dans la troisième partie de ce chapitre, le sont in situ.

II.2.2.2.2. Propriétés physiques

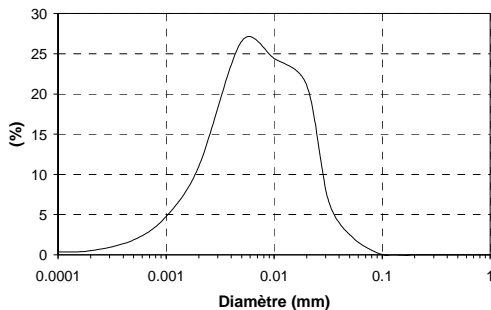


Figure 118 : Granulométrie moyenne des sédiments de la Vilaine (à partir de 37 échantillons) ($d_{25} = 2.6 \mu\text{m}$; $d_{50} = 5.7 \mu\text{m}$; $d_{75} = 11.7 \mu\text{m}$).

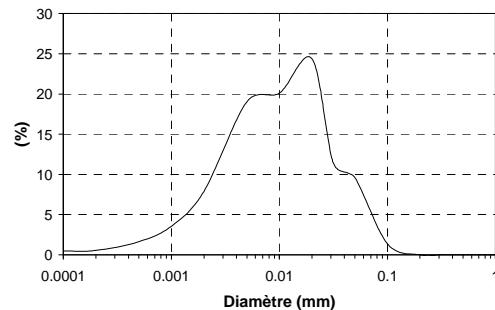


Figure 119 : Granulométrie des sédiments de l'estuaire de la Gironde ($d_{25} = 3.6 \mu\text{m}$; $d_{50} = 9.0 \mu\text{m}$; $d_{75} = 18.4 \mu\text{m}$).

Les sédiments de la Vilaine sont constitués de particules de diamètre maximum inférieur à 0.1 mm, *Figure 118*. 7.5 % des particules ont un diamètre inférieur à 1 μm et le diamètre moyen d_{50} est de 5.7 μm . Les sédiments de la Gironde sont également constitués de particules très pauvrement triées, avec un diamètre maximum inférieur à 0.1 mm, *Figure 119*. 6.2 % des particules ont un diamètre inférieur à 1 μm . Le diamètre moyen d_{50} est de 9.0 μm . La fraction inférieure à 1 μm étant minoritaire pour ces deux matériaux, les interactions interparticulaires dans les géosuspensions sont de type force d'inertie, force de gravité, ou encore force de contact.

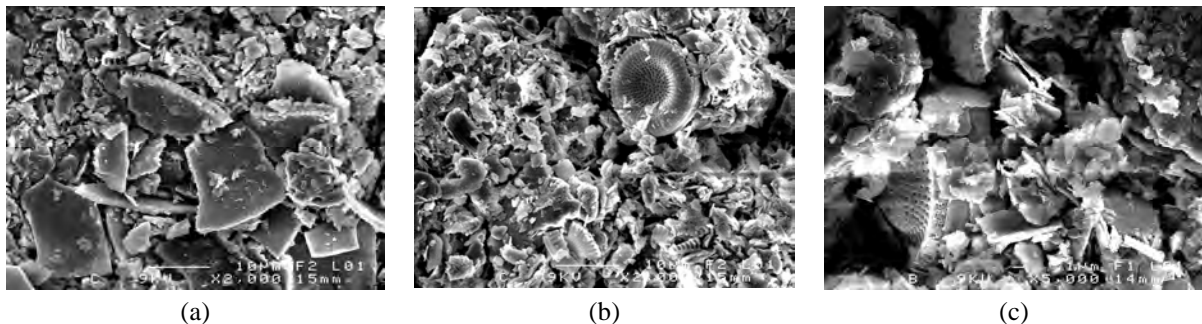


Figure 120 : Photos obtenues par microscopie électronique à balayage (MEB) pour des sédiments de la Vilaine. Agrandissements : x 2 000 (a) et (b), x 5 000 (c).

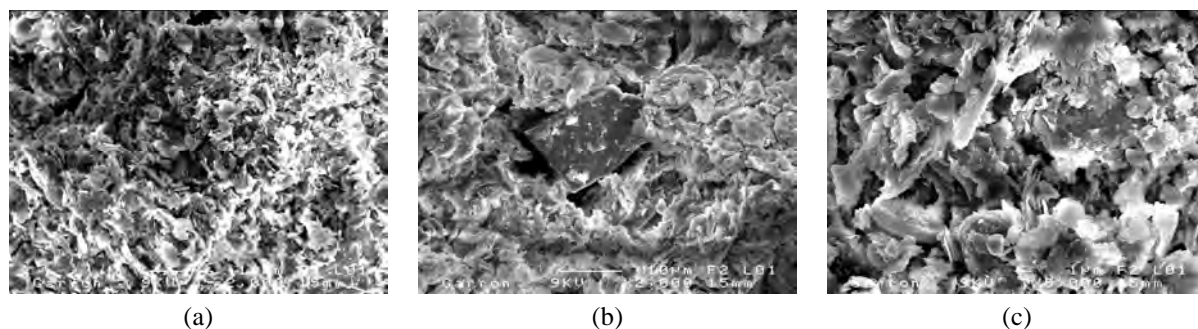


Figure 121 : Photos obtenues par microscopie électronique à balayage (MEB) pour des sédiments de l'estuaire de la Gironde. Agrandissements : $\times 2\,000$ (a) et (b), $\times 5\,000$ (c).

Sur les photos des sédiments de la Vilaine, *Figure 120*, on distingue essentiellement des diatomées entières et des morceaux de diatomées issus du broutage par le zooplancton. La dissociation entre morceaux de diatomées et particules argileuses éventuellement présentes est difficilement réalisable. Sur les photos des sédiments de l'estuaire de la Gironde, *Figure 121*, on distingue essentiellement des particules argileuses de type illite et kaolinite, ainsi que des minéraux de quartz, mica et feldspath. Les diatomées sont quasi-inexistantes. Les mesures de teneur en matière organique confirment ces observations : 7 % de matière organique dans les sédiments de l'estuaire de la Gironde et 14 % dans ceux de la Vilaine.

Les distributions granulométriques des fractions solides des deux types de géosuspensions étudiées sont similaires. En particulier, la fraction granulométrique 0-80 μm précédemment présentée comme étant la variable de contrôle (au sens rhéologique) d'une géosuspension de granulométrie donnée (et pour une fraction volumique solide fixe), constitue la presque totalité des étendues granulométriques des géosuspensions de la Vilaine et de l'estuaire de la Gironde. Mais, la granulométrie est-elle le seul paramètre explicatif des différentes lois de comportement des suspensions, notamment sous l'hypothèse de sphéricité des particules, discutable à partir de la *Figure 120* et de la *Figure 121* ? C'est ce que l'on va vérifier à partir de particules de natures différentes (argiles ou squelettes siliceux prédominants).

II.2.2.3. Méthode expérimentale

II.2.2.3.1. Configuration géométrique

La détermination expérimentale de la contrainte de cisaillement en fonction de la vitesse de déformation a été réalisée à l'aide d'un rhéomètre à géométrie tournante. Cette géométrie permet de faire varier le taux de cisaillement et ainsi d'étudier des fluides newtoniens et non newtoniens (*Figure 117*). En particulier, le principe du rhéomètre à disques coaxiaux (*Figure 122*) est de cisailer une géosuspension emprisonnée entre deux disques par rotation du disque supérieur.

Comme tout protocole expérimental de laboratoire, il définit une situation école : le cisaillement simple (qui amène également une simplification des écritures tensorielles). Les hypothèses sont les suivantes : le fluide équivalent est visqueux, incompressible et homogène, il se déforme de manière continue pendant le test, et l'écoulement généré est laminaire.

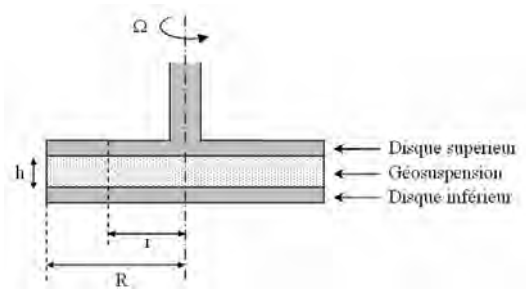


Figure 122 : Schéma de la cellule de mesure d'un rhéomètre à disques coaxiaux, en configuration plan-plan.

Suivant la symétrie de la géométrie du problème, la contrainte de cisaillement est seulement fonction de la distance r à l'axe de rotation. Expérimentalement, on enregistre le couple C nécessaire à maintenir constante la vitesse de rotation Ω , Équation 66. Les expressions de la contrainte de cisaillement et de la vitesse de déformation sont alors données respectivement par les Équation 67 et Équation 68.

$$C = \int_0^R 2\pi r \tau(r) r dr \quad \text{Équation 66}$$

$$\tau(\dot{\gamma}) = \frac{2C}{\pi R^3} \quad \text{Équation 67}$$

$$\dot{\gamma} = \dot{\gamma}(r = R) = \frac{\Omega R}{h'} \quad \text{Équation 68}$$

II.2.2.3.2. Protocole expérimental

La caractérisation des suspensions est réalisée au moyen d'un rhéomètre Malvern Gemini 150 équipé d'une cellule plan-plan de 40 mm de diamètre, Figure 123. L'entrefer h' de cisaillement est de 2.5 mm.

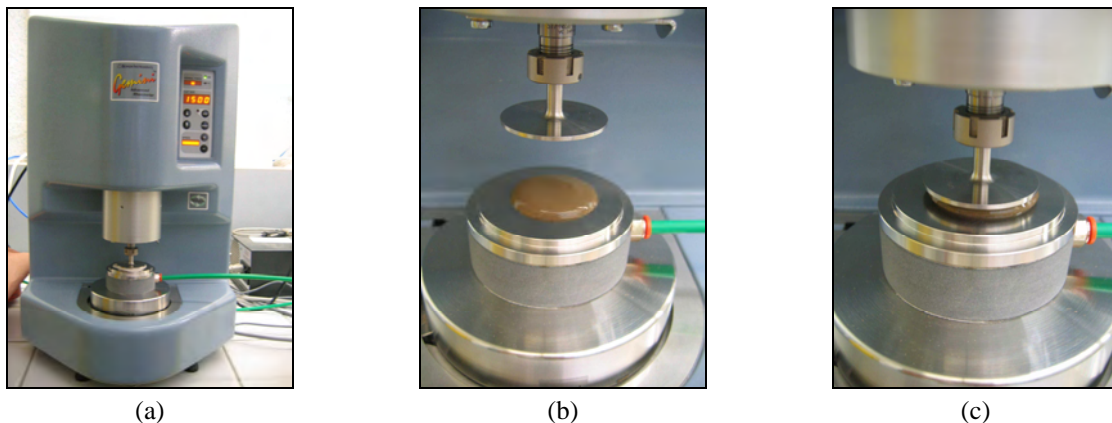


Figure 123 : Photos du rhéomètre Malvern Gemini 150 (a) équipé d'une cellule plan-plan (b), et du positionnement de la géosuspension entre les deux plans (c).

Les essais sont réalisés à vitesse de cisaillement imposée au moyen d'une rampe de structuration suivie d'une rampe de déstructuration. Pendant la rampe de structuration, la vitesse de cisaillement passe de 150 s^{-1} à 10^{-3} s^{-1} en 300 s et suivant 1 000 incréments de vitesses répartis de manière logarithmique. Pendant la rampe de déstructuration, la vitesse de cisaillement passe de 10^{-3} s^{-1} à 150 s^{-1} en 300 s et suivant 1 000 incréments de vitesses répartis de manière logarithmique. Un pré-cisaillement de 150 s^{-1} est imposé à la géosuspension pendant 60 s avant de débiter la rampe de structuration. La température de la cellule est contrôlée et asservie à $20 \text{ }^\circ\text{C}$. Les géosuspensions sont testées dès leur mise en forme (à partir d'eau du robinet et de matière sèche lyophilisée) de manière à éviter le développement de matière organique structurante. 20 essais sont réalisés à partir des sédiments de la Vilaine pour des fractions volumiques solides comprises entre 0.24 et 0.36, et 20 essais sont réalisés à partir des sédiments de la Gironde pour des fractions volumiques solides comprises entre 0.23 et 0.46, *Tableau 26*. En-deçà des fractions volumiques solides minimum, le signal est bruité, et au-delà des fractions volumiques solides maximum, les géosuspensions ne restent pas homogènes au cours de l'essai.

II.2.2.4. Analyse des rhéogrammes

L'analyse des rhéogrammes est faite sur les courbes de structuration. Aux faibles vitesses de cisaillement (jusqu'à environ 15 s^{-1}), on considère que le film fluide n'est pas complètement cisailé et cette partie du rhéogramme est rejetée de l'analyse. Au-delà des vitesses de cisaillement rejetées, on distingue une évolution de la contrainte de cisaillement en fonction de la vitesse de déformation dont la modélisation au moyen du modèle de Bingham, *Équation 56*, caractérise de manière satisfaisante le comportement de la géosuspension. Dans le cas particulier des géosuspensions de l'estuaire de la Gironde très fortement concentrées (*Figure 127*), on distingue deux domaines de validité du modèle de Bingham : le premier entre les abscisses 15 et 50 s^{-1} et le second entre les abscisses 50 et 150 s^{-1} , traduisant un comportement apparent de type rhéofluidifiant (*Figure 117*).

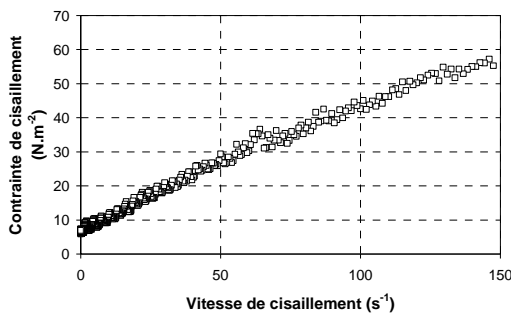


Figure 124 : Exemple de rhéogramme (courbe de structuration) obtenu à partir d'une géosuspension de la Vilaine pour une concentration en matière sèche de 456 g.l^{-1} .

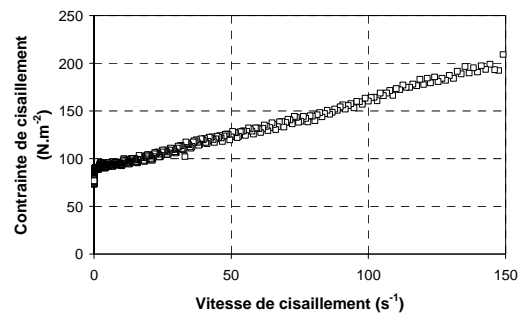


Figure 125 : Exemple de rhéogramme (courbe de structuration) obtenu à partir d'une géosuspension de la Vilaine pour une concentration en matière sèche de 550 g.l^{-1} .

Dans le cadre de ces travaux, nous avons privilégié les gradients de vitesse les plus importants, et par conséquent travaillé (dans le cas *Figure 127*) avec les vitesses de déformations supérieures à 50 s^{-1} . La contrainte de cisaillement critique est déterminée par extrapolation à l'ordonnée à l'origine de la courbe de régression passant par les points expérimentaux non rejetés. Aussi, l'analyse couplée de la *Figure 124* et de la *Figure 125* d'une part, et de la *Figure 126* et de la *Figure 127* d'autre part, montre

bien que l'augmentation de la fraction volumique solide (promiscuité des particules) induit une augmentation globale de la contrainte de cisaillement. Il en résulte d'une part une modification du seuil de cisaillement et d'autre part une modification de la viscosité dynamique apparente, *Tableau 26*.

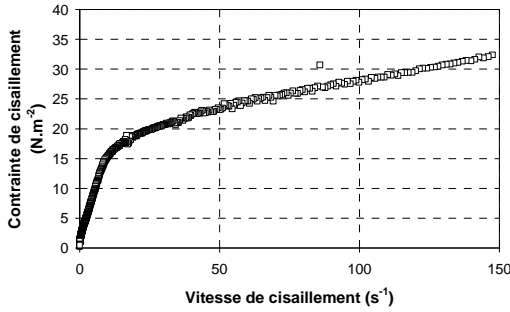


Figure 126 : Exemple de rhéogramme (courbe de structuration) obtenu à partir d'une géosuspension de l'estuaire de la Gironde pour une concentration en matière sèche de 578 g.l⁻¹.

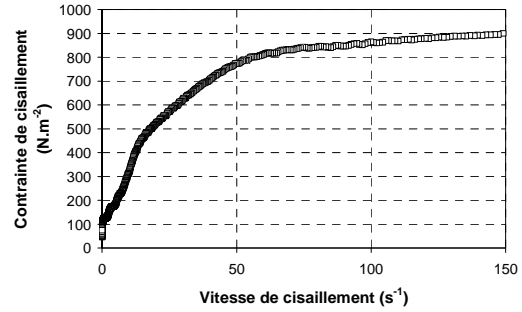


Figure 127 : Exemple de rhéogramme (courbe de structuration) obtenu à partir d'une géosuspension de l'estuaire de la Gironde pour une concentration en matière sèche de 788 g.l⁻¹.

II.2.2.5. Résultats

Les modèles de régression que nous appliquons aux couples de points $(\phi; \mu_f)$ d'une part, et $(\phi; \tau_c)$ d'autre part, sont respectivement donnés par l'Équation 64 et l'Équation 65. Il s'agit du modèle de Krieger-Dougherty pour modéliser la viscosité dynamique apparente en fonction de la fraction volumique solide, *Figure 128*, et d'une fonction exponentielle pour modéliser la contrainte de cisaillement critique en fonction de la fraction volumique solide, *Figure 129*. La *Figure 128* et la *Figure 129* ont intentionnellement un axe des abscisses gradué en g.l⁻¹ pour faciliter la lecture des concentrations.

L'ensemble des paramètres de calage des modèles est consigné dans le *Tableau 27*. La densité des matériaux qui intervient dans le calcul de la fraction volumique solide, *Équation 69*, est également considérée comme un paramètre de calage des modèles. La concentration des géosuspensions en matière sèche est calculée à partir de l'Équation 63, de l'Équation 69 et de l'Équation 70, avec la masse volumique de l'eau ρ_w égale à 1 000 g.l⁻¹.

$$\phi = \frac{1}{1 + d \frac{m_w}{m_s}} \quad \text{Équation 69}$$

$$d = \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad \text{Équation 70}$$

Tableau 26 : Synthèse des paramètres rhéologiques obtenus à partir de l'analyse des rhéogrammes des géosuspensions de la Vilaine et de l'estuaire de la Gironde pour différentes fractions volumiques solides.

Sédiments de la Vilaine						Sédiments de l'estuaire de la Gironde					
Masse		Concentration		τ_c (N.m ⁻²)	μ_r (kg.m ⁻¹ .s ⁻¹)	Masse		Concentration		τ_c (N.m ⁻²)	μ_r (kg.m ⁻¹ .s ⁻¹)
Eau (g)	Sédiments (g)	c (%)	C _s (g.l ⁻¹)			Eau (g)	Sédiments (g)	c (%)	C _s (g.l ⁻¹)		
10.050	9.061	0.361	576	167.1	1.485	10.022	15.044	0.455	818	1135.2	0.899
10.012	8.797	0.355	567	919.7	1.538	9.993	14.492	0.446	803	1142.7	0.504
10.018	8.604	0.350	558	238.5	1.101	10.018	14.043	0.438	788	795.8	0.686
9.994	8.396	0.345	550	91.1	0.731	10.014	13.519	0.429	771	411.5	0.390
10.005	8.209	0.339	542	103.9	0.654	10.004	13.082	0.421	757	508.8	0.361
10.019	7.996	0.333	532	106.6	0.988	10.011	12.511	0.410	737	347.5	0.210
10.014	7.794	0.328	523	102.2	0.559	10.014	12.006	0.400	719	271.2	0.143
10.031	7.603	0.322	514	75.5	0.620	9.994	11.513	0.390	702	184.5	0.110
10.039	7.406	0.316	505	22.5	0.583	10.045	11.043	0.379	682	141.1	0.080
10.051	7.200	0.310	495	35.2	0.234	10.014	10.515	0.369	663	100.6	0.088
10.031	7.001	0.304	486	10.9	0.263	10.036	9.991	0.356	641	64.6	0.105
10.055	6.805	0.298	475	29.5	0.223	10.041	9.498	0.345	620	42.3	0.107
10.031	6.598	0.292	466	17.6	0.250	9.996	9.014	---	---	---	---
10.006	6.396	0.286	456	15.7	0.283	10.007	8.521	0.321	578	19.0	0.090
10.034	6.004	0.273	435	11.6	0.179	10.004	8.023	0.308	555	6.7	0.043
10.030	5.807	0.266	425	4.3	0.137	9.996	7.491	0.294	529	8.0	0.052
10.032	5.607	0.259	414	6.1	0.086	9.992	7.038	0.281	506	6.5	0.039
10.001	5.407	0.253	404	6.0	0.119	10.014	6.505	0.265	477	3.9	0.042
10.004	5.201	0.246	392	2.1	0.088	9.997	6.043	0.252	452	3.4	0.028
10.025	5.009	0.238	381	3.2	0.076	10.002	5.492	0.234	421	1.6	0.027

La dispersion des points expérimentaux autour des courbes modèles peut s'expliquer, entre autres, par la présence de feuillets argileux dans les géosuspensions. En effet, ces feuillets argileux ont la propriété de gonfler lorsqu'ils sont placés dans un milieu aqueux. Par conséquent, il devient difficile de déterminer précisément la fraction volumique solide.

Les résultats (Tableau 27) montrent une densité de matériaux en accord avec la gamme de densité attendue dans le cas de vases, soit entre 1.5 et 2. Le paramètre μ_0 est supérieur à la viscosité dynamique de l'eau pure (égale à environ 0.001 kg.m⁻¹.s⁻¹ à une température de 20 °C), ce qui signifie qu'une fraction minoritaire de la matière solide s'est solubilisée, affectant ainsi de manière durable la rhéologie du fluide porteur. Le produit $\eta\phi_p$ est proche de la valeur 2 correspondant au modèle de viscosité de Quémada, Équation 64 avec $\eta\phi_p = 2$.

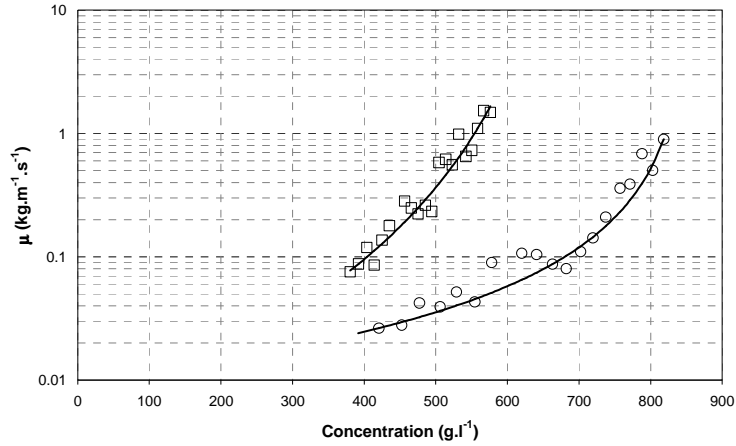


Figure 128 : Représentation graphique de la viscosité dynamique apparente d'un mélange homogène "eau-sédiments de la Vilaine" (□) et d'un mélange homogène "eau-sédiments de l'estuaire de la Gironde" (○) en fonction de la concentration ($g.l^{-1}$) en particules solides. L'unité de viscosité est également le Pa.s.

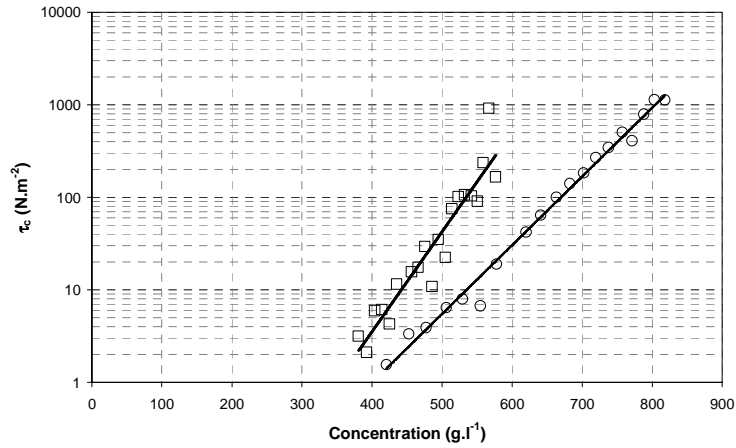


Figure 129 : Représentation graphique de la contrainte de cisaillement critique d'un mélange homogène "eau-sédiments de la Vilaine" (□) et d'un mélange homogène "eau-sédiments de l'estuaire de la Gironde" (○) en fonction de la concentration ($g.l^{-1}$) en particules solides.

Tableau 27 : Synthèse des paramètres du modèle de loi de comportement des géosuspensions de la Vilaine et de l'estuaire de la Gironde. α et β sont obtenus par ajustement aux moindres carrés d'une loi exponentielle sur des points expérimentaux dont l'unité est le $g.l^{-1}$.

Origine des sédiments	Densité	μ_0 (N.s.m ⁻²)	ϕ_p	η	$\eta\phi_p$	α	β
Vilaine	1.597	0.005218	0.452	7.967	3.60	0.00017	0.02488
Estuaire de la Gironde	1.799	0.009749	0.478	3.113	1.49	0.00106	0.01710

La Figure 128 montre qu'à concentration égale, les géosuspensions constituées des sédiments de la Vilaine ont une viscosité dynamique apparente plus élevée que celles constituées des sédiments de l'estuaire de la Gironde. Le rapport des viscosités est de 5.1 pour une concentration d'environ $420 g.l^{-1}$ à 16.5 pour une concentration d'environ $580 g.l^{-1}$. Cela signifie (à partir de l'Équation 56, dans le cas où $\tau_c = 0$) que le cisaillement appliqué aux géosuspensions de la Vilaine doit être de 5.1 à 16.5 fois

plus important que dans le cas des géosuspensions de l'estuaire de la Gironde pour obtenir la même vitesse de déformation. Aussi, à partir de l'Équation 64 et pour μ_0 et ϕ_p identiques, la différence de 2 entre les produits $\eta\phi_p$ des géosuspensions signifie (au premier ordre) que le rapport entre les viscosités apparentes des géosuspensions de la Vilaine et de l'estuaire de la Gironde varie avec le carré de la fraction volumique solide. Etant donné qu'il existe un gradient de concentration au sein de la lame fluide, les profils de flux de sédiments de la Vilaine et de l'estuaire de la Gironde peuvent avoir des allures différentes (non négligeables). Par conséquent, pour une même énergie, non seulement les flux moyens de sédiments de la Vilaine et de l'estuaire de la Gironde sont différents, mais leur profil est également différent (implications en termes d'échantillonnage pour approcher le flux moyen).

La Figure 129 montre qu'à concentration égale, les géosuspensions constituées des sédiments de la Vilaine ont une contrainte de cisaillement critique plus élevée que celles constituées des sédiments de l'estuaire de la Gironde qui requièrent des énergies de mise en mouvement plus importantes). Le rapport des contraintes de cisaillement critique est de 2.7 pour une concentration d'environ 420 g.l⁻¹ à 8.8 pour une concentration d'environ 580 g.l⁻¹.

II.2.3. MESURE IN SITU DE LA CONTRAINTE DE CISAILLEMENT CRITIQUE SUR DES SEDIMENTS CONSOLIDÉS

Ce travail a fait l'objet d'une communication orale lors des XXIII^{ème} rencontres universitaires de l'Association Universitaire de Génie Civil (Grenoble, France, 2005). Après avoir précisé les conditions expérimentales, cette partie dernière du chapitre II.2 se présente sous la forme de l'acte du congrès.

II.2.3.1. Conditions expérimentales

En complément à la description du site proposée dans l'acte du congrès (prochain paragraphe), la Figure 130 propose une vue générale du site de travail et la Figure 131 la mise en œuvre du cisaillement suivant une direction perpendiculaire à celle de l'écoulement de la Vilaine. L'outil de cisaillement utilisé (Figure 132) permet de cisailier la matière sur une surface grande par rapport à ses hétérogénéités naturelles.



Figure 130 : Photographie du banc de vase (rive droite de la Vilaine, amont de l'écluse de Malon), dénoyé suite à la mise à courre du bief le 15/12/2004.

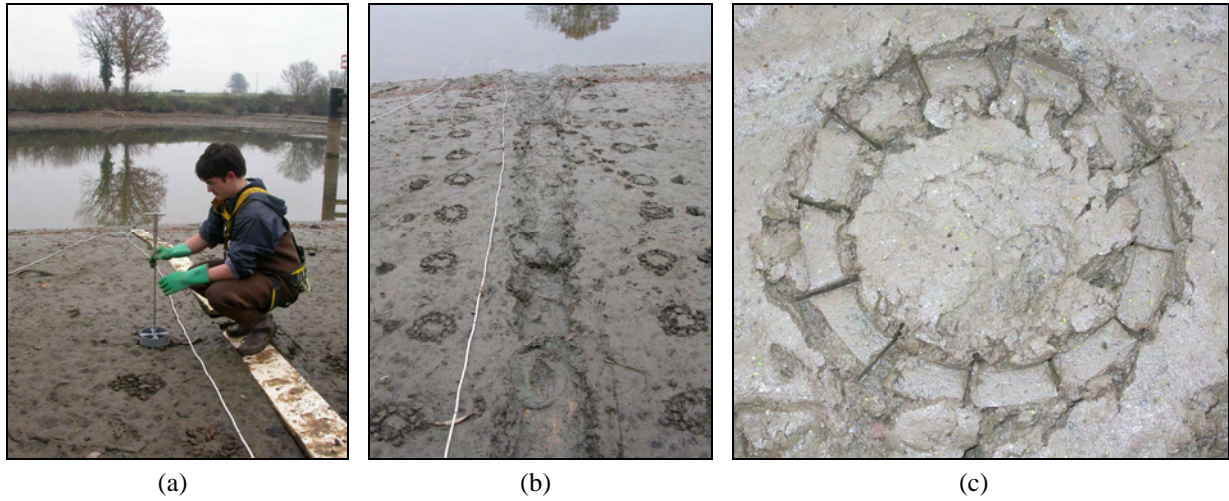


Figure 131 : Photographies de la mise en œuvre des essais de cisaillement (a), suivant une direction perpendiculaire à celle de l'écoulement (b), et exemple d'empreinte de cisaillement (c).

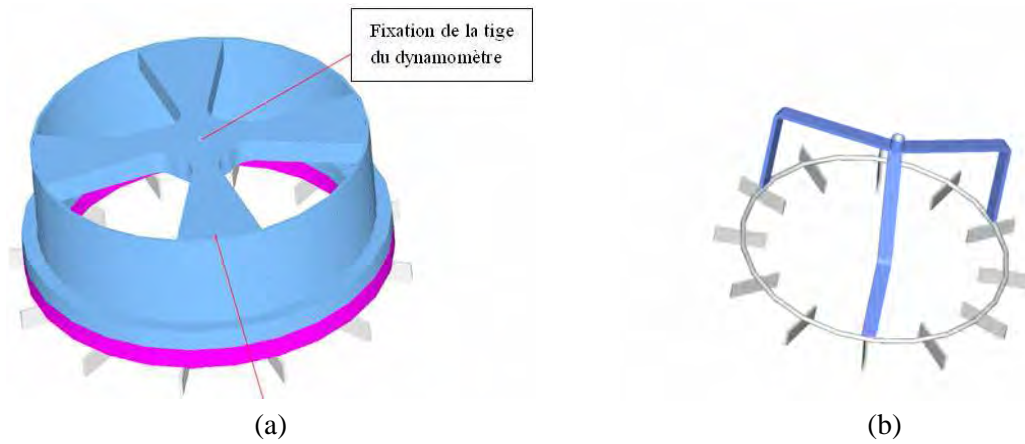


Figure 132 : Visualisation du scissomètre manuel utilisé (a) (sur un concept initial (b) développé par l'Ifremer). Dessins et conception de J.-P. Caudal, Ingénieur au CAREN. Le chemin de cisaillement est défini par 12 ailettes identiques : diamètre extérieur de 180 mm, diamètre intérieur de 120 mm, et profondeur de 10 mm.

II.2.3.2. Acte du Congrès AUGC 2006

Mobilisation solide en milieu naturel fluvial Transposition des données laboratoire au contexte naturel

Y. Mélinge*, **P. Laguionie****, **A. Crave*****, **C. Lanos***

**LGCGM équipe Matériaux et Thermique de l'Habitat-INSA/IUT Rennes
20 avenue des buttes de Coesmes - CS 14315 - 35 043 RENNES Cedex*

*** LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement / Unité Mixte
CEA-CNRS) (UMR 1572) - Domaine du CNRS - Avenue de la Terrasse - 91 198 Gif
sur Yvette Cedex*

****Géosciences Rennes – Equipe Transfert - UMR 6118 CNRS/Université de
Rennes I - Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cedex, FRANCE*

yannick.melinge@insa-rennes.fr

RÉSUMÉ. Dans un contexte naturel fluvial, nous recherchons les indicateurs permettant de prévoir les conditions d'érosion de massifs vaseux. Au moyen de campagnes de mesures réalisées sur le site de Guipry Malon (35), nous établissons la contrainte limite de frottement à l'interface massif-fluide. En condition de laboratoire, nous proposons une modélisation expérimentale du comportement de ces matériaux pour mettre en évidence certains des mécanismes responsables de la résistance à l'érosion.

ABSTRACT. In a river natural context, we seek the indicators allowing to model the conditions of erosion of muddy solid materials. By means of series of measurements carried out on the site of Guipry Malon(35), we establish the limit shear stress to the interface solid mass-fluid. In condition of laboratory, we propose an experimental modeling of the behavior of these materials to highlight some of the mechanisms responsible for resistance to erosion.

MOTS-CLÉS: érosion, contrainte limite de cisaillement, vases, consolidation, la Vilaine.

KEYWORDS: erosion, limit shear stress, consolidation, la Vilaine river

2 Revue. Volume X – n° x/année

1. Introduction

Dans un contexte de protection des ressources et notamment l'eau dans un milieu naturel tel que les rivières, nous présentons dans cet article un regroupement de résultats consacrés à la capacité de transport. On distingue là une problématique environnementale. Dans le milieu naturel, étant donné les échelles, la variabilité des phénomènes, les actions couplées, il est souvent délicat d'obtenir des données fiables et représentatives. Par ailleurs, les données obtenues en laboratoire jouissent de protocoles expérimentaux rigoureux certes mais restent bien souvent limités dès lors qu'une transposition au cas réel est envisagée. Le phénomène qui nous occupe concerne un tronçon de la Vilaine situé entre Guipry et Malon (35) long de 3,6 km. La largeur moyenne de ce cours d'eau est de l'ordre de 70 m. La déstabilisation de ce site peut être engendrée lors des périodes de crues propices à l'érosion du lit. On distingue ici du charriage et du transport par suspension. Nous nous focalisons, dans le cadre de ce travail, uniquement sur cette dernière possibilité qui concerne la mobilisation de différents bancs vaseux facilement identifiables le long du tronçon en période de chômage de l'ouvrage.

L'objectif à terme est d'établir quel événement naturel peut déstabiliser l'équilibre des matériaux constituant le lit.

L'étude est ramenée à un problème bidimensionnel de développement de couche limite turbulente en interaction avec un sol « fin » mobilisable. L'originalité des travaux vient du fait que nous étudions les propriétés rhéologiques des matériaux en vue d'établir la contrainte de cisaillement limite de mise en mouvement.

On distingue deux étapes dans ces travaux :

- Travaux réalisés in situ en période de chômage permettant de mesurer les contraintes critiques de cisaillement,
- Travaux de type laboratoire réalisés à partir de prélèvement de matière sur le site. Dans cette seconde partie, il convient de confirmer les contraintes mises en jeu in situ et établir les protocoles destinés à fournir les explications sur la structuration des mélanges.

Les données obtenues in situ sont mesurées à partir d'une méthode de type Vane test modifié. La période de chômage se prête bien à ce type d'analyse par le découverture du massif et par conséquent l'éloignement de la nappe. La comparaison des données en milieu noyé et dénoyé est discuté.

Dans les conditions de type laboratoire, nous nous attachons, tout d'abord, à caractériser la matière solide et d'établir les propriétés mécaniques de mélanges tant au jeune âge qu'après différentes périodes permettant de simuler le « vieillissement » des matériaux.

La comparaison des deux approches apportent des réponses sur le comportement de tels milieux essentiellement polydispersés visco-plastique, l'aptitude au transport et au rôle du biogène sur la structuration des mélanges.

2. Présentation du site

Le site, objet de l'étude, est un tronçon de la Vilaine compris entre Guipry et Malon. Dans cette zone, le lit majeur s'apparente à une plaine d'inondation au relief peu marqué et des travaux antérieurs aux nôtres ont permis de dresser les profils du lit majeur. Le long de ce tronçon, différents bancs de vases sont identifiés notamment lors de la période de chômage de l'ouvrage. Ces périodes d'émergence des massifs vaseux constituent une réelle possibilité d'identifier les propriétés mécaniques des matériaux en « place » qui subissent une histoire mécanique liée à la structuration. En présence d'un massif dé-structuré suite à un événement préjudiciable, ce processus peut conduire à une augmentation du « travail » à fournir, au cours du temps, pour à nouveau déstabiliser le milieu. Dans le cadre de nos travaux, nous nous sommes focalisés sur un banc de vase dont l'étude est réalisée selon le schéma de la figure 1.

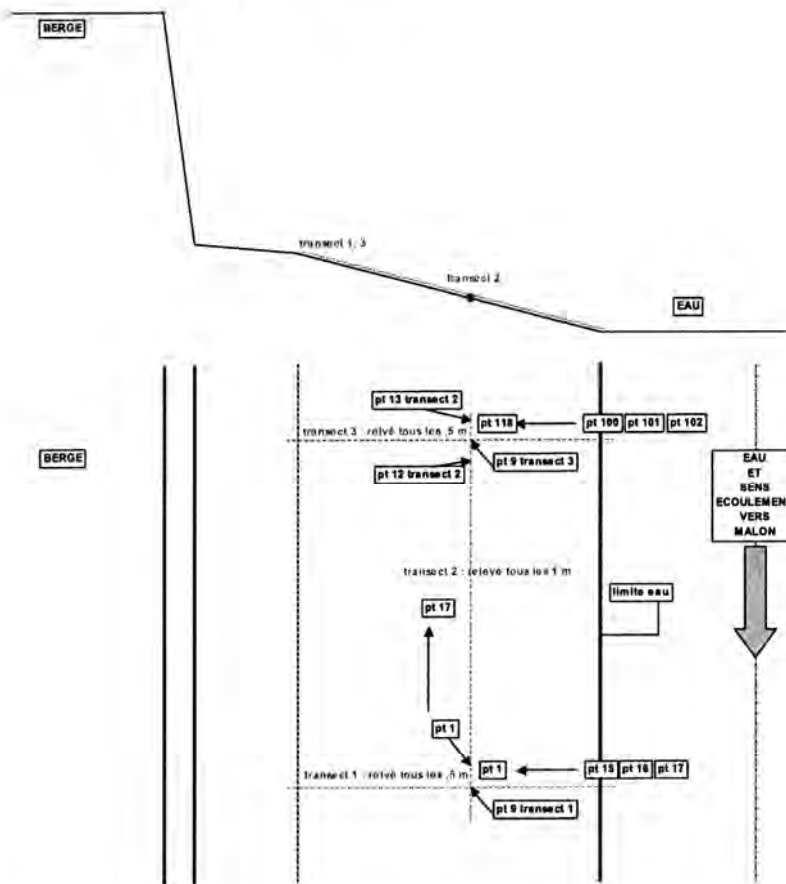


Figure 1. Représentation schématique du banc de vase étudié en vue de dessus et vue transversale. Identification des transects.

4 Revue. Volume X – n° x/année

L'objectif étant ici d'obtenir des données montrant l'influence des propriétés de la matière sur la contrainte de cisaillement à la surface du massif et d'être en mesure de reproduire cette structure dans un contexte laboratoire pour en expliquer certains des mécanismes de structuration.

3. Nature des matériaux sur le site

Pour toutes les manipulations effectuées en laboratoire, le matériau est celui prélevé sur site. L'analyse qualitative permet de déceler au sein de la vase des éléments hétérogènes de taille centimétrique tels des petits branchages, des coquillages, des morceaux de feuilles, des graines et des graviers. Ces éléments sont systématiquement retirés et l'on caractérise le matériau homogène vaseux dont l'étendue granulométrique est comprise entre 10^{-4} et 0,315 mm. Par ailleurs, La courbe granulométrique des valeurs non cumulées laisse apparaître deux pics distincts correspondant à 5 μm et 30 μm , figure 2.

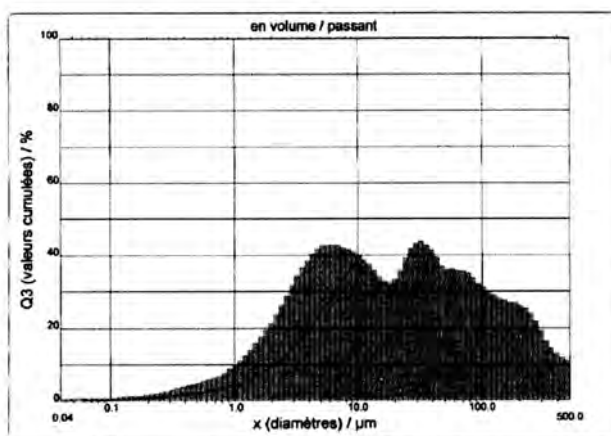
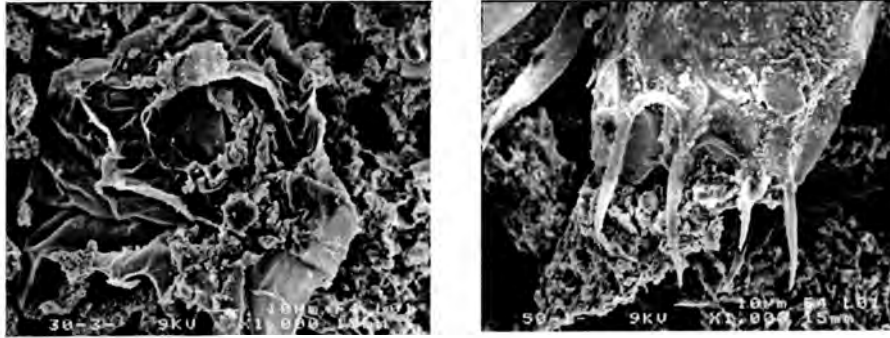


Figure 2. Analyse granulométrique du matériau étudié.

Cette identification montre une faible présence d'argile (< 10%) et une répartition équitable entre les limons et les sables fins. En complément, nous avons effectué une identification de la teneur en matière organique dont la valeur moyenne est de 6,44%, ce qui constitue une valeur courante pour ce genre de matériau. Une analyse par microscopie électronique à balayage permet de distinguer de façon plus précise les principaux constituants de cette fraction granulométrique. Les clichés pris au grossissement de 1000 montrent l'aspect général des agrégats constituant la vase : on note la présence de quelques éléments biogènes (dont la présence est confirmée par micro analyse) au sein d'une quantité importante d'éléments de petites tailles, figure 3a et 3b. Des grossissements plus importants montrent que parmi ces éléments on distingue la présence de diatomées centriques et tubulaires, figure 4a et 4b. Des grossissements plus importants permettent de distinguer des fragments de diatomées, des feuilletts argileux ainsi que des cristaux cubiques et allongés. Un complément par micro analyse permet de suggérer la présence de sels

Consolidation dans l'extrusion des matériaux à base cimentaire 5

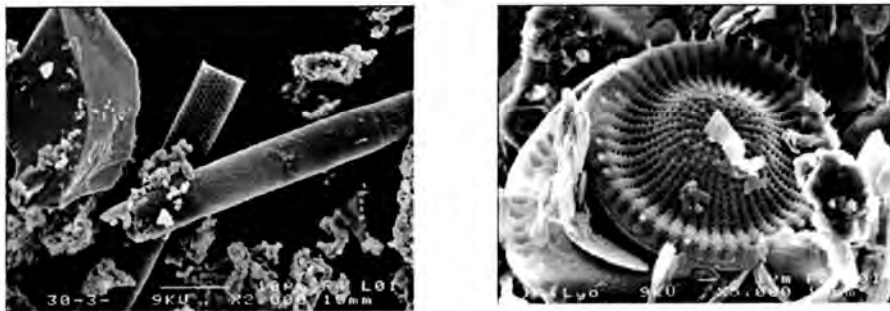
de NaCl qui cristallisent de cette façon. Enfin, la masse volumique réelle de cette fraction granulométrique présente une valeur moyenne de 2490 kg.m^{-3} .



(a)

(b)

Figure 3. Vue générale des agrégats et détection d'un élément biogène (a). Présence probable d'un zooplancton au sein des agrégats (b).



(a)

(b)

Figure 4. Détection d'un cristal de quartz et de diatomées tubulaires (a). Détection d'une diatomée centrique (b).

4. Moyens expérimentaux

Pour les essais réalisés in situ, nous utilisons des carottiers, des macro-prélèvements en vue de l'identification locale de la teneur en eau et un scissomètre de terrain manuel. Cet appareil est caractérisé par une zone cisailante de forme annulaire de diamètre extérieur de 180mm, un diamètre intérieur de 120mm et une hauteur de 10mm. Cette zone de cisaillement est équipée de 12 ailettes équidistantes. Cette géométrie est reliée à un couplemètre. L'ensemble est étalonné au laboratoire. Pour une bonne utilisation il convient d'effectuer le cisaillement en imposant une vitesse lente pour que la contrainte s'apparente à un seuil statique de cisaillement. Par ailleurs la hauteur des ailettes permet de cisailier globalement une géométrie annulaire pour identifier la contrainte de cisaillement par une approche de

6 Revue. Volume X – n° x/année

type vane test, mais elle doit rester suffisamment faible pour que la contrainte mesurée soit représentative d'une contrainte d'érosion à la surface. Enfin, cet essai doit pouvoir être réalisé sans imposer un chargement sur le massif vaseux.

Pour les essais de laboratoire, l'identification des propriétés rhéologiques est réalisée au moyen d'un rhéomètre Brookfield RS 220 configuré en vane test. Celui-ci est piloté en vitesse à raison de $0,05 \text{ tr.min}^{-1}$. Ce choix permet d'identifier la contrainte limite de cisaillement du matériau à caractériser. Pour le séchage des matériaux et l'identification des teneurs en eau, nous utilisons une étuve ventilée calibrée à 40°C .

5. Caractérisation rhéologique des matériaux en place in-situ

Comme le montre la figure 1, l'identification de la structuration des matériaux a été réalisée selon trois transects : un parallèle à la direction principale de l'écoulement (transect 2) et deux orientés perpendiculairement à la direction principale de l'écoulement (transects 1 et 3). Les résultats les plus caractéristiques apparaissent avec l'analyse des transects 1 et 3. En effet, sur la figure 5 on remarque que l'éloignement du plan d'eau est accompagné d'une augmentation du seuil statique de cisaillement. Des mesures réalisées en milieu immergé montre une relative stabilité de la contrainte. Ces mesures sont délicates à réaliser de part la fragilité du milieu. La comparaison avec les résultats obtenus avec le transect 2 permet de conclure que le banc prospecté est assez homogène et que la valeur de la contrainte de cisaillement est en connexion avec le retrait de la nappe durant cette période de chômage. Par ailleurs, sur la figure 6 on peut observer un lien fonctionnel de la contrainte de cisaillement critique avec la teneur en eau locale, ce qui constitue un plan traditionnel pour représenter la structuration rhéologique (Toutou, 2002).

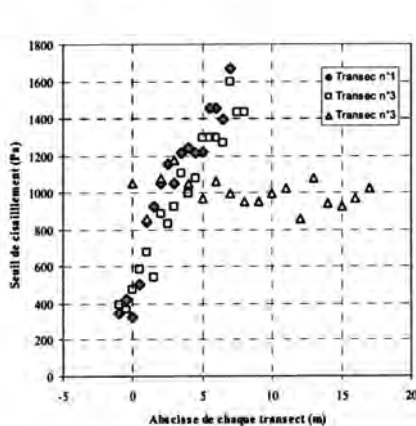


Figure 5. Evolution de la contrainte seuil de cisaillement selon les trois transects.

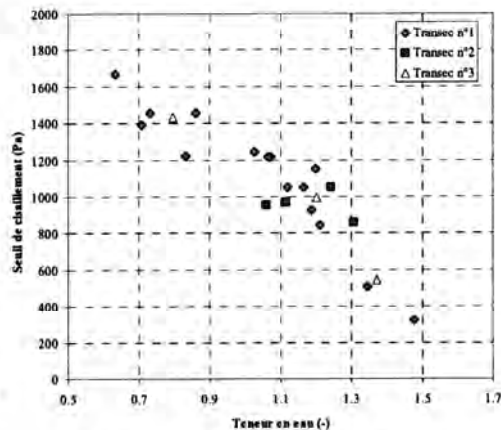


Figure 6. Influence de la teneur en eau locale sur la contrainte seuil de cisaillement.

Finalement, ces résultats montrent un état de structuration de la matière et celle-ci conditionne le comportement rhéologique des matériaux qui renseigne sur l'érosion potentielle de ce milieu. Il convient de les compléter dans le but d'identifier quelques-uns des mécanismes qui participent à la structuration.

6. Modélisation expérimentale des mécanismes de structuration

En contexte laboratoire, à partir des matériaux séchés, nous avons tout d'abord cherché à établir une équivalence contrainte de cisaillement-teneur en eau pour des mélanges qui présentent des valeurs de teneur en eau identifiées in-situ. Pour leur réalisation, nous avons utilisé le protocole suivant. Le matériau est mouillé, mélangé et mis au repos durant 24h pour s'assurer de l'homogénéité du mélange. L'identification du seuil statique de cisaillement en fonction de la teneur en eau est reportée sur la figure 6 (symbole triangle – matériau remanié). On note que la contrainte est liée de façon fonctionnelle à la teneur en eau mais la méthode de préparation montre, logiquement, que ce paramètre (la teneur en eau) seul ne peut nullement permettre la reproduction du comportement de rupture du contexte naturel. En effet, à ce protocole de préparation il conviendrait d'appliquer avant la réalisation des essais de cisaillement une phase de compaction dans le but d'apporter un état de structuration au mélange. En outre, « l'âge » des mélanges ne permet pas de distinguer la contribution de la structuration par action biologique qui caractérise ce genre de matériau.

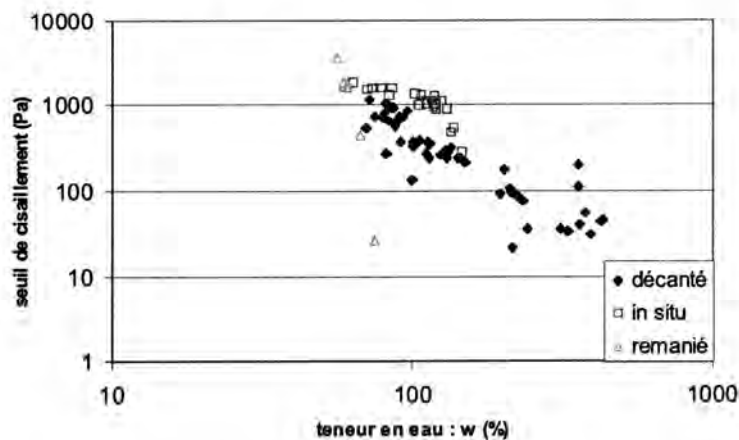


Figure 6. Influence de la teneur en eau et de l'état de structuration de mélange vaseux sur la contrainte limite de cisaillement.

En second lieu, pour palier au manque de représentativité, à priori, de cette « structure » par rapport au processus naturel, nous avons entrepris de simuler un mécanisme de structuration susceptible d'être rencontré en milieu naturel. Additionnée d'eau, le matériau sec est placé pour homogénéisation dans une colonne de sédimentation. Dès lors que l'on est assuré d'un brassage suffisant qui

8 Revue. Volume X – n° x/année

confère au mélange un caractère homogène, le fluide est mis au repos. On observe alors la formation d'un « massif » par dépôt progressif de la matière solide suivi d'un mécanisme de consolidation. Par pas hebdomadaire, les mélanges formés sont soumis à un test de cisaillement. Les résultats obtenus qui incluent les mécanismes de consolidation et biologiques sont reportés sur la figure 6 (symbole losange – matériau décanté). Dans ces conditions expérimentales, un lien fonctionnel entre la contrainte limite de cisaillement est mis en évidence et le cumul des données pour des mélanges laissés au repos au maximum durant huit semaines permet de se rapprocher de façon significative des résultats de terrain.

7. Conclusion

Dans cet article, nous avons abordé la problématique d'érosion de banc de vases dans un contexte fluvial à partir d'une approche rhéologique. Un tronçon de la Vilaine, situé entre Guipry et Malon (35), a été retenu pour la réalisation des travaux sur site réel. Nous nous sommes attachés à mettre en évidence la contrainte limite de cisaillement à l'interface fluide-massif comme indicateur de la contrainte minimum à « fournir » pour déstabiliser le milieu naturel. La modélisation de ce processus d'érosion en laboratoire conduit à un scénario permettant de montrer le rôle de la consolidation et de l'activité biologique en plus du simple critère de la fraction volumique solide ou la teneur en eau, sur la contrainte limite de cisaillement. Il convient à présent de coupler à ces deux contributions le caractère polydispersé des mélanges étudiés qui conditionne également le comportement rhéologique.

8. Bibliographie

- Toutou Z., « Rhéologie et formulation des géosuspensions concentrées : évaluation des conditions d'extrudabilité », *Thèse de doctorat INSA Rennes*, 2002.
- Gallois S., Alexis A., Thomas P., « Modélisation du processus de sédimentation-consolidation des vases estuariennes : approche continue unidimensionnelle », *Bull. Eng. Env.*, vol 57, 1999, p. 311- 318.
- Chassaing P., « Turbulence en mécanique des fluides. Analyse du phénomène en vue de sa modélisation à l'usage de l'ingénieur », *Cepadues éditions*, 2000.
- Couvert B., Lefort P., Peiry J.L., Belleudy P., « La gestion des rivières, transport solide et attérissements – guide méthodologique », *édité par les agences de l'eau*, 1999.

II.2.4. SYNTHÈSE SUR LA RHEOLOGIE DES SEDIMENTS

Le comportement rhéologique des géosuspensions formées à partir de sédiments prélevés en suspension dans la Vilaine et sur le fond de l'estuaire de la Gironde, et caractérisé en laboratoire à l'aide d'un rhéomètre en configuration plan-plan, est de type Bingham. C'est-à-dire que, quelle que soit la fraction volumique solide comprise entre 0.24 et 0.36 pour les sédiments de la Vilaine, et 0.23 et 0.46 pour les sédiments de l'estuaire de la Gironde, on est en présence de géosuspensions à seuil d'écoulement, et que lors d'un écoulement laminaire, la contrainte de cisaillement évolue de manière linéaire avec la vitesse de déformation. Pour des fractions volumiques solides plus fortes ou plus faibles, une extrapolation des modèles est envisageable de $\phi = 0.1$ à ϕ_p .

Les résultats montrent également que la viscosité dynamique apparente des deux types de géosuspensions peut être modélisée par le modèle de Krieger-Dougherty et la contrainte de cisaillement critique par un modèle de type exponentiel.

Dans la modélisation de la viscosité dynamique apparente, les produits $\eta\phi_p$ ($\eta\phi_p = 3.6$ pour les sédiments de la Vilaine et $\eta\phi_p = 1.49$ pour les sédiments de l'estuaire de la Gironde) ont des valeurs encadrant la valeur 2 du modèle simplifié de Quémada. Cependant, la sensibilité de la viscosité apparente au produit $\eta\phi_p$ semble montrer que la définition systématique en laboratoire des paramètres du modèle de Krieger-Dougherty ne peut être évitée (sous l'hypothèse d'une approche moyenne par exemple) lorsque l'on souhaite modéliser l'écoulement (et donc le flux moyen) de géosuspensions naturelles. Nous avons également montré, dans le cas de géosuspensions constituées d'un matériau particulier, que c'est la fraction des particules les plus fines, de diamètres inférieurs à 80 μm , qui contrôle la viscosité dynamique apparente. Cependant, le paramètre granulométrique n'explique pas les variations inter géosuspensions : pour deux géosuspensions de granulométries identiques, et à fraction volumique solide équivalente, les géosuspensions de la Vilaine (majoritairement constituées de squelettes siliceux d'origine organique) sont 5.1 à 16.5 fois plus visqueuses que celles de l'estuaire de la Gironde (majoritairement constituées de particules argileuses), démontrant à nouveau l'importance de la caractérisation systématique des géosuspensions issues de contextes environnementaux différents.

Concernant la contrainte seuil de mise en mouvement, nous avons montré, dans le cas de géosuspensions constituées du même matériau, que le seuil est divisé par 4 (pour $\phi = 0.43$) et par 17 (pour $\phi = 0.35$) lorsque le diamètre moyen des particules est multiplié par 10. Puis, lorsque le diamètre moyen augmente à nouveau, c'est-à-dire lorsqu'il est multiplié par 25, la contrainte de cisaillement seuil n'est plus divisée que par 2.5 pour $\phi = 0.43$ et pour $\phi = 0.35$. Cependant, à nouveau, le paramètre granulométrique n'explique pas les variations inter géosuspensions : les géosuspensions constituées des sédiments de la Vilaine ont une contrainte seuil de mise en mouvement plus élevée que celles constituées des sédiments de l'estuaire de la Gironde (à diamètre moyen de particule équivalent). Le rapport des contraintes de cisaillement de mise en mouvement varie de 2.7 ($\phi = 0.25$) à 8.8 ($\phi = 0.35$), soit une augmentation de 325 % pour une augmentation de fraction volumique solide de 140 %. Aussi, dans le cas de la Vilaine, les mesures montrent que la contrainte de cisaillement mesurée in situ sur des sédiments consolidés est entre 5 et 10 fois supérieure à celle mesurée en laboratoire sur des sédiments déstructurés (pour des teneurs en eau comprises entre 1.1 et 1.5), bien que le diamètre moyen des sédiments consolidés (20 μm) soit supérieur au diamètre moyen des sédiments déstructurés

(10 μm). On met ici en évidence la notion de temps de consolidation qui est un paramètre important à prendre en compte dans la définition des seuils, et sur lequel nous travaillons actuellement. En supposant que la consolidation augmente avec le temps (sous le poids propre des sédiments ou par développement de matière organique structurante), alors plus le temps écoulé depuis le dernier événement hydraulique majeur (ayant eu la capacité de mobiliser les sédiments de fond) est important, plus l'énergie apportée par le prochain événement devra être importante pour mobiliser les sédiments consolidés (et donc plus la probabilité d'occurrence de cet événement est faible suivant les observations faites en section I de ce mémoire).

II.3

Transport des sédiments fins en période d'étiage - Cas des sédiments non consolidés de la Vilaine

Le transport de sédiments en régime d'étiage est souvent négligé dans les bilans de masse à long terme. Nous avons nous-mêmes montré dans le chapitre I.1 que, par exemple, 75 % de la masse totale de sédiments (pour des bassins versants d'aires drainées inférieures à 3 800 km²) est transportée par les flux d'eau les plus forts, s'exprimant dans les rivières pendant en moyenne 4 % du temps. Cependant, lorsque l'on s'intéresse au transport des sédiments sur des pas de temps plus courts, le régime d'étiage n'est pas toujours négligeable. Par exemple dans la Vilaine, à l'échelle de l'année, le transport en régime d'étiage (défini pour des flux d'eau inférieurs à 9 m³.s⁻¹ à la station "Rocade Ouest", chapitre I.2) explique 93 % du transport total des sédiments entre le 31/05/2004 et le 31/05/2005, *Figure 133*. Quel est le devenir de ces sédiments ? Deux hypothèses sont envisageables : soit leur longueur de transport est infinie et auquel cas ils sont transportés jusqu'à l'exutoire sans processus intermédiaire de sédimentation, soit ils sédimentent avant l'exutoire (flux D de la *Figure 2* en introduction) et constituent une réserve de sédiments qui sera remobilisée en périodes de crues.

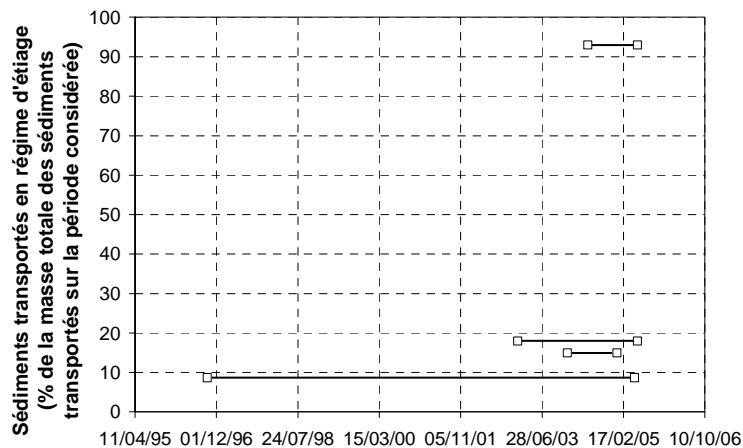


Figure 133 : Représentation graphique du pourcentage de sédiments transitant dans la Vilaine à Apigné en régime d'étiage (flux d'eau inférieur à 9 m³.s⁻¹) sur différentes périodes. Le pourcentage maximum de 93 % correspond à la période du 31/05/2004 au 31/05/2005.

L'approche que nous proposons dans ce chapitre suit un raisonnement par l'absurde, fondé d'une part sur la modélisation (par la mesure in situ du profil de vitesse, chapitre II.1) des contraintes de cisaillement de fond et d'autre part sur l'étude des propriétés rhéologiques des géosuspensions non consolidées, constituées de sédiments prélevés en suspension dans la Vilaine en période d'étiage (chapitre II.2). Il s'agit de mettre en évidence la capacité de mobilisation de sédiments non consolidés par une sous-couche laminaire (respect des hypothèses de l'étude rhéologique) en période d'étiage. La figure de la synthèse du chapitre II.1 met en évidence la présence d'une sous-couche laminaire δ sous certaines conditions de faible énergie hydraulique et de rugosité de fond de rivière (hauteur caractéristique inférieure à l'épaisseur de la sous-couche laminaire). Ces conditions, décrites dans la plupart des ouvrages d'hydrodynamique (Yalin, 1972), ne sont pas rappelées dans ce mémoire.

Cependant, en considérant l'existence d'une sous-couche laminaire, on se place dans la condition la plus défavorable du point de vue du transport des sédiments. En effet, au sein d'une sous-couche laminaire, la contrainte de cisaillement de fond modélisée dans le chapitre II.1 correspond à du cisaillement simple (vitesses d'eau définies par une seule composante horizontale), alors qu'en absence de cette sous-couche laminaire, elle correspond à du cisaillement turbulent, avec la présence d'une composante de vitesse verticale fluctuante qui favorise l'arrachage des particules. A ce jour et dans le cadre de ces travaux, la mesure de la seule composante moyenne horizontale par le profileur de vitesse Nivus XPro (chapitre II.1) ne permet pas de distinguer un régime d'écoulement avec présence d'une sous-couche laminaire, d'un régime d'écoulement où la turbulence est complètement développée sur la totalité de la hauteur d'eau.

Ce chapitre est constitué de deux parties. La première a pour objectif d'émettre une hypothèse sur le devenir des sédiments en suspension de la Vilaine en période d'étiage, suivant le raisonnement que nous venons d'exposer. La seconde partie présente des observations in situ réalisées lors de la mise à courre des biefs de la Vilaine, et les confronte à l'hypothèse émise en première partie.

II.3.1. CAPACITE DE MOBILISATION DES SEDIMENTS NON COHESIFS

La capacité de mobilisation des sédiments non consolidés de la Vilaine en période d'étiage est dans un premier temps réalisée sur un bief particulier de la Vilaine (entre les écluses de Saint-Senoux et Pléchatel), avant d'être généralisée sur une échelle d'espace allant de la section mouillée au linéaire de la Vilaine entre Rennes et Redon. Etant donné que les sédiments en suspension peuvent être supposés homogènes sur la plage de flux d'eau de 0^+ à $9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (chapitre I.2), la modélisation des propriétés rhéologiques des sédiments en suspension de la Vilaine réalisée au chapitre II.1 est valide dans ce contexte d'étiage. Cette capacité de mobilisation repose sur la comparaison entre les contraintes de cisaillement de fond mesurées in situ et les contraintes de cisaillement seuil modélisées en laboratoire en fonction de la fraction volumique solide des géosuspensions, chapitre II.1. A partir du moment où la contrainte de cisaillement de fond est supérieure à la contrainte de cisaillement seuil d'une géosuspension dont la fraction volumique solide maximum est celle de la Vilaine en période d'étiage, les sédiments ne peuvent s'immobiliser (et par conséquent consolider) de manière durable.

A partir de la *Figure 30* (b) (chapitre I.2), on peut considérer que le flux de sédiments est au maximum de $500 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1}$ pour un flux d'eau maximum de $9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit une concentration moyenne de $56 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Majorons cette concentration de 50 % pour corriger une possible erreur de représentativité du point de prélèvement sur la hauteur d'eau (chapitre II.1) et considérons une hauteur d'eau moyenne de 2 m dans la Vilaine. Si la totalité des sédiments se déposait de manière instantanée sur le premier millimètre au-dessus du fond de la rivière, la concentration de la géosuspension ainsi formée serait au maximum de $170 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Nous prendrons cette valeur comme référence dans cette première partie du chapitre II.3. Suivant un raisonnement binaire, nous considérons que si la contrainte de cisaillement de fond τ_0 ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$) est supérieure à la contrainte de cisaillement critique τ_c ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$) d'une géosuspension de concentration $170 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, soit $\tau_c = 0.011 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ (suivant la *Figure 131* et le *Tableau 18* du chapitre II.2), alors les sédiments sont mobilisés (et donc transportés). On suppose ici que la modélisation de la contrainte de cisaillement seuil, définie pour des fractions volumiques solides ϕ allant de 0.24 à 0.36, peut être extrapolée à un $\phi = 0.11$.

II.3.1.1. Sur un bief délimité par deux écluses

Le travail cible en particulier les biefs de rivière positionnés entre deux écluses. En effet, dans un contexte fortement anthropique, la présence de ces ouvrages, en cassant l'énergie cinétique de la rivière, peut avoir des conséquences non négligeables sur les processus de transport des sédiments.

II.3.1.1.1. Profils de vitesses et contrainte de cisaillement de fond

Des profils de vitesse ont été mesurés le 20/04/2005 avec le profileur de vitesses Nivus XPro dans la veine principale d'écoulement de la Vilaine entre les écluses de Saint-Senoux (amont) et de Pléchatel (aval), *Figure 134* et *Figure 135*.



Figure 134 : Positionnement sur carte IGN de 5 profils de vitesses réalisés le 20/05/05 avec le profileur Nivus XPro et visibilité de la Vilaine sur 3 sections particulières.

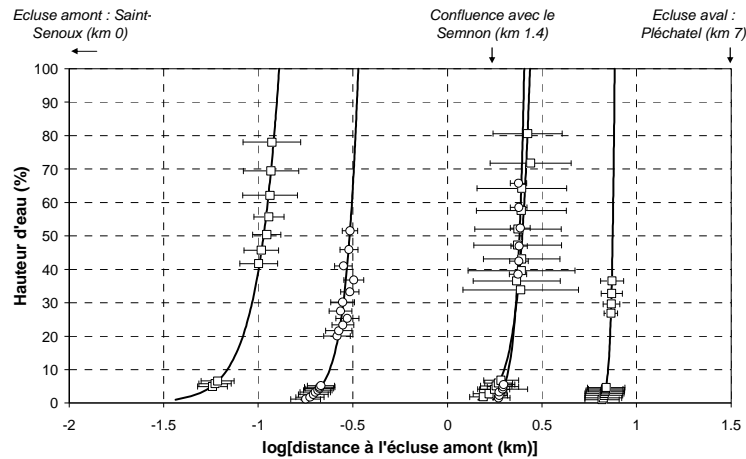


Figure 135 : Evolution du profil de vitesses dans la veine principale de la Vilaine entre les écluses de Saint-Senoux et de Pléchatel. Profils réalisés le 20/04/2005 avec un profileur de vitesses Nivus XPro. Les points expérimentaux sont des valeurs moyennes associées à $\pm 2\sigma$. Les abscisses sont également proportionnelles à la valeur des vitesses ($m.s^{-1}$).

Chaque profil de vitesse mesuré (Figure 135) été modélisé par l'Equation 25 du chapitre II.1 (Figure 136 (a)). Les valeurs des paramètres de calage de a et b sont consignées dans le Tableau 28. Les contraintes de cisaillement de fond ont ensuite été calculées avec une constante de Von Karman κ de 0.41 et une masse volumique de l'eau fixée à $1\,000\,kg.m^{-3}$.

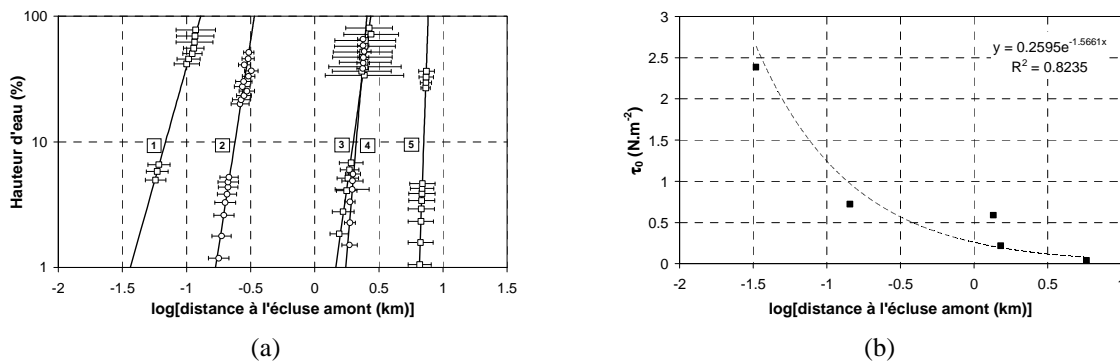


Figure 136 : Calcul de la contrainte de cisaillement de fond entre les écluses de Saint-Senoux et de Pléchatel (b) à partir des profils de vitesses logarithmiques modélisés (a).

Figure 136 (b), le saut de contraintes entre les profils 3 et 4 est dû à la présence de la confluence avec le Semnon qui entraîne, au niveau du profil n°4 (Figure 136 (a)), une augmentation de la hauteur d'eau. En négligeant l'influence du Semnon, la décroissance en loi exponentielle de la contrainte de cisaillement de fond entre les deux écluses est en lien direct avec l'augmentation artificielle de la hauteur d'eau du fait de la présence des écluses. L'énergie cinétique de l'écoulement est cassée par la présence des écluses.

II.3.1.1.2. Concentrations maximum du fluide mobilisable

Le profil de contrainte de cisaillement de fond, *Figure 136* (b), est à relier avec le modèle de contrainte de cisaillement critique obtenu en laboratoire à partir de sédiments de Vilaine non consolidés (chapitre II.2). Outre la comparaison entre la contrainte de cisaillement de fond τ_0 et la valeur référence de 0.011 N.m^{-2} précédemment évoquée (correspondant au seuil de cisaillement d'un matériau concentré à 170 g.l^{-1}), il est possible d'associer à chaque valeur de τ_0 une concentration seuil (C_{seuil}) qui correspond à la concentration maximum d'un matériau mobilisable, *Tableau 28*.

Tableau 28 : Caractéristiques hydrauliques des profils de vitesses modélisés et concentration maximum en sédiments non consolidés mobilisables. b est déterminé pour une hauteur d'eau normalisée.

Référence du profil	Distance à l'écluse amont (km)	Hauteur d'eau (m)	a	b	u^* (m.s^{-1})	τ_0 (N.m^{-2})	C_{seuil} (g.l^{-1})
1	0.033	1.67	0.1191	0.0435	0.049	2.386	384
2	0.143	2.53	0.0655	0.0716	0.027	0.722	336
3	1.351	1.62	0.0592	0.0332	0.024	0.590	328
4	1.513	1.98	0.0360	0.0607	0.015	0.218	288
5	5.796	2.84	0.0150	0.0520	0.006	0.038	217

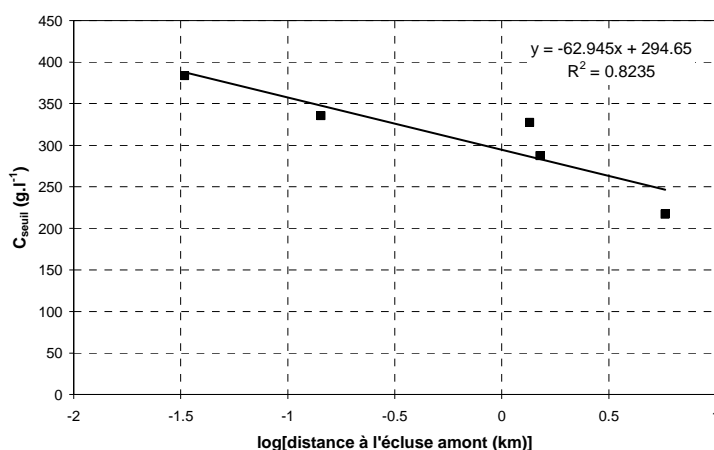


Figure 137 : Concentration maximum des sédiments non consolidés déposés sur le lit mineur de la Vilaine entre les écluses de Saint-Senoux et de Pléchatel et pouvant être mobilisée par l'énergie hydraulique de la Vilaine du 20/04/2005.

Dans ce cadre d'étude, une suspension de sédiments de concentration 380 g.l^{-1} peut être mobilisée à 30 m en aval de l'écluse de Senoux, alors qu'à 5.8 km, cette concentration seuil n'est plus que d'environ 220 g.l^{-1} (mais reste supérieure à la concentration référence de 170 g.l^{-1}). Par conséquent, la présence de l'écluse aval a divisé par 60 la contrainte de cisaillement de fond et par 1.7 (soit presque 2) la concentration d'une suspension concentrée pouvant être mobilisée dans la sous-couche laminaire en période d'étiage. Ce résultat montre la forte relation entre la gestion des hauteurs d'eau dans un bief (entre deux écluses) et la capacité à mobiliser les sédiments, et que l'on peut s'attendre à ce qu'il n'y ait pas de sédimentation dans la veine d'écoulement de la Vilaine entre les écluses de Sain-Senoux et Pléchatel en période d'étiage.

II.3.1.2. Echelle spatiale généralisée

Ce paragraphe propose la généralisation du raisonnement depuis une section mouillée (ou section d'écoulement) jusqu'au linéaire de la Vilaine entre Rennes et Guipry (*Figure 75*, chapitre II.1). Les valeurs des contraintes de cisaillement de fond utilisées sont celles proposées dans le chapitre II.1.

II.3.1.2.1. Section mouillée

A l'échelle d'une section mouillée, l'énergie développée en période d'étéage a la capacité de mobiliser des sédiments non consolidés de concentration moyenne 260 g.l^{-1} (*Figure 138*), avec une variabilité relative de l'ordre de 30 % sur la section.

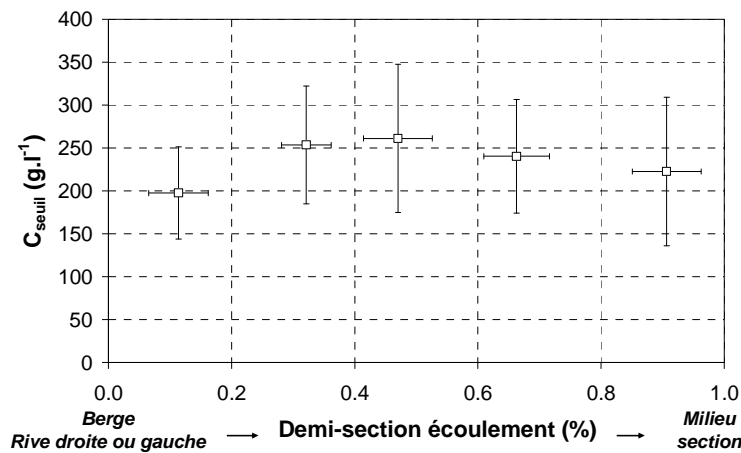


Figure 138 : Représentation graphique de la concentration seuil moyenne (à partir de 79 profils mesurés) de la berge (rive gauche ou droite) au centre de la section. Les variabilités sur le positionnement du profil et la valeur de la concentration sont données à $\pm 1 \sigma$.

II.3.1.2.2. Linéaire Rennes-Redon

A l'échelle du linéaire de la Vilaine entre Rennes et Redon (environ 80 km), l'énergie développée en période d'étéage a la capacité de mobiliser des sédiments non consolidés d'une concentration moyenne de 270 g.l^{-1} sur la partie amont du bassin versant (latitude supérieure à 47.8°N) et de 150 g.l^{-1} sur la partie aval du bassin versant (latitude inférieure à 47.8°N), soit une diminution de 45 % (*Figure 139*).

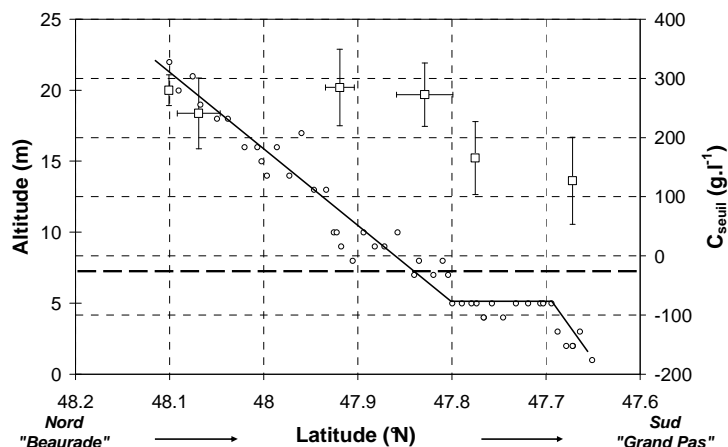


Figure 139 : Représentation graphique (□) de la concentration seuil moyenne (à partir de 79 profils mesurés, de l'aval de Rennes, "Beaurade", à l'amont de Redon, "Grand Pas") et (o) de l'altitude (m) en fonction de la latitude (°N). Les variabilités sur le positionnement du profil et la valeur de la concentration sont données à $\pm 1 \sigma$. Les altitudes sont celles du MNT données par l'IGN.

II.3.1.3. Bilan sur la capacité de mobilisation

Quelle que soit l'échelle d'espace retenue, on peut considérer (compte tenu des hypothèses formulées) que les contraintes de cisaillement de fond développées en période d'étiage sont suffisantes pour mobiliser des sédiments de fond concentrés. Les sédiments de la Vilaine ont, suivant cette approche, une longueur de transport apparente supérieure à 80 km (distance entre Rennes et Redon). Si cette approche est généralisable au-delà de Redon, alors cela signifie que les sédiments ont une longueur de transport apparente infinie (soit un transport en continu jusqu'à l'exutoire).

L'analyse comparée des propriétés physiques des sédiments en suspension et déposés en période d'étiage vient corroborer cette hypothèse. En effet, une granulométrie réalisée sur un échantillon prélevé à l'interface eau-sédiments (à l'amont de l'écluse de Malon, le 15/12/2004) montre que les sédiments déposés sur le lit mineur sont très pauvrement triés (on y distingue 2 populations de tailles de particules : la première avec un diamètre moyen de 3 μm et la seconde avec un diamètre moyen de 50 μm , Figure 140), alors que la granulométrie moyenne des sédiments en suspension (réalisée à partir des 37 échantillons des régimes d'écoulement A, B et C du chapitre I.2) met en évidence une distribution centrée sur un diamètre moyen de 5.7 μm . D'autre part, sur les photographies des sédiments (réalisées au microscope électronique à balayage) de l'échantillon prélevé à l'interface eau-sédiments (Figure 141) on distingue essentiellement des particules argileuses, mélangées à quelques détritiques de diatomées (a). De plus gros minéraux sont également présents : à l'état nu, en (b) (exemple du feldspath), ou recouverts d'un chemisage argileux, en (c). Pour mémoire, les sédiments en suspension sont composés majoritairement de diatomées entières et en morceaux (chapitre II.1). Par conséquent, ces analyses montrent que les sédiments en suspension et ceux déposés sur le lit mineur sont de nature différente : il n'existe pas dans la Vilaine de fonction de mélange entre ces deux types de sédiments en période d'étiage.

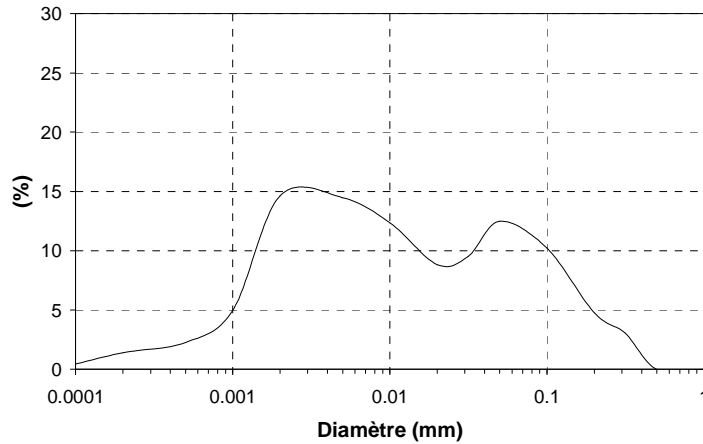


Figure 140 : Granulométrie des sédiments déposés sur le lit mineur ($d_{25} = 5.2 \mu\text{m}$; $d_{50} = 19.1 \mu\text{m}$; $d_{75} = 68.2 \mu\text{m}$).

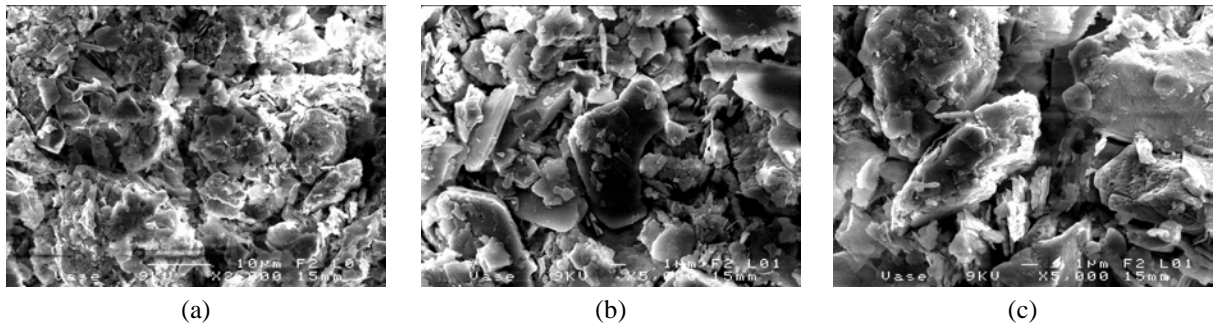


Figure 141 : Photos obtenues par microscopie électronique à balayage (MEB) sur les sédiments déposés sur le lit mineur de la Vilaine (amont de l'écluse de Malon). Agrandissements : $\times 2\,000$ (a), $\times 5\,000$ (b) et (c).

Jusqu'à présent, les écluses ont été considérées comme un forçage anthropique limitant du point de vue du transport des sédiments. Cependant par la présence des seuils, on peut également les appréhender comme des sources d'énergie potentielle du point de vue de la particule en suspension qui sédimente au sein de la lame d'eau. Un rapide calcul réalisé à partir de la vitesse de chute de Stokes, *Équation 71*, avec les caractéristiques des sédiments en suspension de la Vilaine, $d_{50} = 5.7 \mu\text{m}$ et $\rho_s = 1\,597 \text{ kg/m}^3$ (chapitre II.2), et une hauteur initiale de chute moyenne de 2 m, donne une longueur de parcours de 4 km avec une vitesse de déplacement horizontal de 5 cm.s^{-1} , et de 12 km avec une vitesse de déplacement horizontal de 15 cm.s^{-1} . La vitesse de chute de Stokes est prise ici en première approximation étant donné qu'en rivière, cette vitesse peut augmenter ou diminuer en fonction des échelles de temps et d'espace caractéristiques de la turbulence (Nielsen et al., 1993).

$$V_s = \frac{2}{9} \left(\frac{d_{50}}{2} \right)^2 \frac{g(\rho_s - \rho_0)}{\mu_0} \quad \text{Équation 71}$$

Par conséquent, l'anthropisation d'un système qui présente 12 écluses sur 80 km, soit environ 1 écluse tous les 7 km, mène également à la conclusion de transport infini des sédiments en suspension. En effet, dès lors que la longueur de parcours de la particule est supérieure à la distance entre deux

écluses, la particule retrouve son énergie potentielle maximale après chaque passage d'un seuil d'écluse.

II.3.2. OBSERVATIONS IN SITU

Les précédentes conclusions laissent supposer une absence de sédimentation globale dans le lit mineur de la Vilaine entre Rennes et Redon en période d'étiage. Cette dernière partie fait état des observations in situ lors de la mise à courre de biefs de la Vilaine (abaissement du niveau d'eau à une cote minimum), d'une part entre Guipry et Malon (08/12/2004) et d'autre part à l'amont de Guipry (19/12/2004).

II.3.2.1. Roche affleurante

L'observation la plus étonnante, dans le cas d'une plaine alluviale, est la mise en évidence des affleurements de la roche, *Figure 142*. Cela signifie non seulement qu'il n'y a pas de sédimentation globale sur le lit mineur, mais que la Vilaine est en train d'inciser la roche (fonctionnement de la rivière suivant le modèle de détachement limité).

II.3.2.2. Zones locales de sédimentation

Des zones locales de sédimentation sont toutefois présentes, *Figure 143*. Ces dépôts vaseux sont situés, dans quelques cas particuliers entre les berges (a) et (b), et pour la majorité des cas dans les dépressions des berges (c), et surtout à l'amont de l'entrée des écluses (d) et (e).

II.3.2.3. Rugosité du lit mineur

Le lit mineur est principalement constitué, *Figure 144*, de schistes altérés, (c) et (f), dont les éléments les plus grossiers atteignent plusieurs dizaines de centimètres. Les éléments les plus grossiers (anguleux) sont, en toute vraisemblance, endogènes au système et ont été exhumés par les processus locaux d'érosion des particules fines les entourant. Ces schistes forment généralement un pavage positionné sur des éléments plus fins. On trouve également des éléments moins anguleux (a), (b) et (e) à l'aval des seuils des écluses du fait de la forte énergie localement développée. Certains linéaires présentent également un fond sableux (d) justifiant d'une énergie hydraulique conséquente, voire d'un possible transport de fond (terme anglo-saxon : bedload) lors des crues.



Figure 142 : Mise en évidence des affleurements de la roche en amont Guipry (19/12/2004), (a) et (b), et entre Guipry et Malon (08/12/2004), de (c) à (k).

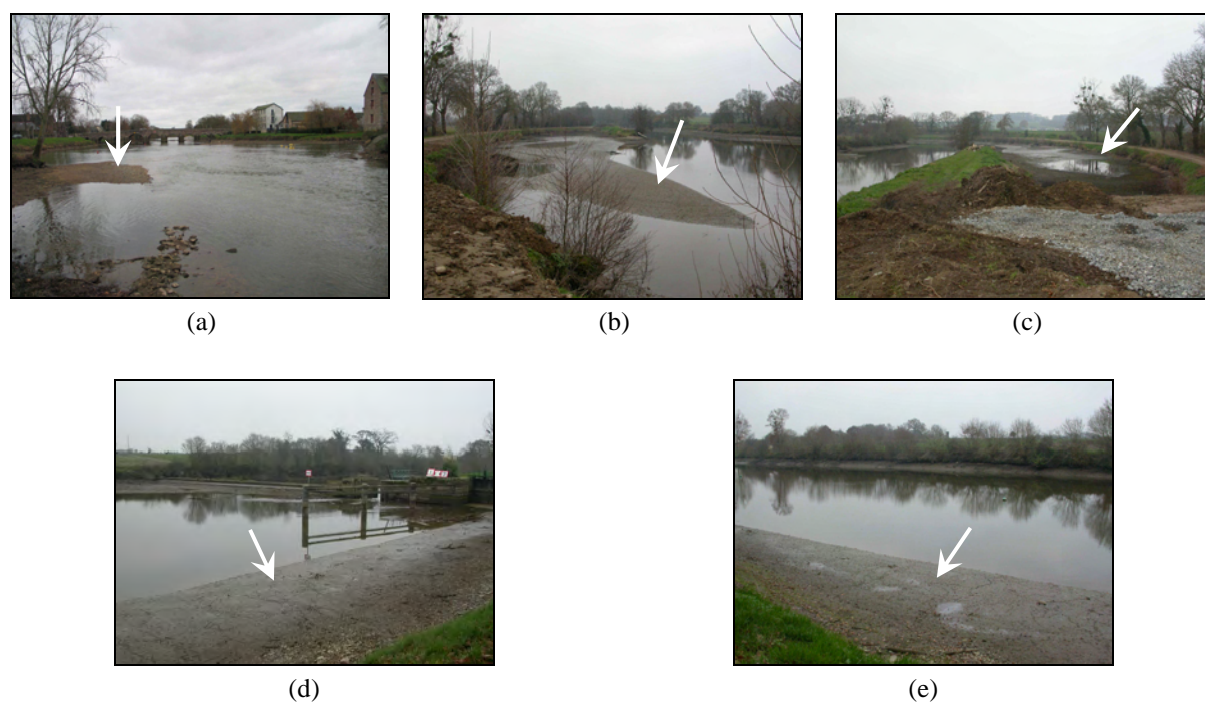


Figure 143 : Mise en évidence des zones locales de sédimentation en amont Guipry (19/12/2004), (a), et entre Guipry et Malon (08/12/2004), de (b) à (e).

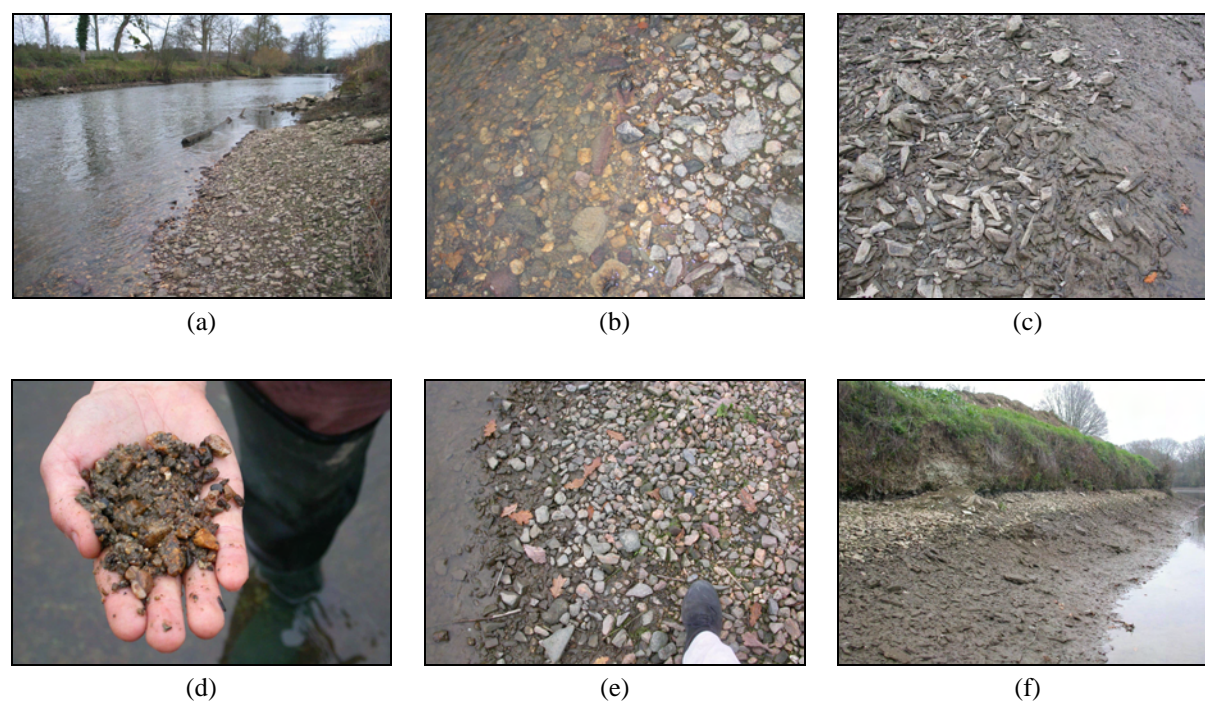


Figure 144 : Mise en évidence de la rugosité du lit mineur à l'amont Guipry (19/12/2004), (a) et (b), et entre Guipry et Malon (08/12/2004), de (c) à (f).

II.3.3. SYNTHÈSE SUR LE TRANSPORT DES SÉDIMENTS EN ÉTIAGE DANS LA VILAINE

En période d'étiage, la modélisation semi-empirique basée sur le couplage de l'estimation des contraintes de cisaillement de fond par la mesure in situ des vitesses et la modélisation en laboratoire du comportement rhéologique des sédiments en suspension de la Vilaine, met en évidence une énergie suffisante pour mobiliser de manière continue des suspensions concentrées sur le fond de la rivière entre Rennes et Redon. En effet, la contrainte de cisaillement de fond est suffisante pour mobiliser un matériau non consolidé de concentration maximum supérieure à ce que l'on peut trouver dans la Vilaine en période d'étiage (suivant le scénario le plus défavorable). Par conséquent, entre Rennes et Redon, la longueur de transport apparente des sédiments en période d'étiage est infinie (supérieure à la distance Rennes-Redon). Les observations réalisées in situ dans le lit mineur de la Vilaine : rocher affleurant et rugosité centimétrique (voire décimétrique), mènent à la même conclusion, à savoir qu'il n'y a pas de sédimentation globale dans le lit mineur de la Vilaine en période d'étiage. De plus, l'analyse des propriétés physiques, d'une part des sédiments en suspension et d'autre part des sédiments déposés (consolidés dans des zones ponctuelles de sédimentation, en amont des portes des écluses par exemple) montre un découplage entre les deux phases sédimentaires, mettant en évidence l'absence de fonction de mélange. Par conséquent, l'ensemble des observations in situ confirme l'hypothèse de longueur de transport apparente infinie.

II.4

Transport de suspensions concentrées en régime laminaire

Après s'être intéressé au régime d'étiage, à la capacité de mobilisation des sédiments par la contrainte de cisaillement de fond, et avoir mis en évidence les seuils de mobilisation de sédiments consolidés (en laboratoire) et non consolidés (in situ), ce dernier chapitre concerne les écoulements fortement concentrés (concentration de plusieurs centaines de grammes par litre) et cible ainsi le domaine défini par δ sur la *Figure 116* (c) du chapitre II.2. Au sein de ces écoulements concentrés, les phénomènes de turbulence sont très rapidement escomptés (Geyer, 1993). C'est pourquoi, le modèle de détermination du profil de flux de sédiments proposé dans ce chapitre fait l'hypothèse d'un écoulement laminaire.

Ce travail est présenté sous la forme d'un article scientifique qui a été soumis à la revue « *Journal of Engineering Mathematics* » le 02/05/2006.

Comme nous l'avons précédemment signalé, la mesure in situ des vitesses (et profils de vitesse) par effet Doppler dans des écoulements fortement concentrés, n'est à ce jour pas envisageable (technologie inadaptée). De ce fait, le modèle proposé dans ce chapitre émet l'hypothèse d'un profil de vitesse établi (défini par exemple par une condition aux limites). De plus, étant donné les concentrations mises en jeu, nous avons introduit dans les équations générales d'un fluide en mouvement (et c'est l'originalité de ce modèle), une viscosité qui n'est pas constante mais dépendante de la profondeur dans l'écoulement. Ainsi, connaissant la relation entre la viscosité et la fraction volumique solide (*Equation 60* du chapitre II.2), le profil de vitesse établi peut être couplé à un profil de concentration (ou fraction volumique solide). A chaque profondeur, la concentration calculée correspond à la concentration maximale qui peut être transportée par l'énergie localement développée. Cette approche est comparée à celle considérant une concentration moyenne sur la hauteur de l'écoulement (ou viscosité moyenne), et ce, dans le cas de deux formes de profil de vitesse différentes.

Dans cet article, la fraction volumique solide ϕ est symbolisée par c et renommée « concentration volumétrique en particules » (bien qu'il s'agisse d'un terme adimensionné), de manière à rester cohérent avec la nomenclature d'une communauté qui n'est pas celle des rhéologues. Aussi, la situation envisagée est celle d'un écoulement laminaire à surface libre. Par conséquent, la transposition de ce travail au cas d'un écoulement laminaire en fond de rivière est envisageable via une modification de condition aux limites : la vitesse d'écoulement de surface devient la vitesse d'écoulement à la frontière théorique entre le régime laminaire et le régime transitoire. Elle peut être soit estimée par prolongement du profil de vitesse, soit mesurée si les concentrations le permettent.

Laminar flow: modeling particle concentration profile

P. Laguionie ^{a,*}, Y. Mélinge ^b, A. Crave ^c, P. Bonté ^a

^a *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Unité mixte de Recherche CEA-CNRS (UMR 1572), Domaine du CNRS, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France*

^b *LGCGM, EA 3913, INSA de Rennes, 20 Avenue des Buttes de Coësmes, CS14315, 35043 Rennes Cedex, France*

^c *Géosciences Rennes, CNRS (UMR 6118), Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France*

Abstract

An analytical model is developed to describe the vertical particle volumetric concentration repartition in a laminar flow layer. The model considers a vertical-dependent density and dynamic viscosity throughout the layer thickness. Non-clear water is defined as a homogeneous mixture to avoid incorporating in model the transport capacity parameter. The presence of particles in the flow is automatically integrated in the equations. The model concerns both the overland flow transportation by water erosion and the laminar sublayer of a stratified flow under the hypothesis of the maximum transport capacity reached, i.e. in a transport-limited configuration. Mathematical transport capacities of first and second order velocity expressions are calculated. Issued particle flux are compared to results obtained from the traditional approach based on a mean particle volumetric concentration over the laminar layer thickness.

Keywords: Laminar flow; Transport capacity; Particle concentration; Particle flux; Rheological behavior

1. Introduction

This paper focuses on the influence of the particle concentration gradient when modeling the particle flux in a laminar flow layer. A model to predict the mean concentration profile in a laminar layer is developed. It can be applied either to an overland flow or a laminar sublayer of a stratified flow.

Flow over surfaces where the roughness is of the same order as the fluid height may be separated into three distinct flow regimes: turbulent, transitional and laminar. This hydrodynamic modeling is common to all kind of flows and applies to the particular case of overland flows. The transition between the three flow regimes occurs, approximately, when Reynolds number based on flow depth, depth averaged velocity and depth average kinematic viscosity, is 500 and 2000 [1,6]. The majority of authors have investigated the turbulent flow regime both theoretically and experimentally [1,11]. Although turbulent flow is the most common situation in overland flow, laminar flow may also occur. Recently, attention has been focused on the laminar

flow regime that will form the focus of this paper [4,16,17,18]. In overland flow, small particles detached by raindrop impact on shallow flowing water are transported in suspension at the horizontal velocity of the flow [12].

The laminar flow may also be encountered in the near-soil region of stratified turbulent flows. Indeed, the near-soil region may be significantly subjected to the fluid viscous effects, especially when the soil is made of fine-grained sediment and the shear Reynolds number is smaller than 70 [5]. Then, the near-soil flow structure is named laminar sublayer of turbulent flows [21].

In flows, particles can be transported following two different end member processes: the detachment-limited and the transport-limited processes [14]. In the first case, particle transportation depends on the erosion properties of the soil. In the last case, particle transportation depends on the transport capacity of the flow. Our model supposes the maximum transport capacity reached, e.g. a transport-limited process.

Nomenclature

c	particle volumetric concentration
h	height
g	gravity
p	pressure
t	time
$\mathbf{u} = (u, v, w)$	velocity components
\mathbf{f}	action-at-a-distance force
\mathbf{I}	unit tensor
\mathbf{D}	strain rate tensor
q	flux
\mathbf{T}	deviatoric tensor
tr	matrix trace
f	positive continuous function
K	positive parameter
n	positive parameter
m	positive number
\bar{u}	mean velocity
\bar{q}	mean flux

Greek symbols

μ	apparent dynamic viscosity
η	Krieger-Dougherty viscosity coefficient
∇	gradient operator
∇	divergence operator
ρ	density
$\underline{\underline{\Sigma}}$	stress tensor
α	soil angle to the horizontal
τ	shear stress
τ_c	yield shear stress
$\dot{\gamma}$	shear rate

Subscripts

0	water
p	packing
x	x-direction
y	y-direction
z	z-direction
s	particle
h	surface
i	step index
f	fluid

Non-clear water is defined as a homogeneous mixture. Considering a mixture of water and micrometric particles as an equivalent single-phase fluid avoids incorporating in models the transport capacity parameter [4]. Consequences of the presence of particles in the flow are automatically taken into account in equations by introducing the local rheological behavior of such a fluid. This is only true under the condition of laminar flow. Note that in turbulent flows, the mixture theory equations, e.g. Rouse equation which is a mixture theory based model, do not include a capacity transport term. The maximal transport capacity is then represented by the boundary condition which currently relies on very empirical formulations.

The properties of mixtures of water and particles have already been studied [7,9] and the equation governing the fluid flow may be modified accordingly. The maximum fluid transport capacity may be determined following two different approaches. The first one, approach A, is based on a mean particle volumetric concentration over the height of the laminar layer [10,18]. The second one, approach B, is based on a z-dependent particle volumetric concentration profile.

Common sense and experiments have shown that particle concentration is much higher close to the soil [15]. Thus, the transport capacity may be calculated at each vertical location in the laminar layer, and the total transport capacity is obtained by integration of the local transport capacities over the layer thickness. The two approaches may differ significantly. This study cannot be directly related to laminar layer transport capacity calculation for engineering purposes, but results could be extended for predicting the transport capacity according to the second approach.

In the following sections the fluid-soil interface is first defined. A theoretical model is then developed to relate the particle volumetric concentration profile to the fluid velocity profile and the geometrical parameters. Mathematical transport capacities are formulated by means of two different velocity profiles (first and second order). Finally, the consequences of the approach B on the particle flux calculated from the flow transport capacity are discussed.

2. Fluid-soil interface definition

Most of the authors consider a constant particle volumetric concentration over the laminar layer [10,18]. In this configuration, the fluid-soil interface is represented by a particle concentration discontinuity. Thus, the interface separates two regions: one in motion called the fluid layer above one motionless called the erodable soil layer [4] under the hypothesis of no slip at the concentration discontinuity. When considering a sediment concentration gradient from the top of the laminar layer to the soil, the definition of the interface becomes more complex. A configuration based on a continuous concentration profile over the laminar layer is proposed in the present work. Thus, the fluid-soil interface corresponds to a fluid kinetics energy equal to zero.

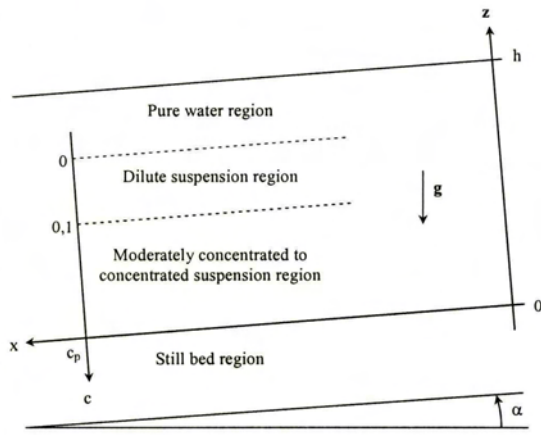


Fig. 1. Problem configuration.

Fig. 1 illustrates the four regions of still bed, moderately concentrated to concentrated suspension, dilute suspension, and pure water regions of the laminar layer. Still bed region is the lower bounding region and the pure water is the upper bounding region. This representation allows covering the entire laminar layer in terms of particle volumetric concentration. The height of the laminar layer, or stratified turbulent flow sublayer, is h and supposed to be known. Each particle volumetric concentration may be associated with a vertical location z in the fluid and with a local velocity u . Dilute suspension region is defined as the region of the flow where particle volumetric concentration is between the lower limit zero and the experimental upper limit 0.1 [7]. Moderately concentrated to concentrated suspension region is defined as the region of the flow where particle volumetric concentration is between the lower experimental limit 0.1 and the theoretical upper limit c_p . At the critical particle volumetric concentration value c_p , all the liquid pores

are so small that no solid particles can be put in any of them [7]. Consequently, with a spherical particle model, $c > c_p$ corresponds to the still bed region. This configuration is valid if each region thickness is of several orders of magnitude of particle diameters.

3. Model

The problem configuration is shown in Fig. 1. To focus on the particle volumetric concentration gradient, restrictive background assumptions are made. The mathematical model assumes no pure water layer and no diffusion, settling, hindered settling, flocculation or gel formation phenomena within the laminar flow. It lies on the homogeneous fluid rheological (macroscopic) properties resulting from momentum transfers due to interaction at the mesoscopic scale.

The starting point is the local differential form of the principle of momentum conservation written with eulerian variables that leads to the relations

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho \mathbf{u}) = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \mathbf{u}) + \nabla(\rho \mathbf{u}) \cdot \mathbf{u} = \mathbf{f} + \nabla \cdot \bar{\bar{\Sigma}} \quad (2)$$

$$\text{with } \bar{\bar{\Sigma}} = -p\mathbf{I} + \bar{\bar{T}}.$$

Most natural fluids constituted with a large number of thin particles suspended in water are non-Newtonian fluids exhibiting a yield shear stress τ_c . The behavior of most of these fluids in steady simple shear may be represented by the equation

$$\tau = \tau_c + f(\dot{\gamma}). \quad (3)$$

Eq. (3) assumes restrictions on the couple (fine fraction to total solid fraction ratio; solid concentration) [7].

The Herschel-Bulkley fluids are defined with $f(\dot{\gamma}) = K\dot{\gamma}^n$ in Eq. (3), where τ_c , K and n are some functions of the particle volumetric concentration c . This gives

$$\tau = \tau_c + K\dot{\gamma}^n. \quad (4)$$

The Herschel-Bulkley behavior corresponds to mixtures for which the fine fraction is large enough for the interstitial fine particle-water mixture to lubricate most of the relative movements of the grains and to impose its behavior type on the whole mixture [7]. For Bingham fluids, the simple shear behavior leads to Eq. (4) with $K = \mu$ and $n = 1$.

It is assumed that the particle-water mixture behaves as a Newtonian flow even in the case of a high particle volumetric concentration value. Considering a yield shear stress equal to zero, Eq. (2) rewrites

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \mathbf{u}) + \nabla(\rho \mathbf{u}) \cdot \mathbf{u} = \mathbf{f} - p \nabla \cdot \bar{\bar{I}} + 2 \nabla \cdot (\mu \bar{\bar{D}}). \quad (5)$$

As a water-particle mixture is considered, the approach of Krieger and Dougherty [13] assumes that the apparent dynamic viscosity, μ , and the density of the fluid, ρ , are both functions of the particle volumetric concentration. Introducing a z-dependent particle volumetric concentration that is the key of the model, ρ and μ are two scalar functions of z and Eq. (5) develops to

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \rho \mathbf{u} + \nabla(\rho \mathbf{u}) \cdot \mathbf{u} &= \mathbf{f} - p \nabla \cdot \bar{\bar{I}} \\ + 2(\mu \nabla \cdot \bar{\bar{D}} + \bar{\bar{D}} \cdot \nabla \mu). \end{aligned} \quad (6)$$

Eq. (6) may be simplified under uniform and permanent flow conditions, and considering the gravitational acceleration to be the only fluid motion driving force per unit of mass of fluid. Then, the two dimensional analysis of the flow gives

$$/x \quad \rho g \sin \alpha + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \mu}{\partial z} = 0, \quad (7)$$

$$/z \quad \frac{\partial p}{\partial z} = \rho g \cos \alpha. \quad (8)$$

The dynamic viscosity of a fluid-particle mixture may be modeled by the Krieger-Dougherty equation

$$\mu = \mu_f \left(1 - \frac{c}{c_p}\right)^{-\eta c_p}. \quad (9)$$

The dynamic viscosity exists as an increase function of the particle volumetric concentration and the fluid viscosity. However, the fluid properties may differ from pure water when the particle sedimentation time scale is greater than the flow kinetics. In this study, the fluid is defined as pure water. The Krieger-Dougherty model is experimentally well-valid with dilute suspensions to moderately concentrated suspensions [20]. For concentrated suspensions, the Krieger and Dougherty model must be seen as a good practical tool to obtain a rough estimation of the apparent viscosity [7,20]. For dilute suspensions with c up to 0.02, the

expression of the dynamic viscosity established by Einstein [8] $\mu = \mu_0 (1 + 2.5c)$ can be used. For a larger solid fraction, $0.02 < c < 0.06$, the expression for the second order suspension dynamic viscosity established by Batchelor and Green [3] $\mu = \mu_0 (1 + 2.5c + 7.6c^2)$ can be used. In this study, the Krieger and Dougherty model is considered to be valid from $c = 0$ to $c = c_p$ [20]. With a water-particle mixture, the Krieger and Dougherty equation is Eq. (9) with $\mu_f = \mu_0$.

From Eq. (9), last term of Eq. (7) develops to

$$\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \mu}{\partial z} = \eta \mu_0 \left(1 - \frac{c}{c_p}\right)^{-\eta c_p - 1} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial c}{\partial z}. \quad (10)$$

Density of particle-water mixture can be written as a function of soil density, water density and particle volumetric concentration

$$\rho = \rho_0 + c(\rho_s - \rho_0). \quad (11)$$

Rearranging Eq.(7) with Eq. (10) and Eq. (11) gives

$$\begin{aligned} \frac{[\rho_0 + c(\rho_s - \rho_0)]}{\mu_0} g \sin \alpha \\ + \left(1 - \frac{c}{c_p}\right)^{-\eta c_p} \left[\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \left(\frac{c_p}{c_p - c}\right) \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial c}{\partial z} \right] = 0. \end{aligned} \quad (12)$$

Eq. (12) involves two functions of z-parameter: the velocity distribution and the particle volumetric concentration distribution within the laminar layer. When the velocity distribution is known, the particle volumetric concentration profile may be modeled consequently. Eq. (12) allows modeling the whole theoretical relations between particle volumetric concentration and fluid velocity at each location z of the layer for a given set of geometrical parameters. The solution with a physical signification is among these theoretical relations and could be determined with additional experimental measurements.

4. Application

The particle volumetric concentration, i.e. solution of Eq. (12), is numerically determined by introducing the first-order approximation downward scheme

$$\frac{\partial c}{\partial z} \Big|_i = \frac{c_{i+1} - c_i}{\Delta z}, \quad (13)$$

and the second-order approximation scheme

$$\frac{\partial u^2}{\partial^2 z} \Big|_i = \frac{u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1}}{\Delta z^2} \quad (14)$$

The fluid flow height h is divided in n sublayers with

$$\sum_{i=0}^{m-1} (z_{i+1} - z_i) = h.$$

Injecting Eq. (13) and (14) in Eq. (12) gives

$$0 = \frac{[\rho_0 + c_i(\rho_s - \rho_0)]}{\mu_0} g \sin \alpha + \left(1 - \frac{c_i}{c_p}\right)^{-\eta c_p} \times \left[\frac{u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1}}{\Delta z^2} + \eta \left(\frac{c_p}{c_p - c_i} \right) \frac{u_{i+1} - u_i}{\Delta z} - \frac{c_{i+1} - c_i}{\Delta z} \right] \quad (15)$$

The shape of the velocity profile is imposed. This supposes to know the order of the velocity expression, and both the h and u_h parameters. For fixed α and h , u_h may vary between two theoretical limits defined as follow.

In the case of a pure water flow, Eq. (7) integration subject to:

- $\frac{\partial \mu}{\partial z} = 0$ and $\mu = \mu_0$;
- and the boundary conditions:
 - no slip at $z = 0$: $u(0) = 0$;
 - no shear at the fluid-air interface: $\partial u / \partial z(h) = 0$;

gives the local velocity u_0 . At $z = h$, the surface velocity writes

$$u_{h,0} = \frac{\rho_0}{\mu_0} \frac{gh^2 \sin \alpha}{2} \quad (16)$$

When the second-order term of the velocity expression is neglected, Eq. (16) simplifies to

$$u_{h,0} = \frac{\rho_0}{\mu_0} gh^2 \sin \alpha \quad (17)$$

In the case of a mixture, u_h varies in the same way as $\frac{\rho}{\mu}$, and, $\forall (c_p, \rho_s, \rho_0)$ physically admissible, ρ

and μ , respectively modeled by Eq. (11) and Eq. (9), lead to

$$\lim_{c \rightarrow 0^+} \frac{\partial}{\partial c} \left(\frac{\rho}{\mu} \right) < 0. \quad (18)$$

Consequently, from Eq. (18) and, (16) or Eq. (17), u_h decreases with an increase of the particle volumetric concentration. Note that u_h is assumed to be a monotone function of the particle volumetric concentration. For a given h value, u_h may theoretically vary between 0 and $u_{h,0}$ calculated from pure water with the same h and α parameters.

A major theoretical assumption is to consider that the velocity profile shape can be completely defined knowing the fluid surface velocity, u_h . Eq. (15) is computed with the second-order and first-order velocity profiles shown in Fig. 2. Mean velocities are constraint to be identical in order to compare results with a same set of parameters (h, α) .

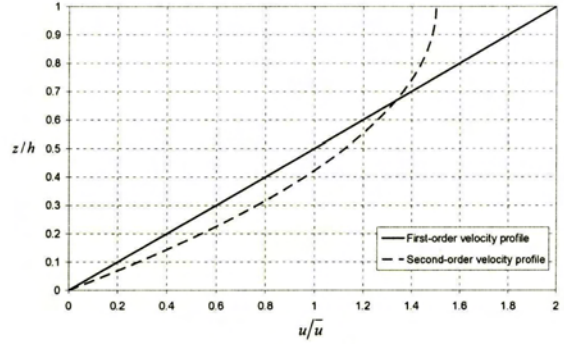


Fig. 2. Velocity profiles.

Getting the particle volumetric concentration profile by the resolution of Eq. (15) supposes the additional following assumptions:

- the water-particle mixture apparent viscosity is modeled by the Quemada's approximation: $\eta c_m = 2$ [7];
- $c_p = 0.605$;
- $\rho_s = 2650 \text{ kg.m}^{-3}$;
- the water-particle mixture temperature is of 10°C , i.e. $\rho_0 = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$ and $\mu_0 = 1.31 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$.
- the velocity profile is known and well-established;
- at $z = h$, $c_h = 0$.

The first step of the resolution is to introduce $i+1 = h$ in Eq. (15) and then to progress downward. At

each step, c_i is found by iterations with an accuracy of 10^{-6} . The mean particle volumetric concentration converges toward an asymptotic solution that is considered to be reached for a number of sublayers $m=10\,000$. With $m=1\,000$ the relative error between the mean particle volumetric concentration and the asymptotic solution is below 0.5%, which is satisfactory.

4.1. With a second-order velocity profile

Subjected to the following boundary conditions:

- no slip at $z = 0$: $u(0) = 0$;
- no shear at the fluid-air interface: $\partial u / \partial z (h) = 0$;
- at $z = h$, $u = u_h$;

the second-order velocity profile equation writes

$$u = \frac{u_h}{h^2} z(2h - z) . \quad (19)$$

The particle volumetric concentration distribution computed from Eq. (15) and Eq. (19) is shown in Fig. 3. Each distribution corresponds to a $u_h/u_{h,0}$ ratio with $u_{h,0}$ calculated from Eq. (16). For a given $u_h/u_{h,0}$ ratio, the volumetric concentration distribution is valid whatever α under the laminar flow condition. When $u_h \rightarrow u_{h,0}$, $\bar{c} \rightarrow 0$ and when $u_h \rightarrow 0$, $\bar{c} \rightarrow c_p$. This set of limits corresponds to the physical reality under the assumption of no yield stress.

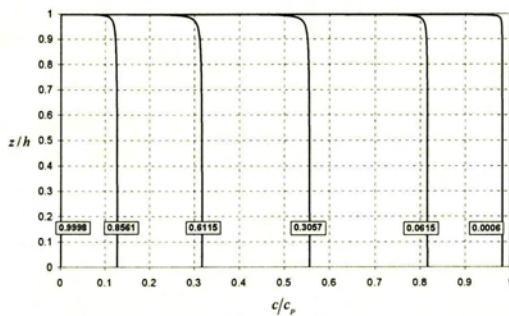


Fig. 3. Particle volumetric concentration profiles computed from a second-order velocity expression for different $u_h/u_{h,0}$ ratios

4.2. With a first-order velocity profile

Subjected to the following boundary conditions:

- no slip at $z = 0$: $u(0) = 0$;
- at $z = h$, $u = u_h$;

the first-order velocity profile equation writes

$$u = \frac{u_h}{h} z . \quad (20)$$

The particle volumetric concentration distribution computed from Eq. (15) and Eq. (20) is shown in Fig. 4. Each distribution corresponds to a $u_h/u_{h,0}$ ratio with $u_{h,0}$ calculated from Eq. (17). For a given $u_h/u_{h,0}$ ratio, the volumetric concentration distribution is valid whatever α under the laminar flow condition. When $u_h \rightarrow u_{h,0}$, $\bar{c} \rightarrow c \neq 0$ and when $u_h \rightarrow 0$, $\bar{c} \rightarrow c_p$. As $c \neq 0$, u_h upper limit may not correspond to the physical reality. Consequently, the assumption of a one-order velocity expression may only be set in the case of a high concentrated fluid.

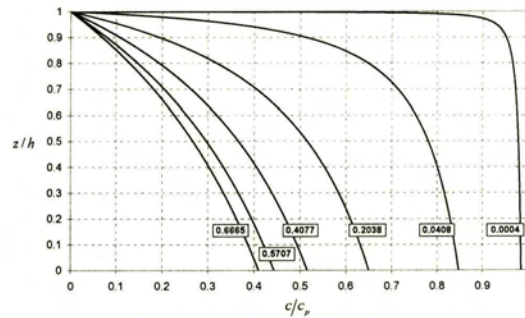


Fig. 4. Particle volumetric concentration profiles computed from a first-order velocity expression for different $u_h/u_{h,0}$ ratios

Curves plotted in Fig. 3 and Fig. 4 correspond, two by two, to the same flow mean velocity in the increasing order of $u_h/u_{h,0}$ ratios.

5. Discussion

The model proposed in section 3 is able to predict the physical transport capacity of a fluid, but gives the whole range of mathematical transport capacities for a given problem geometry. An additional experimental measurement: the fluid surface velocity is required to extract the mathematical solution corresponding to the physical reality.

Let's continue the discussion introducing the particle flux concept as it is of primary importance in mass balances. The particle flux per unit of flow section results from the convolution of the flow velocity with the particle concentration

$$q_s = \rho_s c u . \quad (21)$$

Consequently, for a given velocity profile, the particle flux depends on the shape of the particle volumetric concentration profile and the mean particle volumetric concentration over the fluid height. Two different approaches may be distinguished:

- approach A: particle flux is calculated from a constant particle volumetric concentration over the fluid layer;
- approach B: particle flux is calculated from a z-dependent particle volumetric concentration over the fluid layer.

The influence of the shape of the particle volumetric concentration profile on the particle flux profile is shown in Fig. 5 and Fig. 6. Fig. 5 is obtained from a second-order velocity expression and Fig. 6 from a first-order velocity expression. Dashed lines are the dimensionless particle flux profiles calculated from the approach A. Full lines are the dimensionless particle flux profiles calculated from the approach B.

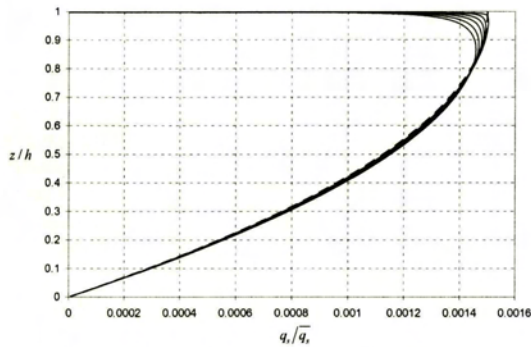


Fig. 5. Dimensionless particle flux profiles calculated from a second order velocity expression and: *dashed line* – approach A; *full line* – approach B. $u_h/u_{h,0}$ ratios used are the same as in Fig. 3.

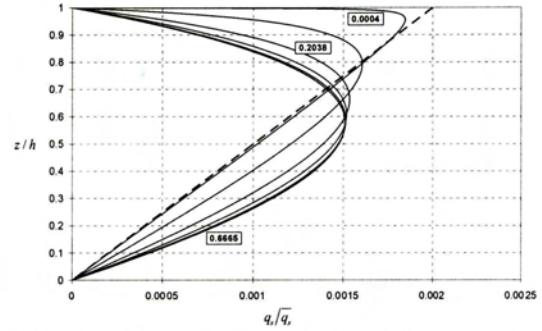


Fig. 6. Dimensionless particle flux profiles calculated from a first order velocity expression and: *dashed line* – approach A; *full line* – approach B. $u_h/u_{h,0}$ ratios used are the same as in Fig. 4.

From results shown in Fig. 5 and Fig. 6, the assumption of a mean particle volumetric concentration over the layer thickness does not affect significantly the dimensionless particle flux profile with a second-order velocity expression. The assumption is not still valid with a first-order velocity expression, excepted if the physical solution of Eq. (12) corresponds to a very high-concentrated fluids, i.e. $u_h/u_{h,0} < 0.0004$.

The particle flux is also influenced by the particle volumetric concentration mean value over the fluid height. For a given particle volumetric concentration mean value, the velocity profile depends on the approach followed (A or B). Fig. 7 and Fig. 8 show examples with respectively a second-order and a first-order velocity expression. Dashed lines are the velocity profiles corresponding to the approach A. Full lines are the velocity profiles corresponding to the approach B. Full lines in Fig. 7 and Fig. 8 give the same mean velocity.

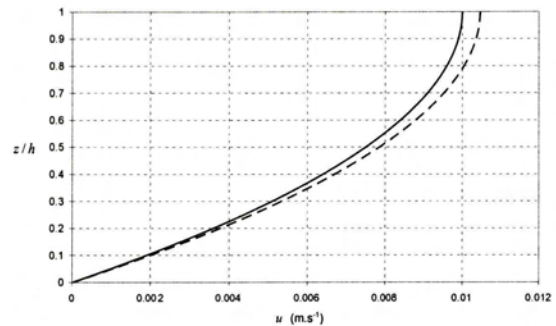


Fig. 7. Second-order velocity expressions corresponding to the approach based on: *full dashed line* – approach A; *full line* – approach B. $u_h/u_{h,0} = 0.0612$. $\alpha = 2.5^\circ$.

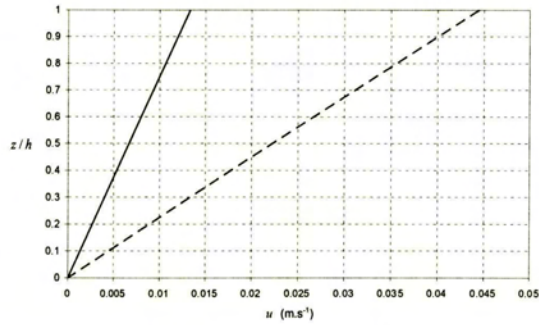


Fig. 8: First-order velocity expressions corresponding to the approach based on: *dashed line* – approach A; *full line* – approach B.

$$u_h/u_{h,0} = 0.0407 \cdot \alpha = 2.5^\circ.$$

To generalize, the relative error between particle flux calculated from the approaches A and B is estimated as followed. Simulations in section 4 were performed with different velocity profiles. Each resulting volumetric concentration profiles corresponds to a specific mean concentration value over the fluid layer. Thus, the velocity profile may be rebuilt from Eq. (19) in the case of a second-order velocity expression or from Eq. (20) in the case of a first-order velocity expression. In both of the approaches the mean particle velocity concentrations are equal. Results are presented in Fig. 9 and Fig. 10.

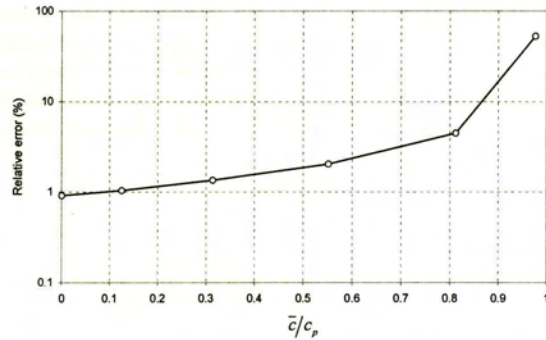


Fig. 9. Relative error between the particle flux calculated from approaches A and B versus \bar{c}/c_p ratios in the case of a second-order velocity expression and with $\alpha = 2.5^\circ$.

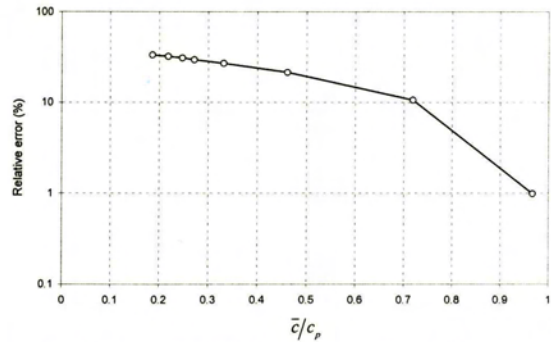


Fig. 10. Relative error between the particle flux calculated from approaches A and B versus \bar{c}/c_p ratios in the case of a first-order velocity expression and with $\alpha = 2.5^\circ$.

In Fig. 9, the relative error increases from 0.9% to 53% when \bar{c}/c_p increases from 0.0002 ($u_h/u_{h,0} = 0.9998$) to 0.9769 ($u_h/u_{h,0} = 0.0006$). The relative error is greater than 5% for about $\bar{c}/c_p > 0.8$. In Fig. 10, the relative error decreases from 33% to 1% when \bar{c}/c_p increases from 0.1859 ($u_h/u_{h,0} = 1$) to 0.9671 ($u_h/u_{h,0} = 0.0004$). The relative error is greater than 5% for about $\bar{c}/c_p < 0.8$. This means that approach B is of primary importance for highly concentrated fluids, i.e. $\bar{c}/c_p > 0.8$, when the velocity expression is of second-order. Inversely, approach B is of primary importance for moderately and lowly concentrated fluids, i.e. $\bar{c}/c_p < 0.8$, when the velocity expression is of first-order.

Other factors may modify these results. Indeed, model in section 3 assumes drastic assumptions to focus on the establishment of a particle volumetric concentration from z-dependent density and dynamic viscosity within a laminar flow layer. Particularly, it assumes no diffusion parameter and no yield shear stress.

Assumption of no diffusion term in model may be questioned as there are many types of potentially interactions that take place in concentrated suspension of particles. Interactions are reversible when each particle return to its original streamline at the conclusion of a given encounter and irreversible when particles are not returning to their original streamlines. In irreversible interactions, there is clearly a net migration of particles from regions of high to low shear rate [19]. Two-body interactions are not always reversible if the particles do not have perfectly smooth surfaces, as has been demonstrated [2]. This should not affect the particle volumetric concentration profile obtained with a linear velocity profile. But, in the case of a second-order velocity profile, this should increase

the particle volumetric concentration profile gradient as the shear rate is higher toward the near-soil region.

Assumption of no yield stress may be questioned as the majority of natural water-particle mixtures has an Herschel-Bulkley's behavior, i.e. with a yield stress $\tau_c \neq 0$. To go further, model should check at each step i if the shear energy between two consecutive stream lines is greater than the yield stress, otherwise, $c_i = c_p$.

7. Conclusion

In this paper, an analytical model to describe the particle volumetric concentration repartition in a laminar fluid layer has been developed. The key to the model is to consider a z-dependent solid volumetric concentration over the fluid height. This implies that the density and dynamic viscosity are not constant throughout the fluid height. Non-clear water was defined as a homogeneous mixture to avoid incorporating in model the transport capacity parameter. Consequences of the presence of particles in the flow are automatically taken into account in equations by introducing the local rheological behavior of such a fluid. The model concerns both the rainflow and the overland flow transportation by water erosion under the hypothesis of the maximum transport capacity reached, i.e. in a transport-limited configuration.

The mathematical transport capacities of first and second order velocity expressions were calculated and convoluted with the mixture velocity to calculate the particle flux per unit of flow section. Results show that the approach based on the z-dependent particle volumetric concentration profile is of primary importance for highly concentrated fluids, i.e. about $\bar{c}/c_p > 0.8$, when the velocity expression is of second-order. Inversely, this approach is of primary importance for moderately and lowly concentrated fluids, i.e. about $\bar{c}/c_p < 0.8$, when the velocity expression is of first-order.

These results are encouraging. Further experimental works have to be led in order to extract the physical solution among the mathematical solutions proposed by the model.

Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge CNRS-INSU department for its support. They also wish to thank D. Hurther for his helpful contribution to this work.

References

- [1] Abrahams AD, Parsons AJ, Luk SH. Field measurement of the velocity of overland flow using dye tracing. *Earth Surf Process Landforms* 1986;653-7.
- [2] Arp PA, Maso SG. The kinetics of flowing dispersions. VIII. Doublets of rigid spheres (theoretical). *J Coll Interf Sci* 1977;21-43.
- [3] Batchelor GK, Green JT. The determination of the bulk stress in a suspension of spherical particles to order c^2 . *J Fluid Mech* 1972;375.
- [4] Charpin JPF, Myers TG. Modelling thin flow with erosion and deposition. *Adv Water Resour* 2005;761-72.
- [5] Cheng NS. Analysis of bedload transport in laminar flows. *Adv Water Resour* 2004;937-42.
- [6] Chow VT. *Open Channel Hydraulics*. New York: McGraw-Hill, 1959.
- [7] Coussot P. *Mudflow rheology and dynamics*. Rotterdam: A.A. Balkema, 1997.
- [8] Einstein A. *Investigation of the Brownian movement*. New-York: Dover publication, 1956.
- [9] Graf WH. *Hydraulics of sediment transport*. New-York: McGraw-Hill, 1971.
- [10] Hairsine PB, Rose CW. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles: 1 sheet flow. *Water Resour Res* 1992;237-43.
- [11] Katz DM, Watts FJ, Burroughs ER. Effects of surface roughness and rainfall impact on overland flow. *ASCE J Hyd Eng* 1995;546-53.
- [12] Kinnell PIA. The effect of flow depth on sediment transport induced by raindrops impacting shallow flows. *Trans Am Soc Agr Eng* 1991;161-8.
- [13] Krieger IM, Dougherty TJ. A mechanism for non-newtonian flow in suspensions of rigid spheres. *Trans Soc Rheol* 1959;137-52.
- [14] Lague D, Crave A, Davy P. Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *J Geo Res* 2003;no 2008.
- [15] Mainali A, Rajaratnam N. Experimental study of debris flows. *ASCE J Hyd Eng* 1994;104-23.
- [16] Myers TG. Thin films with high surface tension. *SIAM Rev* 1998;441-62.
- [17] Myers TG. Modelling laminar sheet flow over rough surfaces. *Water Resour Res* 2002;1230.
- [18] Myers TG. Unsteady laminar flow over a rough surface. *J Eng Math* 2003;111-26.
- [19] Philips RJ, Armstrong RC, Brown RA, Graham AL, Abbott JR. A constitutive equation for concentrated suspensions that accounts for shear-induced particle migration. *Phys Fluids* 1992;
- [20] Toutou Z, Lanos C, Mélinge Y, Roussel N. Modèle de viscosité multi-échelle : de la pâte de ciment au micro-béton. *Rhéologie* 2004;1-9.
- [21] Yalin MS. *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press, 1972.

Conclusion sur les aspects mécaniques des processus de transport

Les aspects mécaniques du transfert des sédiments abordés dans la deuxième section de ce mémoire concernent (suivant une énergie hydraulique croissante) : la mesure des profils de vitesse et de concentration pour l'estimation des profils de flux de sédiments (en régime d'étiage et sur le bassin versant de la Vilaine), la mise en évidence des seuils de mobilisation de la matière (consolidée ou non), et enfin le transport concentré de sédiments fins en régime laminaire (suite aux mesures de profils de concentration réalisées dans l'estuaire de la Gironde). Les matériaux étudiés sont de nature homogène, avec un diamètre moyen d'environ 10 μm . Il s'agit essentiellement de matière organique d'origine détritique (bassin versant de la Vilaine) et de particules argileuses (estuaire de la Gironde).

En régime d'étiage, sur le bassin versant de la Vilaine, le modèle logarithmique du profil de vitesses permet d'expliquer la dispersion des mesures suivant la hauteur d'eau : depuis les premiers centimètres au-dessus de l'interface eau-sédiments jusqu'à la surface libre. Dans la Vilaine, l'interface eau-sédiments correspond à la fois au passage d'un matériau transporté en suspension (mobile) à un matériau immobile, à un changement de granulométrie et à la localisation du plus fort gradient de concentration. En dehors des rares zones de sédimentation en amont des portes des écluses, où les vases ont un diamètre moyen d'environ 20 μm , le fond de la Vilaine est constitué d'un amalgame formé de fines, de particules sableuses, centimétriques, voire décimétriques lorsque des blocs de schistes sont présents. La mesure des concentrations depuis l'interface eau-sédiments jusqu'à la surface libre met en évidence une dispersion des points qui ne s'explique pas par le profil de Rouse, du fait, pensons-nous, des fortes variabilités en rivière. La mesure instantanée du profil de concentration à haute résolution spatiale (cm) met en évidence des gradients de concentration élevés dans les premiers pourcentages de la hauteur d'eau. Et, sur un exemple de mesures synchronisées des profils de vitesse et de concentration, nous avons montré qu'en période d'étiage, 35 % du flux de sédiments total pouvait être localisé dans les 15 % de la hauteur d'eau proches du fond de la rivière. De manière générale, une mesure ou un prélèvement ponctuel dans la lame d'eau pour estimer la concentration en sédiments peut entraîner jusqu'à 50 % d'erreur sur la valeur du flux de sédiments.

Les seuils de mise en mouvement des matériaux ont été mesurés d'une part in situ (sur des bancs de vases dénoyés, dans la Vilaine, à l'amont des sas des écluses), et d'autre part en laboratoire à partir de géosuspensions de différentes concentrations (constituées d'un mélange d'eau de ville et de sédiments en suspension piégés dans la Vilaine). Le travail de laboratoire a également été réalisé sur des sédiments prélevés sur le fond, dans l'estuaire de la Gironde. La mesure in situ est réalisée sur un matériau consolidé (effet de gravité, développement de matière organique structurante), et la mesure en laboratoire sur un matériau non consolidé (remanié, déstructuré). Les seuils de cisaillement mesurés in situ sont 20 à $2 \cdot 10^5$ fois supérieurs aux contraintes de cisaillement de fond précédemment estimées dans la Vilaine en période d'étiage. Concernant les essais de laboratoire, nous avons mis en évidence que les seuils de cisaillement critique des géosuspensions formées à partir des sédiments de la Vilaine et de l'estuaire de la Gironde suivent une loi exponentielle en fonction de la concentration en sédiments (fraction volumique solide), rendant les géosuspensions les plus concentrées particulièrement difficiles à mobiliser. Nous avons également montré que les géosuspensions de la

Vilaine nécessitent une énergie de mobilisation plus importante que celles de la Gironde (à granulométrie équivalente), et que le rapport des seuils de cisaillement varie de 325 % pour une augmentation de la fraction volumique solide de 140 %. Les seuils de cisaillement mesurés sur des sédiments consolidés dans la Vilaine (bancs de vases), supérieurs à 200 N.m^{-2} , présentent des valeurs 5 à 10 fois supérieures à celles mesurées en laboratoire sur des sédiments non consolidés (sur le même intervalle de fraction volumique solide). Ce ratio met en évidence un terme important à prendre en compte : l'histoire des sédiments. Il est nécessaire de connaître la fonction de consolidation ou de structuration des sédiments par la matière organique au cours du temps, entre deux événements hydrauliques capables de les mobiliser. Nous travaillons actuellement sur cette fonction de consolidation, en collaboration avec le laboratoire de rhéologie de l'INSA de Rennes.

En présence d'écoulements fortement concentrés, nous avons mesuré des profils de concentration dans l'estuaire de la Gironde et mis en évidence des concentrations supérieures à 200 g.l^{-1} sous la lutocline qui est le lieu du plus fort gradient de concentration. Ce lieu ne correspond alors plus à la transition entre des sédiments mobiles et immobiles (comme dans le cas de la Vilaine), ce qui pose la question de la définition du fond de la rivière en fonction de l'énergie hydraulique. Pour des écoulements fortement concentrés ($\phi \lesssim 0.1$), la présence des particules ne peut être négligée dans le sens où elles affectent significativement la viscosité apparente du fluide, modifiant ses propriétés d'écoulement. A 500 g.l^{-1} , la viscosité apparente des géosuspensions de la Vilaine est 400 fois supérieure à celle de l'eau, et celle des géosuspensions de l'estuaire de la Gironde, 40 fois. Le rapport des viscosités apparentes varie de 1 à 900 % pour une augmentation de la fraction volumique solide de 140 %. Ce résultat montre à nouveau la grande spécificité de chaque géosuspension, rendant difficile la généralisation des paramètres de calage des modèles rhéologiques.

A ces fortes concentrations, les phénomènes de turbulences sont escomptés et le régime d'écoulement est laminaire. Dans ce contexte, nous avons développé un modèle de prédiction du flux de sédiments moyen, en réponse à l'établissement d'un profil de vitesse (pour un cisaillement supérieur au seuil de cisaillement du matériau). Le modèle suppose la capacité de transport maximum. Suivant l'approche rhéologique, la concentration en sédiments est appréhendée par la définition d'une viscosité apparente d'un fluide homogène constitué d'eau et de sédiments, et la viscosité apparente est considérée comme une fonction de l'altitude dans l'épaisseur de l'écoulement. Alors, un profil de concentration (et de ce fait un profil de flux de sédiments) peut être modélisé via la définition de la loi de comportement du fluide équivalent et de la modélisation de sa viscosité apparente en fonction de la fraction volumique solide (concentration). La comparaison des valeurs des flux moyens obtenus suivant cette approche, ou en considérant une viscosité moyenne (constante), montre qu'il est important de considérer une viscosité non constante : lorsque $c/c_p > 0.8$ pour un profil de vitesse du second ordre, et lorsque $c/c_p < 0.8$ pour un profil de vitesse linéaire.

En partant des plus fortes concentrations, l'approche rhéologique permet de compléter l'étude du transport des sédiments traditionnellement abordée via les paramètres hydrodynamiques de l'eau pure. Il s'agit bien d'une complémentarité. L'acte de congrès proposé en Annexe A.2 en est l'exemple, avec la détermination des seuils de cisaillement au sein d'un massif de sol à partir des deux approches. Cependant, l'approche rhéologique se limite aux situations particulières où le fond des rivières est constitué d'un matériau fin sur une épaisseur supposée infinie par rapport à l'épaisseur mobilisable. De ce fait, nous sommes encore loin de pouvoir expliquer le transport de fond dans une rivière telle que la Vilaine.

Le travail expérimental réalisé dans cette section a permis d'initier une base de données hydro-sédimentaires du bassin versant de la Vilaine. Il a également mis en œuvre, en rivière, une instrumentation originale : perche de turbidimètre ASM-IV Argus pour la mesure instantanée des profils de concentrations et profileur de vitesses NIVUS XPro pour la mesure du profil de vitesse dès les premiers centimètres au-dessus de l'interface eau-sédiments, où la courbure du profil est la plus forte et conditionne le calage des modèles théoriques. Les perspectives, en matière d'instrumentation, sont dans le développement de procédés non intrusifs de mesure des vitesses et des concentrations. Concernant les vitesses, les ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) permettent déjà la mesure des profils de vitesse sur une section d'écoulement. Leurs principaux inconvénients sont, d'une part de ne pouvoir mesurer les vitesses près de l'interface eau-sédiment (perturbation du signal par la présence d'une interface), et d'autre part d'être limités à la mesure des vitesses dans des concentrations inférieures à environ 100 g.l⁻¹. Depuis peu, des travaux (Lemmin et al., 1999) ont montré que l'intensité du signal acoustique rétrodiffusé pouvait être corrélé à la concentration en sédiments au sein de la lame d'eau. Il s'agit maintenant d'être capable de réaliser des mesures non intrusives dans des milieux fortement concentrés et près de l'interface eau-sédiment où ont lieu les processus de mobilisation de la matière. Il est également important de signaler la difficulté, avec des appareils de mesure commerciaux, d'isoler la valeur brute lorsque des post-traitements hardware sont intégrés. Le filtrage des données suppose alors des modèles de référence qui peuvent limiter l'interprétation des mesures. Un réel besoin réside dans l'accès à la donnée brute.

Les variabilités des contraintes de cisaillement de fond, ou encore de l'exposant de calage du profil des sédiments en suspension (suivant les localisations rive gauche-rive droite, amont-aval, suivant les flux d'eau, etc...) mettent en évidence les fortes hétérogénéités spatiales et temporelles de la rivière. Ces hétérogénéités sont à l'origine de la difficulté à moyenniser dans l'espace et le temps des processus mécaniques étudiés de manière locale et ponctuelle. Il est alors nécessaire, dans l'étude du transport des sédiments entre deux points d'une rivière, de recourir à un outil de traçage qui intégrera in situ l'ensemble des forçages mécaniques extérieurs aux sédiments. Un tel outil existe, il s'agit de la radioactivité naturelle des sédiments. La radioactivité confère de plus aux sédiments des propriétés radio-chronométriques. Il devient alors possible d'estimer leur temps de transit par l'analyse de leur décroissance radioactive, et, in fine, de proposer une longueur de transport moyenne via un couplage avec un modèle de vitesse de chute. La méthodologie de cette approche est développée dans la troisième et dernière section de ce mémoire.

SECTION III
Mesure du temps

Nomenclature de la section III

Symboles	Unités	Désignations
α	---	paramètre expérimental de calage du modèle de Perianez et al.
β	---	paramètre expérimental de calage du modèle de Perianez et al.
Δt	(s)	intervalle de temps
λ_i	(s ⁻¹)	constante de désintégration du radioélément i
F_i	---	paramètre expérimental de calage du modèle de He et Walling
ν_i	---	paramètre expérimental dans le modèle de He et Walling
ξ	(m)	épaisseur de la couche de surface active d'une particule
τ	(s)	temps moyen de transit
A	(Bq.m ⁻²)	dépôt cumulé de radioéléments à la surface du sol
$Adv_i(t)$	(Bq.s ⁻¹)	bilan de transport de radioactivité du radioélément i par advection
A_{is}	(Bq.kg ⁻¹)	concentration moyenne en radioélément i des sédiments au sein d'un volume V
$A_{is,0}$	(Bq.kg ⁻¹)	concentration en radioélément i des sédiments à l'instant $t = 0$
$A_{is,amont}$	(Bq.kg ⁻¹)	concentration en radioélément i des sédiments transitant par une section transversale amont
$A_{is,aval}$	(Bq.kg ⁻¹)	concentration en radioélément i des sédiments transitant par une section transversale aval
A_{isc}	(Bq.kg ⁻¹)	concentration en radioéléments i dans la partie interne de la particule
A_{iss}	(Bq.kg ⁻¹)	concentration en radioéléments i dans la couche de surface d'une particule
A_{iw}	(Bq.m ⁻³)	concentration moyenne en radioélément i de l'eau au sein d'un volume V
a	---	paramètre expérimental de calage du modèle d'Echevarria
	---	paramètre expérimental de calage du modèle de Carvalho
	---	paramètre expérimental de calage du modèle d'Ishikawa
a_0	---	paramètre expérimental de calage du modèle de Caillet et al.
b	---	paramètre expérimental de calage du modèle d'Ishikawa
	---	paramètre expérimental de calage du modèle d'Echevarria
	---	paramètre expérimental de calage du modèle de Carvalho
b_0	---	paramètre expérimental de calage du modèle de Caillet et al.
C	(Bq.l ⁻¹)	concentration des radioéléments dans l'eau de pluie
C_s	(g.l ⁻¹)	concentration en sédiments
$Diff_i(t)$	(Bq.s ⁻¹)	pertes de radioactivité du radioélément i par diffusion
d	---	ratio dans le modèle de Caillet et al.
d_{25}	(m)	diamètre associé à une fraction passante de 0.25
d_{50}	(m)	diamètre associé à une fraction passante de 0.50
d_{75}	(m)	diamètre associé à une fraction passante de 0.75
$F_{in,i}(t)$	(Bq.s ⁻¹)	flux de radioactivité en radioélément i entrant dans le volume V
$F_{out,i}(t)$	(Bq.s ⁻¹)	flux de radioactivité en radioélément i sortant du volume V
I	(Bq)	radioactivité totale
$I_i(t)$	(Bq)	radioactivité totale en radioélément i

Symbole	Unités	Désignation
I_{is}	(Bq)	radioactivité de la phase particulaire en radioélément i
I_{iw}	(Bq)	radioactivités de la phase dissoute en radioélément i
i	---	radioélément
k	---	paramètre expérimental de calage du modèle d'Ishikawa
	(s^{-1})	taux de recharge de l'atmosphère dans le modèle de Caillet et al.
k_d	($m^3.kg^{-1}$)	coefficient de partage
L	(m)	linéaire de rivière entre deux sections transversales d'une rivière
M	(g)	masse de sédiments
	---	pourcentage d'argile dans le modèle de Carvalho
m_s	(g)	masse de particules solides
P	(mm)	pluviométrie
Q	($m^3.s^{-1}$)	flux d'eau
Q_s	($g.s^{-1}$)	flux de sédiments
r	(m)	rayon externe d'une particule dans le modèle d'Abril et Fraga
	($mm.h^{-1}$)	taux de précipitation dans le modèle d'Ishikawa
	(m)	le rayon externe d'une particule
S_{sp}	($m^2.g^{-1}$)	surface spécifique
T	(s)	temps total de précipitation
t	(s)	instant
	(s)	intervalle de temps moyen entre deux événements pluvieux dans le modèle de Caillet et al.
t_4	(s)	temps infini
V	(m^3)	volume
V_s	($m.s^{-1}$)	vitesse moyenne des sédiments
w	---	ratio de radioactivité
x	---	localisation d'un point dans une rivière

Introduction

La dernière section de ces travaux de thèse concerne la mesure du temps.

L'objectif à long terme de ce projet expérimental est l'estimation des temps de transit des sédiments entre deux sections transversales d'une rivière, en fonction du flux d'eau. Connaissant la distance séparant les deux sections, le temps de transit permet de déterminer la vitesse moyenne des sédiments. Et, couplée à la vitesse de chute des sédiments (objet de travaux de recherche actuellement menés à l'IRSN, Brach-Papa et al. (2006)), la vitesse moyenne permet le calcul de la longueur de transport des sédiments en rivière pour un flux donné. Il est alors possible d'envisager l'établissement, par la mesure in situ, des relations entre la distance de transport et des variables simples telles que la surface du bassin versant, la pente moyenne, le flux d'eau, le diamètre moyen de sédiments transportés, etc., ou encore de déterminer l'énergie hydraulique minimum qui permet le transport "infini" d'un sédiment. La longueur de transport est dans ce contexte considérée comme étant "infinie" lorsqu'une particule mise en suspension est transportée directement vers l'exutoire d'un bassin versant sans processus de sédimentation intermédiaire. La caractérisation de la longueur de transport est essentielle pour comprendre le développement de la morphologie d'une rivière (Pyrce et Ashmore, 2003). Sur des échelles de temps plus courtes, il est également intéressant de connaître, par exemple, si un sédiment fin associé à un polluant sera chassé du bassin versant après 1, 10 ou 100 événements hydrauliques majeurs (qu'il reste à définir).

Dans le cadre de ces travaux de thèse, seules les déterminations des temps de transit et vitesse moyenne des sédiments sont abordées. Les résultats sont essentiellement d'ordre méthodologique dans le sens où ils participent au développement à long terme d'un protocole expérimental in situ de traçage des sédiments en rivière sur des courtes périodes de temps (quelques jours) par le suivi de leur radioactivité naturelle. La méthodologie a notamment été appliquée, in situ, dans des conditions hydrologiques idéales. Et, des expériences en laboratoire ont permis d'aborder certains processus qui ne peuvent être négligés lors du traçage des sédiments pendant une onde de crue. En effet, avant de complexifier les modèles existants (adaptés aux pas de temps longs, en régime permanent), il est important d'avancer dans la compréhension des processus qui s'expriment à l'échelle de l'évènement hydrologique.

Plus le temps de transit est long, plus le nombre d'évènements nécessaires à évacuer une particule d'un bassin versant est important, plus la longueur de transport associée à un évènement est courte, et plus le mélange des particules transportées avec le fond de la rivière est important. A notre connaissance, les seules estimations de longueur de transport proposées concernent les particules fines. Une lacune de connaissances existe concernant les particules centimétriques, décimétriques, et plus, et qui pourtant participent au bilan de masse. Concernant les particules fines (argiles et limons), il existe deux approches différentes (Bonniwell et al., 1999) :

- la première, basée sur l'observation des processus du fond des torrents (Jobson and Carey, 1989) et la relation entre les réponses hydrauliques et chimiques d'évènements extrêmes (Keup, 1968 ; Verhoff and Melfi, 1978 ; Verhoff et al., 1979, 1982), suggère que les particules

fines sont transportées à travers un bassin versant par une succession de mise en suspension et dépôt. Dans ce cas, les particules nécessitent plusieurs évènements pour transiter dans un système ;

- la seconde (Cahill et al. , 1974 ; Partheniades, 1972) est basée sur l'analyse des polluants fixés sur les particules fines (de manière irréversible) et montre que les vitesses de dépôt des particules fines sont assez faibles et les turbulences et vitesses d'écoulement d'un évènement extrême assez grandes pour qu'elles atteignent l'exutoire d'un bassin versant au cours d'un seul hydrographe.

A noter que ces deux approches peuvent conceptuellement être étendues à tous les diamètres de particules.

Sur un plan strictement métrologique, la mesure des flux de sédiments reste encore imparfaite. L'intégration du flux sédimentaire sur une section transversale de rivière est, par exemple, très difficile à calculer avec des techniques d'échantillonnage ou de piégeage classiques. La part relative du transport de fond et du transport en suspension est de ce fait mal estimée sur des chroniques hydrologiques avec des variations de vitesses d'eau importantes. Etant donné que les modes de transport des sédiments sont des fonctions des échelles de temps et d'espace considérées (Evans, 2002), la précision des mesures et l'estimation du transport de sédiment sont dépendantes de la fréquence et de la localisation de la collecte des données (Baade et al., 2002). Ainsi, la fréquence d'échantillonnage peut être (trop) importante pour obtenir une erreur acceptable sur une valeur moyenne (Smith et al., 2002). De ce fait, il est nécessaire de développer une méthodologie intégratrice (avec une intégration in situ) de l'ensemble des modes de transport et des phases intermédiaires de repos et de mise en suspension des sédiments. C'est l'approche suivie dans le cadre de ces travaux de thèse. Elle repose sur la mesure de la décroissance en radioactivité naturelle des sédiments (principe du traçage avec un traceur ayant l'avantage de posséder des propriétés radio-chronométriques). Cette analyse a le potentiel, par le suivi de radioéléments de demi-vies plus ou moins longues, de quantifier des temps de transit de sédiments entre deux lieux géographiques depuis des échelles de temps courtes (de l'ordre de quelques jours) sur lesquelles se concentrent ces travaux, à des échelles de temps pluriannuels (intégration d'un grand nombre d'évènements climatiques). Aux échelles de temps courtes, on peut citer essentiellement les travaux de Bonniwell et al. (1999) sur une rivière de montagne et ceux de Bonté et al. (2000) sur la Seine. Une méthodologie intégratrice permet aussi de quantifier des modes de transfert de sédiments de type stockage-déstockage qui sont difficilement mesurables par un échantillonnage de haute fréquence, à un endroit donné. Enfin, et cet aspect est non négligeable, l'intégration temporelle et naturelle des processus hydro-sédimentaires a le potentiel de révéler in situ de nouveaux processus que les mesures ponctuelles ne sont pas capables de mettre en évidence.

Cette troisième section s'articule autour de quatre chapitres.

Le chapitre III.1 expose la méthodologie générale de traçage des sédiments dans une section longitudinale de rivière par le suivi de leur radioactivité naturelle, et met en évidence les facteurs d'incertitudes principaux qui sont repris dans les chapitres III.3. et III.4.

Le chapitre III.2 traite des sources de radioéléments dans les milieux naturels et de leurs variabilités spatio-temporelles à différentes échelles de temps, et en particulier à l'échelle de l'évènement pluvieux.

Le chapitre III.3 met l'accent sur un aspect important de la modélisation du temps de transit des sédiments dans les modèles conceptuels : la notion de coefficient de partage des radioéléments entre les phases particulaires et dissoutes. Le chapitre se présente sous l'aspect d'un travail bibliographique réalisé à partir des études utilisant les radioéléments naturels dans différents contextes expérimentaux. Les facteurs de contrôle du coefficient de partage sont passés en revue et les résultats d'expériences complémentaires que nous avons jugées nécessaires de mener, in situ et en laboratoire, y sont exposés.

Le chapitre III.4 est consacré à un cas d'étude : le calcul du temps de transit des sédiments dans la Vilaine entre les villes de Rennes et de Guipry (distantes d'environ 40 km). La méthodologie est appliquée dans un contexte expérimental idéal : régime hydraulique permanent, sédiments en suspension homogènes et sources en radioéléments contrôlées. Ce chapitre met également en évidence, dans ce contexte idéal, et par la mesure in situ, certaines limites méthodologiques liées aux échelles de temps courtes sur lesquelles nous travaillons.

III.1

Principe du traçage et radioéléments candidats

Un radioélément environnemental est un isotope instable d'un élément chimique, qui décroît ou se désintègre spontanément, émettant une ou des radiations mesurables (définition IRSN). Une désintégration se produit après un temps moyen connu, ce qui confère à l'isotope des propriétés radiochronométriques remarquables. L'élément résultant peut également être radioactif, sous la forme d'un isotope de son élément parent ou sous la forme d'un élément chimique différent. Dans l'environnement, on distingue principalement deux types de radioéléments : les naturels et les artificiels (comprendre d'origine anthropique). Ils sont présents sous la forme d'éléments traces associés à la fois aux particules terrigènes et aux matières organiques, mais également sous forme dissoute au sein de la phase liquide.

L'outil radioélément est communément utilisé dans les environnements où les phénomènes de turbulence locale peuvent être négligés (Brown et al., 1989 ; Canuel et al., 1990). Cela limite les études à quelques processus : sédimentation à grande échelle de temps dans des environnements tels que les lacs, les estuaires et les océans. Les radioéléments sont généralement utilisés pour dater les sédiments (Anderson et al., 1987 ; Carvalho, 1997 ; Ciffroy et al., 2003 ; Joshi et al., 1992 ; Larsen et Cutshall, 1981 ; Monte et al., 1997 ; Monte et al., 2003, Wise, 1980), ou pour les tracer (Bonté et al., 2000 ; Canuel et al., 1990 ; Dibb et Rice, 1989 ; Dominik et al., 1989 ; Mangini et al., 1990 ; Robbins et Eadie, 1991 ; Schuler et al., 1991 ; Stiller et Imboden, 1986 ; Talbot et Andren, 1984 ; Vogler et al., 1996 ; Walling et Woodward, 1992 ; Wieland et al., 1991). Aussi, depuis maintenant une vingtaine d'années, l'utilisation nouvelle des cosmonucléides (radioéléments formés dans la haute atmosphère par le rayonnement solaire) dans le domaine des Sciences de la Terre permet un suivi spatial et temporel des particules solides aussi bien sur les bassins versants que dans les réseaux hydrographiques, et ce, à différentes échelles de temps, *Tableau 29*.

Tableau 29 : Principaux cosmonucléides nouvellement utilisés dans les Sciences de la Terre ; () volume troposphérique de $3.62275 \times 10^{18} \text{ m}^3$ (Lal et Peters, 1967) ; (**) surface du monde de $5.1005 \times 10^{14} \text{ m}^2$ (Lide, 1993) ; (***) Lal et Peters (1967) et (Lal et Suess, 1968) ; (****) la demi-vie correspond au temps pour que la moitié des atomes se désintègre.*

Elément	Isotope	Demi-vie ^(****)	Taux de production		Fraction dans la troposphère ^(***)	Concentration dans la troposphère ^(*) (mBq.m ³)
			Par unité d'aire (Bq.m ⁻²)	Quantité annuelle ^(**) (PBq.année ⁻¹)		
Béryllium	Béryllium-7	53.29 jours	810	1960	0.11	12.5
	Béryllium-10	1.51×10^6 années	450	0.000064	0.0023	0.15
Aluminium	Aluminium-26	7.4×10^5 années	1,4	0.000001	7.7×10^{-8}	1.5×10^{-8}
Chlore	Chlore-36	3.01×10^5 années	11	0.000013	6×10^{-8}	9.3×10^{-8}

Ces radioéléments ne sont pas les seuls à pouvoir être utilisés dans le traçage des processus hydro-sédimentaires en rivière. Il en existe d'autres répondant à un certain nombre de critères énumérés dans ce chapitre. Aussi, avant de présenter les radioéléments adaptés, de rappeler leurs origines et la

méthode de mesure des rayonnements issus de leurs désintégrations, ce chapitre expose le principe de traçage des sédiments en rivière.

III.1.1. PRINCIPE DU TRAÇAGE RADIOACTIF

L'objectif de ce paragraphe est de faire un état des lieux de la modélisation des vitesses moyennes de transfert des sédiments dans des sections longitudinales de rivières.

La plupart des modèles proposés dans la littérature sont focalisés sur le dépôt et la dispersion des radionucléides dans les océans, les estuaires et les rivières. Couplés à des hypothèses d'érosion et de sédimentation supposées connues (Monte et al., 1997 ; Perianez et Abril, 1996 ; Rodriguez-Alvarez et Sanchez, 2000 ; Shukla, 1993), ils ne peuvent proposer qu'une approche limitée des processus de transfert des particules. Dans le cadre de ces travaux, nous souhaitons justement ne pas formuler d'hypothèses sur les lois d'érosion et de sédimentation mais aborder les vitesses moyennes de transit par une approche intégratrice des processus hydro-sédimentaires. En ce sens, d'autres modèles, moins nombreux, utilisent le suivi de la radioactivité naturelle des particules pour mettre en évidence des processus d'érosion et de sédimentation (Bonniwell et al., 1999 ; Bonté et al., 2000 ; Whiting et al., 2005). Ces modèles empiriques (Bonniwell et al., 1999), et semi-empiriques (Bonté et al., 2000) actuellement basés sur des hypothèses de régimes permanents (eau, particules et radioéléments) sont sur le chemin de la modélisation du transfert de sédiments à travers un réseau hydraulique, à l'échelle de temps de l'onde de crue.

De manière générale, les modèles proposés dans la littérature sont soit conceptuels, soit empiriques.

- les modèles conceptuels requièrent la connaissance des variables impliquées. Ils peuvent devenir rapidement complexes et nécessitent un important nombre de données d'entrée pas toujours faciles à mesurer in situ. De plus, le coefficient k_d représentatif du partage des radioéléments entre les phases liquide et solide est supposé à l'état d'équilibre à chaque pas de temps, ce qui est justifié lorsque les processus hydro-sédimentaires sont moyennés sur des intervalles de temps suffisamment longs (Howorth et Eggleton, 1988 ; Kershaw et al., 1988) ;
- les modèles empiriques sont basés sur une fonction de transfert entre les entrées et les sorties (Joshi et al., 1991 ; Takeshi, 1995). Ils sont spécifiques au site étudié.

III.1.1.1. Les modèles conceptuels

L'ensemble des modèles conceptuels est basé d'une part sur l'Équation 72, qui représente le bilan de radioactivité en fonction du temps d'un volume V (par exemple, une portion longitudinale de rivière), et d'autre part le concept du k_d (le chapitre III.3 lui est entièrement consacré). Dans cette équation, $I_i(t)$ représente la radioactivité totale (phases liquide et solide) d'un radioélément i dans le volume V (Bq), $Diff_i(t)$ les pertes de radioactivité par diffusion ($\text{Bq}\cdot\text{s}^{-1}$) et $Adv_i(t)$ le bilan de transport de radioactivité par advection ($\text{Bq}\cdot\text{s}^{-1}$) défini par l'Équation 73 (où $F_{in,i}(t)$ et $F_{out,i}(t)$ ($\text{Bq}\cdot\text{s}^{-1}$) sont respectivement les flux de radioactivité entrants et sortants du volume V).

$$\frac{dI_i(t)}{dt} = -\lambda_i I_i(t) - Adv_i(t) - Diff_i(t) \quad \text{Équation 72}$$

$$Adv_i(t) = F_{out,i}(t) - F_{in,i}(t) \quad \text{Équation 73}$$

Les hypothèses couramment admises sont les suivantes :

- une géométrie de rivière bidimensionnelle ;
- un volume V constitué de 3 compartiments : eau, particules identiques et radionucléides ;
- des flux solide et liquide permanents et uniformes ;
- le coefficient de partage k_d à l'état d'équilibre (cela signifie alors un flux de radioéléments également permanent et uniforme) ;
- une fonction de mélange permanente et uniforme entre les sédiments en suspension et une couche de sédiments de fond facilement remobilisables ;
- un transport sédimentaire en mode binaire : soit le sédiment est en suspension et est transporté à la vitesse moyenne de l'eau, soit il est immobile sur le fond ;
- les profils d'eau, de concentration et de radioéléments sont uniformes sur la hauteur d'eau ;
- la seule source d'eau, de particules et de radioéléments est la section transversale amont ;
- les seules pertes en eau, particules et radioéléments se font via la section aval ;
- les phénomènes de diffusion sont négligés ;
- la décroissance radioactive est linéaire entre les sections transversales amont et aval (Bonté et al., 2000) (en d'autres termes, la demi-vie des radioéléments est supposée être plus grande que le temps de transfert des sédiments dans le volume V).

Sous ces hypothèses, l'Équation 72 se réécrit suivant l'Équation 74, où I_i peut se décomposer en la somme des radioactivités des phases dissoutes I_{iw} (Bq) et particulaires I_{is} (Bq) (Équation 75), et $F_{out,i}(t)$ et $F_{in,i}(t)$ (Bq.s⁻¹) s'écrivent respectivement suivant l'Équation 76 et l'Équation 77 (où Q (m³.s⁻¹) est le flux d'eau, C_s la concentration en sédiments et k_d le coefficient de partage, $A_{is,aval}$ et $A_{is,amont}$ (Bq.kg⁻¹) les concentrations en radioéléments i des sédiments transitant par les sections transversales respectivement aval et amont).

$$-\lambda_i I_i - F_{out,i} + F_{in,i} = 0 \quad \text{Équation 74}$$

$$I_i = I_{is} + I_{iw} \quad \text{Équation 75}$$

$$F_{out,i} = Q \left(C_s + \frac{1}{k_d} \right) A_{is,aval} \quad \text{Équation 76}$$

$$F_{in,i} = Q \left(C_s + \frac{1}{k_d} \right) A_{is,amont} \quad \text{Équation 77}$$

Le modèle conceptuel permet d'approcher la vitesse moyenne des sédiments V_s (Équation 78) par l'estimation de leur temps moyen de transit τ entre deux sections transversales d'une rivière distantes

de L (Équation 79, où M est la masse totale des sédiments dans le volume V et Q_s le flux de sédiments entrants).

$$V_s = \frac{L}{\tau} \quad \text{Équation 78}$$

$$\tau = \frac{M}{Q_s} \quad \text{Équation 79}$$

La masse M est estimée par l'Équation 80, et la concentration moyenne en radioélément i des sédiments (A_{is}) au sein du volume V par l'Équation 81 (hypothèse de linéarité de la décroissance radioactive, Bonté et al. (2000)).

$$M = \frac{I_{is}}{A_{is}} \quad \text{Équation 80}$$

$$A_{is} = \frac{1}{2} (A_{is,amont} - A_{is,aval}) \quad \text{Équation 81}$$

Enfin, avec I_{iw} défini par l'Équation 82, le temps de résidence moyen (Équation 83) est obtenu par combinaison des Équation 74, Équation 75, Équation 76, Équation 77, Équation 80 et Équation 81.

$$I_{iw} = \frac{V}{k_d} \frac{1}{2} (A_{is,amont} + A_{is,aval}) \quad \text{Équation 82}$$

$$\tau = \frac{2Q(A_{is,amont} - A_{is,aval})(k_d C_s + 1) - \lambda_i V (A_{is,amont} + A_{is,aval})}{k_d \lambda_i Q C_s (A_{is,amont} + A_{is,aval})} \quad \text{Équation 83}$$

A partir de l'Équation 83, il est possible (via un calcul d'erreur), d'estimer le poids de chacun des termes dans le calcul du temps de transit moyen des sédiments, *Tableau 30*. Ainsi, l'erreur commise sur l'un des termes multipliée par le poids de ce terme donne l'erreur sur le temps de transit (tous autres termes constants par ailleurs). Pour cela, nous avons utilisé les données issues des travaux de Bonté et al. (2000). La discussion portant sur la détermination d'une concentration moyenne C_s sur la hauteur d'eau a été abordée dans la section II de ces travaux. Concernant les paramètres liés aux radioéléments, alors que la décroissance λ_i peut être considérée comme une valeur tabulée, l'erreur sur la quantification de la concentration des sédiments en suspension entrant dans le système V (et dans une moindre mesure sortant du système) peut influencer de manière importante sur le calcul du temps de transit moyen. Aussi, l'erreur sur la détermination du paramètre k_d ne doit pas être négligée (poids de 13 % sur le résultat final dans le cas du Béryllium-7). La quantification des sources en radioéléments (et en particulier via une section transversale amont) est abordée dans le chapitre III.3 de ces travaux, quand au paramètre k_d , le chapitre III.2 lui est entièrement consacré.

Tableau 30 : Poids des paramètres dans le calcul du temps de transit des sédiments à partir du modèle développé par Bonté et al. (2000). Q est le flux d'eau moyen ($m^3 \cdot s^{-1}$), V le volume d'eau entre les sections transversales amont et aval (m^3), C_s est la concentration moyenne des sédiments en suspension ($kg \cdot l^{-1}$); $A_{is,amont}$ et $A_{is,aval}$ les concentrations des radioéléments dans les matières en suspension prélevées au niveau des sections transversales respectivement amont et aval ($Bq \cdot kg^{-1}$), k_d le coefficient de partage ($l \cdot kg^{-1}$), et λ_i la constante de décroissance radioactive ($jour^{-1}$).

	Q (%)	V (%)	C_s (%)	$A_{is,amont}$ (%)	$A_{is,aval}$ (%)	k_d (%)	λ_i (%)
Béryllium-7	2	2	13	28	16	13	24
Iode-131	21	21	8	27	8	8	8

Actuellement, l'approche conceptuelle se limite au suivi des sédiments sur des pas de temps tels que les moyennes sont significatives. Avant de proposer une modélisation en régime transitoire (objectif à long terme), il est nécessaire de comprendre les processus qui régissent le comportement des radioéléments à l'échelle de temps d'une onde de crue : variabilité des sources, temps caractéristiques des cinétiques de fixation aux sédiments, évolution de la répartition des radioéléments entre les phases liquide et solide en réponse à des modifications physico-chimiques du milieu, et à un changement de diamètre moyen des sédiments (liste non exhaustive).

III.1.1.2. Les modèles empiriques

Considérons un système environnemental constitué de 3 composants : l'eau, des particules terrigènes identiques et un type de radioélément, tout paramètre physico-chimique constant par ailleurs. Considérons également que le ratio de la concentration en radioéléments des particules sur la concentration en radioéléments de l'eau est constant. A noter que ce simple schéma pose d'ores et déjà le problème de la définition de la limite entre la phase dissoute et la phase particulaire. Pour la plupart des auteurs, elle est fixée à $0.45 \mu m$, signifiant que les colloïdes appartiennent à la phase dissoute.



Figure 145 : Schématisation du transfert de particules entre les points x_1 (amont) et x_2 (aval) d'une rivière distants de L . La concentration en radioéléments entre x_1 et x_2 diminue suivant la loi de décroissance radioactive.

Alors, le temps de transit $\tau = t_2 - t_1$ entre un point initial localisé en x_1 et un point final localisé en x_2 (avec un écoulement de x_1 vers x_2) distants de la longueur curviligne L dans une section longitudinale de rivière (Figure 145) peut être calculé en utilisant les propriétés radio-chronométriques des particules (du fait de la présence de radioéléments). Pour un radioélément d'origine artificielle, cosmogénique ou tellurique (on ne considère alors que l'excès du radioélément sur la particule), l'Équation 84 rappelle la loi de la décroissance radioactive, où $A_{is}(t)$ est la radioactivité d'une particule à l'instant t , $A_{is,0}$ la radioactivité de cette même particule à l'instant $t = 0$ et λ_i la constante de désintégration (s^{-1}) du radioélément i . L'Équation 85 permet de calculer le temps de résidence moyen

τ des particules entre les points x_1 (à t_1) et x_2 (à t_2), la vitesse moyenne de transit des particules V_s entre x_1 et x_2 est donnée par l'Équation 78.

$$A_{is}(t) = A_{is,0} \exp(-\lambda_i t) \quad \text{Équation 84}$$

$$\tau = -\frac{1}{\lambda_i} \ln \frac{A_{is}(x_2)}{A_{is}(x_1)} \quad \text{Équation 85}$$

En pratique, la vitesse V_s est le paramètre de calage du modèle de distribution des concentrations des sédiments en radioélément i entre x_1 (section de référence, avec $A_{is}(x_1) = A_{is,0}$) et x_2 (Équation 86).

$$A_{is}(x) = A_{is,0} \exp\left(-\frac{\lambda_i}{V_s} x\right) \quad \text{Équation 86}$$

III.1.2. CRITERES DE CANDIDATURE

L'objectif de ce paragraphe est de faire l'état des lieux des radioéléments présents dans l'environnement, adaptés au traçage des sédiments en rivière sur des échelles de temps de un à quelques jours.

Il existe plusieurs techniques de mesure de la concentration des sédiments en radioéléments : la spectrométrie alpha ou gamma (en fonction de la nature du rayonnement émis lors de la désintégration des atomes radioactifs), les comptages par scintillation liquide ou encore la spectrométrie de masse sont des procédés chimiques lourds, traditionnellement utilisés pour déterminer les radioéléments présents à faible concentration dans l'environnement (Papachristodoulou et al., 2003). Lorsque des limites de détection particulièrement faibles ne sont pas requises, la spectrométrie gamma haute résolution fournit une technique non destructrice, multiéléments et économe en temps (rapidité de réactivité, faible coût). Sa faisabilité a souvent été illustrée dans l'analyse quantitative de l'Uranium-238, du Thorium-232 et de leurs produits de décroissance (Bunzl et al., 1994 ; Ionnides et al., 1997 ; Kölher et al., 2000 ; Pakou et al., 1994). A noter également de récentes avancées dans l'utilisation du Césium-137 et de l'excès de Plomb-210 (excès par rapport au Plomb-210 naturellement produit par la particule) pour quantifier les taux d'érosion et d'accumulation à moyen terme (Blake et al., 2002).

Dans le cadre de ces travaux de thèse, les concentrations ont été mesurées par spectrométrie gamma haute résolution : il s'agit soit d'une mesure directe lorsque le radioélément émet un rayonnement gamma lors de sa désintégration, soit d'une mesure indirecte (pour un radioélément émettant un rayonnement alpha et dans le cas des filiations radioactives) lorsque le radioélément est estimé à partir de la mesure d'un radioélément différent, émetteur d'un rayonnement gamma, sous l'hypothèse de l'équilibre séculaire.

Les radioéléments doivent respecter plusieurs critères pour être adaptés à l'étude des processus hydro-sédimentaires :

- avoir une demi-vie adaptée : les variations de radioactivité doivent être sensibles aux échelles de temps des processus hydro-sédimentaires étudiés ;
- être présents dans les milieux aquatiques ;
- être exogènes à la particule ou présents en excès par rapport à un radioélément endogène (dont on est capable de connaître la concentration sur la particule) ;
- émettre un rayonnement gamma lors de leur désintégration ;
- être présents en concentration suffisante de manière à ce que la radioactivité mesurée soit supérieure au seuil de détection des spectromètres gamma (avec une forte probabilité).

En particulier, étant donné que l'on utilise les déséquilibres dans les séries de désintégration radioactives pour étudier les temps de transferts des particules (Olley et al., 1997), lorsque le radioélément est produit par la particule (production endogène), il doit satisfaire aux conditions supplémentaires suivantes :

- avoir un radioélément père d'une demi-vie importante ;
- avoir une demi-vie d'une part assez courte pour évaluer les temps de transfert à des échelles de temps fines (si souhaité), et d'autre part assez longue pour que l'équilibre séculaire ne soit pas trop vite atteint (équilibre entre les proportions du noyau ancêtre et de ses descendants).

On peut également ajouter des critères d'affinité à la phase particulaire. Par exemple, une forte affinité est mise en évidence dans le cas de l'excès de Thorium-234, de l'excès de Plomb-210 et du Césium-137.

III.1.3. RADIOELEMENTS CANDIDATS

Les radioéléments environnementaux répondants aux critères proposés dans le paragraphe précédent, ont des origines variées. Ils peuvent être d'origine artificielle (accident de Tchernobyl pour le Césium-137, radiothérapies pour l'Iode-131), ou naturelle (formation du Béryllium-7 dans la haute atmosphère par l'action de spallation des rayons cosmiques, Plomb-210 et Thorium-234 présents dans la minéralogie des particules). Leurs demi-vies couvrent une large gamme d'échelles de temps. Par conséquent, ils peuvent être utilisés pour étudier des phénomènes dont l'échelle de temps varie de plusieurs années à quelques jours. La limite inférieure est contrainte par la méthodologie, étant donné le temps nécessaire pour échantillonner in situ, conditionner les échantillons, puis mesurer leur concentration en radioéléments.

III.1.3.1. Origines artificielles

Les radioéléments artificiels utilisables sont issus principalement des tests thermonucléaires menés de 1951 à 1962, et de l'accident de Tchernobyl de 1986. Leur demi-vie varie de 8.02 jours (Iode-131) à 24 110 ans (Plutonium-239). Ils sont de nos jours piégés dans la couche de surface des sols où le stock diminue par décroissance, et peuvent être présents dans l'atmosphère suite à une érosion éolienne. A noter que la plupart des études impliquées dans la datation des phénomènes à partir de l'analyse des

radioéléments se sont concentrées sur le seul élément radioactif Césium-137 (demi-vie de 30.07 ans) (Walling, 2002). Depuis peu, une attention croissante est portée à l'utilisation de radioéléments d'origine naturelle (Bonté et al., 2000) (Béryllium-7 et excès de Plomb-210 par exemple).

III.1.3.1.1. Césium-137

Les retombées du Césium-137 (demi-vie de 30.07 ans) varient de manière significative au cours du temps : elles ont été détectées pour la première fois au début des années 50, ont atteint un pic dans les années 60 (avant le traité d'arrêt des tests nucléaires), puis ont décliné rapidement vers le milieu des années 70. Plus tard, à la suite de l'accident de Tchernobyl, d'importants apports à court terme ont été reçus par certaines régions européennes et zones adjacentes au site de la centrale. Ces variations des apports atmosphériques du Césium-137 dans le temps sont importantes puisqu'elles permettent, entre autres, d'estimer les taux de sédimentation à partir de l'établissement de la chronologie des dépôts sédimentaires. Les retombées du Césium-137 sont également caractérisées par une importante variabilité spatiale à l'échelle de la planète, fonction de la localisation des tests nucléaires, des mouvements globaux existants au sein de la stratosphère, et de l'importance des précipitations annuelles. Les retombées atmosphériques dans les zones équatoriales et sur l'hémisphère sud d'une manière générale sont moins importantes que dans l'hémisphère nord, où la plupart des travaux initiateurs dans le développement du potentiel de mesure à partir du Césium-137 ont été entrepris. Avec une demi-vie de 30.07 ans, l'activité du Césium-137 sera de plus en plus difficile à mesurer dans les années à venir.

III.1.3.1.2. L'Iode-131

Les traitements médicaux constituent une autre source potentielle de radionucléides artificiels, avec l'Iode-131 (demi-vie de 8.02 jours) utilisé en radiothérapie. Ce radioélément a déjà été mesuré dans les sédiments en suspension de la Seine, en aval de Paris (Bonté et al., 2000). Dans le cadre de ces travaux, nous l'avons également détecté dans ceux de la Vilaine, en aval de l'émissaire de rejet de la station d'épuration de la ville de Rennes. Nous tenons à préciser que les activités mesurées sont inférieures à celles des radioéléments naturels : Béryllium-7 et Plomb-210 par exemple. Nous rappelons également que les mesures en spectrométrie gamma sont réalisées au sein de châteaux de plomb pour isoler les échantillons de notre propre radioactivité naturelle.

III.1.3.2. Origines naturelles

Il convient de distinguer les cosmonucléides (issus de l'interaction entre les particules du rayonnement cosmique et les hautes couches de l'atmosphère) des radioéléments d'origine tellurique (produits de la désintégration des éléments parents des trois chaînes de désintégrations naturelles, que sont l'Uranium-238, le Thorium-232 et l'Uranium-235).

III.1.3.2.1. Origine cosmique

L'interaction des rayons cosmiques avec les particules de la haute atmosphère produit un certain nombre de cosmonucléides, *Tableau 29*. La production la plus importante se situe dans la stratosphère. Une production secondaire est localisée dans les parties basses de l'atmosphère où des neutrons et des protons de rayons cosmiques énergétiques y survivent. La variation spatiale dans la production est également fonction de la latitude. Pour sa part, la variation temporelle suit le cycle solaire de 11 ans

(modulation de la pénétration des rayons cosmiques dans le champ magnétique terrestre). La demi-vie des cosmonucléides utiles varie de 1 jour à 1.52×10^6 années (Béryllium-10).

Un radioélément d'origine cosmique largement présent dans l'environnement est le Béryllium-7. Avec sa demi-vie de 53.3 jours, il offre un potentiel considérable dans l'étude de la redistribution du sol et du transfert des sédiments à des échelles de temps courtes. Ses retombées varient en fonction de l'importance des précipitations annuelles. Et, à l'échelle d'une année, en France, la production de Béryllium-7 atteint son maximum au printemps. Les études montrent que le Béryllium-7 du fait de sa courte demi-vie est simplement présent dans le premier centimètre du sol (1.2 cm mesuré par Bonniwell (1999)).

III.1.3.2.2. Origine tellurique

Parmi les radioéléments d'origine tellurique, on distingue les radioéléments primaires qui viennent de la formation du système solaire (ne subsistent de nos jours que les radioéléments associés à des périodes de décroissance supérieures à 10^8 années) des radioéléments induits (filiations des 3 grandes familles de décroissance naturelle dont les éléments parents sont l'Uranium-238 (Tableau 31), le Thorium-232 et l'Uranium-235). Un radioélément primaire majoritairement présent dans l'environnement est le Potassium-40, qui représente selon Lambrechts et al. (1992) jusqu'à 80 % de la radioactivité naturelle. Les demi-vies des radioéléments induits sont comprises entre 3×10^{-7} s (Polonium-210) à 4.47×10^9 ans (Uranium-238), couvrant ainsi une large gamme d'échelles de temps. Les radioéléments induits les plus abondants dans la nature sont l'Uranium-238 (élément père), le Thorium-230 et le Radium-226.

A noter que les particules terrigènes sont le lieu de production des radioéléments induits. Ainsi, sur une particule donnée et pour un radioélément (par exemple le Plomb-210), on distingue la part produite par la particule de celle issue de son milieu environnant (migration d'atomes de la phase dissoute sur la phase particulaire par exemple). On parle alors d'excès de radioéléments (excès de Plomb-210 dans notre exemple).

Tableau 31 : Chaîne de désintégration de l'Uranium-238 (de gauche à droite). Les radioéléments fils grisés ont une demi-vie adaptée au suivi des processus hydro sédimentaires dont l'échelle de temps caractéristique varie de quelques jours à quelques mois.

^{238}U	^{234}Th	^{234}Pa	^{234}U	^{230}Th	^{226}Ra	^{222}Rn	^{218}Po	^{214}Pb	^{214}Bi	^{214}Po	^{210}Pb	^{210}Bi	^{210}Po	^{206}Pb
4.4×10^9 ans	24.1 jours	1.18 min	2.48×10^5 ans	7.52×10^4 ans	1.62×10^3 ans	3.82 jours	3.05 min	26.8 min	19.7 min	1.64×10^{-4} sec	22.3 jours	5.01 jours	138 jours	Isotope stable

Ainsi, de manière générale, dans un environnement donné, les niveaux d'activité des radioéléments dépendent principalement de la géologie du substratum (Rodriguez-Alvarez, 2000).

3.2.2.1 Excès de Thorium-234

Le Thorium-234 (demi-vie de 24 jours) est produit à partir de l'Uranium-238 dissout. Mais, contrairement à l'Uranium, il est très peu soluble et présente donc une très forte affinité aux particules sédimentaires (Sanchez et al., 1999) (au pH moyen des rivières).

3.2.2.2 Excès de Plomb-210

Le Plomb-210 (demi-vie 22.3 ans) dérive de la décroissance du Radon-222 (volatil), lui-même élément fils du Radium-226 qui se trouve naturellement dans les roches. La diffusion dans l'atmosphère d'une petite quantité de Radon-222 à partir du sol, induit la présence du Plomb-210 dans l'atmosphère. Ses retombées ultérieures dans les milieux naturels sont à l'origine du déséquilibre séculaire d'une particule entre les éléments Radium-226 et Plomb-210. Les retombées atmosphériques du Plomb-210 sont constantes à des échelles spatio-temporelles globales. A des pas de temps et d'espace plus courts, elles sont fonction de la localisation du lieu d'étude (orientation des vents dominants) et de l'importance des précipitations annuelles. A noter que l'excès de Plomb-210 peut fournir une alternative au Césium-137 dans les régions où la présence de ce radionucléide artificiel est faible.

III.1.3.3. Bilan

Dans le cadre de ces travaux, nous nous intéressons aux processus à courts termes. Par conséquent, nous avons principalement cherché à développer une méthodologie basée sur la mesure de la concentration des sédiments en Béryllium-7 (demi-vie de 53.3 jours) et Iode-131 (demi-vie de 8.02 jours). Alors que le substratum du bassin versant de la Vilaine présente des zones granitiques non négligeables, nous n'avons jamais mesuré la présence d'un excès de Thorium-234 (demi-vie de 24 jours) sur les particules en suspension dans la Vilaine, ou déposées sur le fond.

A notre connaissance, seules 3 études utilisent le Béryllium-7 pour tracer les sédiments en suspension en milieu naturel : l'étude de Bonniwell et al. (1999) sur une rivière de montagne, qui utilise la fonte de la neige comme source de Béryllium, celle de Bonté et al. (2000) qui estime les temps de transit moyens des sédiments dans la Seine en aval de Paris, et enfin plus récemment celle de Whiting et al. (2005) qui propose des distances de transport pour les sédiments fins. Concernant l'Iode-131, il a déjà été mesuré dans la Seine (Bonté et al., 2000), mais n'a jamais été utilisé avec succès pour tracer les particules en suspension.

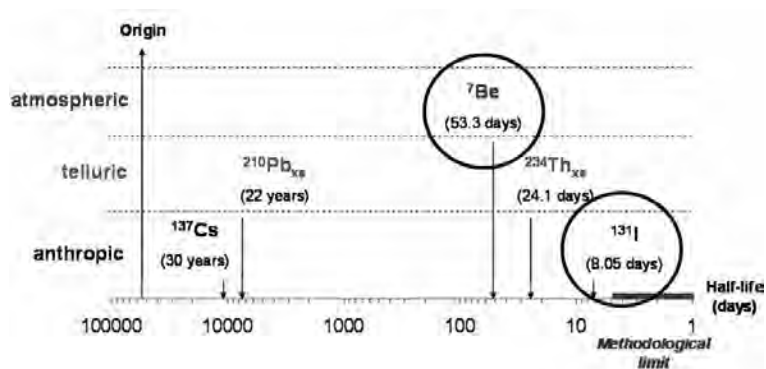


Figure 146 : Classification des radioéléments retenus dans le cadre de ces travaux en fonction de leur origine et de leur demi-vie. Il est intéressant de noter que la demi-vie de l'Iode-131 est à la limite de ce que l'on est capable de faire en termes de méthodologie expérimentale : il faut un temps minimum pour piéger les sédiments, les lyophiliser, et enfin mesurer leur radioactivité.

Il est également intéressant de mesurer la concentration des particules en radioéléments de demi-vies qui peuvent être considérées comme étant infinies eu égard celles du Béryllium-7 (53.3 jours) et de

l'Iode-131 (8.02 jours). Une raison principale à cela : sous l'hypothèse où le comportement du Béryllium-7 et par exemple de l'excès de Plomb-210 (demi-vie de 22.3 ans) vis-à-vis des particules est identique (cinétique de fixation, partage entre les phases liquides et solides, etc.), le rapport entre les concentrations du Béryllium-7 et du Plomb-210 permet de s'affranchir des variations apparentes de radioactivité dues à des modifications physico-chimiques du milieu. En ce sens, une normalisation des résultats par le pourcentage de potassium contenu dans les échantillons (calculé à partir de la concentration en Potassium-40 radioactif) est également intéressante du fait que le potassium est principalement associé à la matière organique.

III.1.4. PRINCIPE DE LA MESURE DE RADIOACTIVITE

Le rayonnement gamma a été mis en évidence en 1900 par le physicien Paul Villard. Il s'agit d'un rayonnement porté par les photons, comme celui de la lumière, mais qui est beaucoup plus énergétique : de 100 000 à plusieurs millions d'eV. Le rayonnement gamma fait généralement suite à une désintégration alpha ou beta d'un atome, c'est-à-dire à la capture d'un neutron par le noyau. Il ne se produit que lorsque l'atome n'atteint pas son état d'équilibre énergétique après la désintégration alpha ou bêta, en lui permettant d'évacuer son excédent d'énergie. Alors, le rayonnement gamma émis est une signature énergétique du radioélément (rayonnement gamma qui peut être constitué de plusieurs raies d'émission).

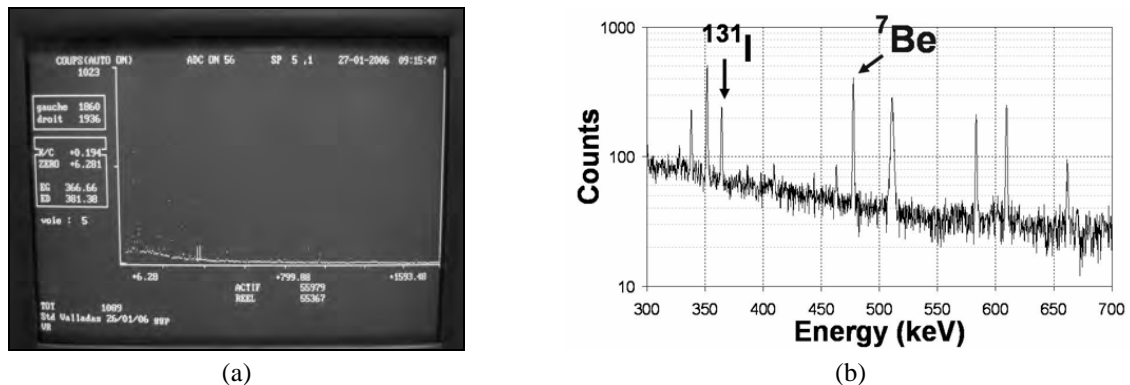


Figure 147 : (a) exemple de visualisation du nombre de désintégrations en fonction de l'énergie de désintégration pendant la période de comptage ; (b) zoom sur les pics d'énergies de Béryllium-7 (477.56 keV) et de l'Iode-131. Figure extraite de Laguionie et al. (2006).

Les mesures de radioactivité sont réalisées par des détecteurs (spectromètres) constitués d'un cristal de germanium et caractérisés par un faible bruit de fond (détecteurs coaxiaux HPGé de type N). Les spectromètres gamma permettent de mesurer l'énergie perdue dans le détecteur par les photons gamma émis (caractérisation du radioélément) et de comptabiliser le nombre d'émissions pendant une durée donnée (détermination de l'activité du radioélément). Le rayonnement gamma est transformé en signal électrique lorsqu'un photon interagit avec les atomes constituant le cristal de germanium (effet photoélectrique) avec une probabilité d'interaction connue. En effet, la désintégration est un phénomène spontané. Par contre, il n'est pas possible de prévoir l'instant de désintégration d'un atome en particulier. D'où la nécessité de travailler statistiquement sur un grand nombre d'atomes pendant une durée qui, en pratique, est comprise entre 12 et 72 heures pour les radioéléments naturels (de manière à détecter suffisamment de désintégrations pour avoir une erreur statistique admissible). A

l'issue de la période de mesure, le spectromètre gamma délivre un spectre (discretisé en 8 192 niveaux d'énergie) qui représente le nombre de photons détectés sur la durée du comptage en fonction de leur énergie, *Figure 147*. Il est caractérisé par un bruit de fond et différents pics qui correspondent chacun à un rayonnement gamma issu d'un radioélément particulier. La surface des pics permet de déterminer l'activité de l'échantillon en Becquerel (Bq) (nombre de désintégrations par seconde) par unité de masse ou de volume.

Les compteurs sont placés dans des châteaux de plomb pour être isolés de la radioactivité ambiante (*Figure 148* (a), (b) et (c)) et régulièrement ré-étalonnés. Chaque détecteur est associé à un rendement particulier qui lui est propre (bruit de fond, perturbations électromagnétiques sur la chaîne d'acquisition, etc.). A cela s'ajoutent des rendements liés entre autres à la géométrie de l'échantillon, son homogénéité, sa nature, et sa teneur en eau. De ce fait, un effort particulier a été fait pour que la totalité des échantillons soit mesurée avec deux détecteurs (dont l'un réservé aux échantillons de très faibles concentrations en radioéléments). Les échantillons ont également été traités suivant le même protocole expérimental : lyophilisation de 12 heures minimum (suite à une congélation de 24 heures minimum), homogénéisation et enfin conditionnement dans des contenants de géométries fixes (une géométrie par détecteur) (*Figure 148* (d))

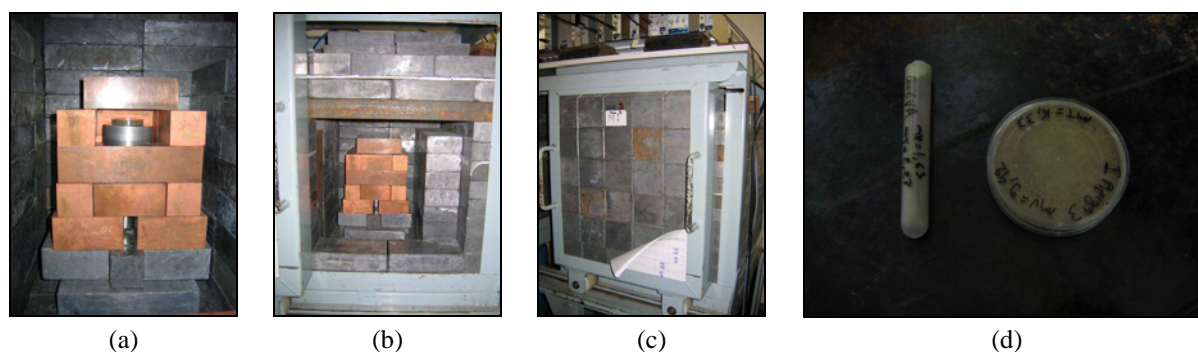


Figure 148 : (a) échantillon posé sur le détecteur de germanium ; (b) et (c) détecteur dans son château de plomb ; (d) géométries des deux conditionnements utilisés (diamètre de la boîte : environ 4 cm).

Les valeurs de concentration en radioéléments proposées dans le cadre de ces travaux de thèse sont toujours corrigées de la décroissance naturelle du radioélément entre l'instant de prélèvement et l'instant de comptage. Aussi, dans le cas de radioéléments de courtes demi-vie (par exemple l'Iode-131, demi-vie 8.02 jours) associés à des matières en suspension prélevées dans la rivière pendant un intervalle de temps Δt non négligeable (par exemple 2 à 3 jours), la correction n'est pas réalisée à partir d'un instant de prélèvement mais tient compte de l'intervalle de temps Δt .

III.1.5. SYNTHÈSE SUR LE PRINCIPE DE TRACAGE

Les propriétés radio-chronométriques des sédiments associés aux radioéléments (naturels et/ou artificiels) constituent un outil in situ de grand potentiel dans la modélisation du temps de transfert des sédiments au sein d'un réseau hydrographique. La large gamme de demi-vies des radioéléments permet d'aborder une variété importante d'échelles de temps (et donc d'espace à partir du moment où il y a transfert de matière). A des échelles de temps courtes (de l'ordre de l'onde de crue), les

radioéléments retenus (répondant aux critères énoncés dans le premier paragraphe de ce chapitre) sont le Béryllium-7 (demi-vie de 53.3 jours) et l'Iode-131 (demi-vie de 8.02 jours). D'autres, tels que le Césium-137 (demi-vie de 30.07 ans), l'excès de Plomb-210 (demi-vie de 22.3 ans) ou encore le Potassium-40 sont intéressants à ces échelles de temps courtes pour s'affranchir des variations physico-chimiques du milieu (nature des particules comprise). Ils sont utilisés dans la normalisation des concentrations des sédiments en Béryllium-7 et Iode-131.

Les modèles existants, conceptuels et empiriques, proposent une approche de la vitesse moyenne de transit sous des hypothèses de paramètres constants au cours du temps. Il est nécessaire d'étudier les variabilités temporelles de ces différents paramètres, notamment celles des termes sources en radioéléments et du coefficient de partage k_d dans le cas des modèles conceptuels. Les deux chapitres qui suivent sont consacrés à cette étude. Une autre source d'erreur également à envisager est la représentativité de la concentration des sédiments en radioéléments à l'échelle d'une section d'écoulement. Un gradient suivant la hauteur d'eau, ou des rives au centre de la section, peut être source d'erreurs lors des calages des modèles par un prélèvement in situ ponctuel dans une section mouillée de rivière.

III.2

Les sources en radioéléments et leurs variabilités dans l'espace et le temps

Dans le chapitre III.1, l'Équation 86 permet de déterminer le temps de transit moyen d'une ou d'un groupe de particules entre deux sections transversales d'une rivière. Cette relation est valable en régime permanent, c'est-à-dire lorsque le flux de radioactivité est constant à travers la section amont (flux de particules constant et concentration des particules en radioéléments constante), et sous l'hypothèse d'une source unique en radioéléments. Or, dans un système fluvial, les sources en radioéléments sont nombreuses (Figure 149) : dépôts atmosphériques par temps sec et de pluie, apports de la section amont (condition nécessaire dans le calcul du temps de transit), apports latéraux via le ruissellement des berges et/ou par la nappe phréatique, et remise en suspension d'anciens sédiments radioactifs. Dans le cadre général du suivi des particules via les radioéléments de courtes demi-vies, la remise en suspension de sédiments de fond non radioactifs peut entraîner une dilution apparente du signal radioactif associé à une augmentation des flux de sédiments entre les sections amont et aval (toute source de sédiments négligée par ailleurs). En dehors de ce terme de perte apparent, s'ajoute celui induit par une sédimentation globale des particules (associé alors à une diminution des flux de sédiments entre les sections amont et aval). Dans un premier temps, la seule perte réelle de radioactivité du système est supposée être celle induite par la décroissance radioactive naturelle des radioéléments. Pour aller plus loin, on pourrait également considérer les pertes par la nappe phréatique lorsque celle-ci est alimentée par la rivière, par exemple.

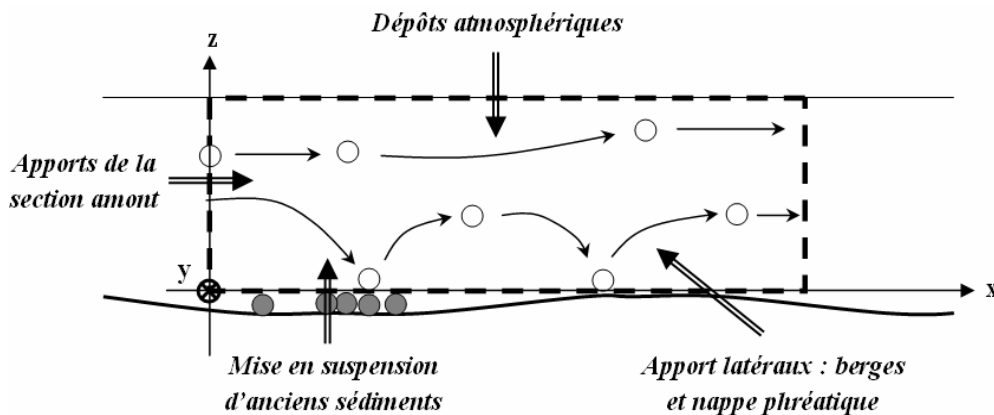


Figure 149 : Schématisation d'une portion longitudinale (trait discontinu) de rivière entre les sections transversales amont et aval et mise en évidence des termes sources en radioéléments.

Après avoir mis en évidence les différents termes sources de radioéléments dans un milieu environnemental, il est nécessaire de les quantifier et surtout d'appréhender leur variabilité dans l'espace et dans le temps. Et ce, de manière à contraindre les hypothèses du modèle de transfert des sédiments par la mesure de leur radioactivité. L'idée est d'appréhender les pas de temps et d'espace où les termes sources peuvent être moyennés, en fonction des temps caractéristiques des processus hydro-sédimentaires étudiés (hypothèses qui conditionnent le pas d'espace d'application du modèle de décroissance radioactive en rivière). Un accent particulier est porté sur les variabilités à courts termes

(jusqu'à l'échelle de temps de l'évènement pluvieux qui peut raisonnablement être défini comme étant le pas de temps unitaire dans le suivi des conséquences des ondes de crues sur le transfert des sédiments par exemple). Les radioéléments étudiés sont l'Iode-131, le Béryllium-7, l'excès de Plomb-210 et le Césium-137.

III.2.1. DEPOTS ATMOSPHERIQUES

Un certain nombre de radioéléments sont introduits dans les systèmes environnementaux par un processus de dépôt atmosphérique. Il peut s'agir des cosmonucléides (formés dans la stratosphère par le rayonnement solaire) dont la demi-vie est supérieure au temps de résidence des aérosols dans l'atmosphère (exemple : le Béryllium-7, *Figure 150*), des radioéléments artificiels issus des essais ou accidents nucléaires tel que le Césium-137, ou encore de la descendance du Radon-222 volatile (filiation de l'Uranium-238). Dans ce dernier cas, il s'agit essentiellement du Plomb-210 (qui constituera l'excès présent sur les sédiments), premier élément dont la demi-vie est supérieure au temps de résidence moyen des radioéléments dans l'atmosphère. Il peut aussi s'agir, dans une moindre mesure, des radioéléments primaires et induits associés à des particules fines introduites dans l'atmosphère par l'érosion éolienne des sols. A noter que l'érosion éolienne peut également remettre en suspension des radioéléments artificiels de type Césium-137 hors période de test ou d'accident nucléaire.

III.2.1.1. Temps de transit dans l'atmosphère

Les temps de résidence du Béryllium-7, du Plomb-210 et des aérosols (en général) dans la troposphère (basse atmosphère) sont donnés dans le *Tableau 32*. Les radioéléments étant associés à des aérosols (plus ou moins fins), il est normal que les temps de transit des radioéléments trouvés soient de l'ordre de grandeur de ceux des aérosols (inférieur au mois). Et, parce que le Béryllium-7 est un candidat particulièrement intéressant pour le suivi des phénomènes à court terme en rivière, la *Figure 150* présente en détail son parcours depuis sa formation dans la stratosphère (haute atmosphère) jusqu'à son dépôt à la surface du globe.

Tableau 32 : Estimations des temps de résidence des aérosols, du Béryllium-7 et du Plomb-210 dans la troposphère (données bibliographiques).

Nature	Temps de résidence	Auteurs
Aérosols	7.4 à 8.9 jours	(Papastefanou et Ioannidou, 1995)
Aérosols	8 jours	(Papastefanou et Bondietti, 1991)
Béryllium-7	entre 22 et 48 jours	(Bleichrodt, 1978 ; Durana et al., 1996)
Plomb-210	de quelques jours à 1 mois	(Caillet et al., 2001)
Plomb-210	4.8 ± 0.3 jours	(Tokieda et al., 1996)

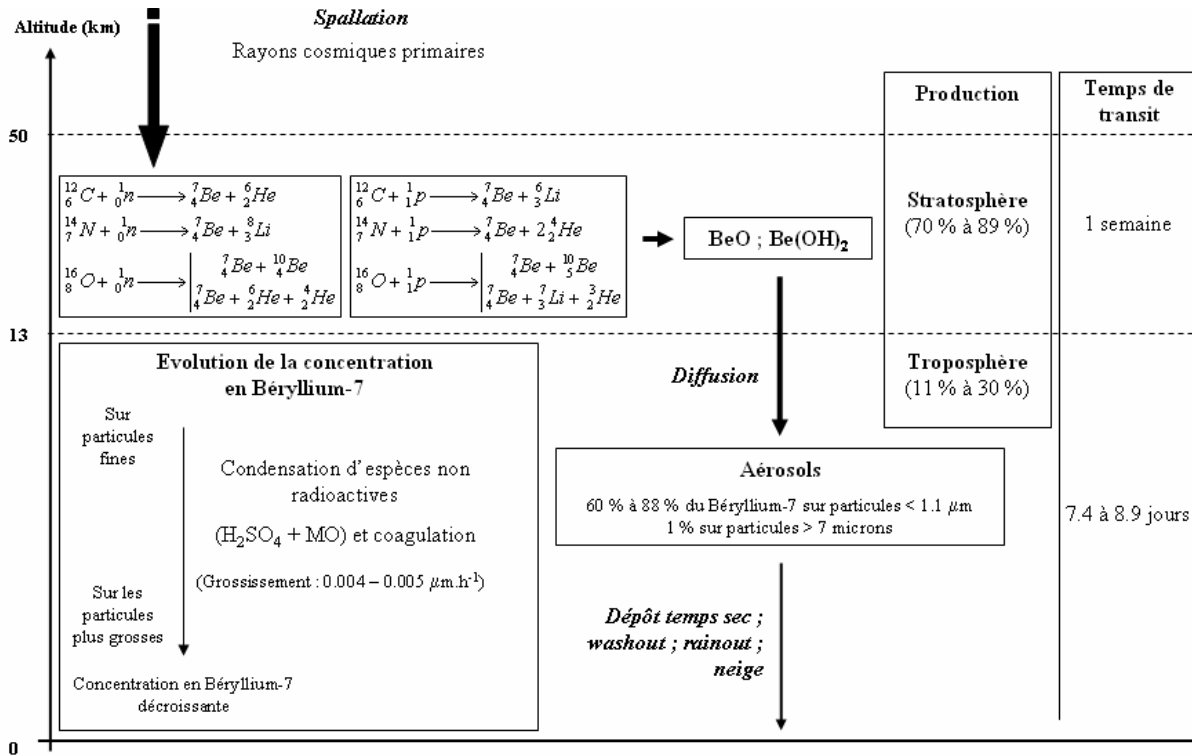


Figure 150 : Le Béryllium-7 de son origine dans la stratosphère aux dépôts à la surface du sol. Les équations de production et l'estimation du temps de transit du Béryllium-7 dans la troposphère sont issues de Papastefanou et Ioannidou (1995). Les autres données sont tirées des travaux de McMurray et Wilson (1982), Murayama (1964), Reineking et al. (1990), Röbig et al. (1980), et Young et Silker (1974).

III.2.1.2. Mécanismes de dépôt

Quelle que soit l'origine du radioélément, les sources atmosphériques à la surface des sols et des milieux aquatiques sont gouvernées par les mêmes processus : les dépôts atmosphériques par temps sec et pluvieux (mis en évidence sur la Figure 150 dans le cas du Béryllium-7). Cependant, chaque radioélément a sa propre affinité au mécanisme de dépôt.

La pluie est le facteur de dépôt prédominant : les gouttes de pluie entraînent dans leur chute les aérosols, lessivant ainsi la partie basse de la troposphère. De nombreux auteurs mettent en évidence ce phénomène (Baskaran, 1995 ; Caillet et al., 2001 ; Feely et al., 1989 ; Hölzt al., 1987 ; Minato, 1983 ; Olsen et al., 1985 ; Perkins et al., 1970 ; Turekian et al., 1983). On peut cependant distinguer, au sein d'un même événement pluvieux, deux mécanismes distincts de dépôt qualifiés en anglais de *washout* (s⁻¹) et de *rainout* (s⁻¹) (Engelmann, 1968 ; Ishikawa et al., 1995), Figure 151. Le mécanisme de *washout* correspond à une décroissance rapide de la concentration en radioéléments dans l'air au niveau du sol pendant les premières minutes d'un évènement pluvieux (confère les coefficients caractéristiques listés dans le Tableau 33). Il est suivi par le mécanisme de *rainout* qui correspond à une concentration constante et plus faible des radioéléments dans l'air au niveau du sol au-delà de ces premières minutes.

Tableau 33 : Coefficient de washout (s^{-1}) des aérosols proposés dans la littérature.

Nature des aérosols	Coefficient de washout (s^{-1})	Auteurs
Radioactifs	$4,9 \times 10^{-5}$	(Ishikawa et Murakami, 1995)
Non radioactifs	2×10^{-5} à 10^{-4}	(Davenport et Peters, 1978)

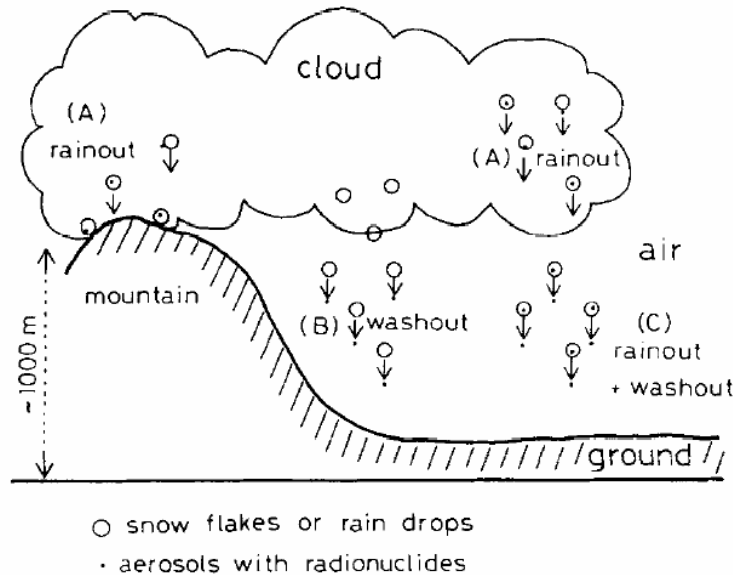


Figure 151 : Schéma du lessivage des aérosols par les précipitations. (A) rainout seul, (B) washout seul et (C) combinaison du rainout et du washout (Hu et Su, 2004).

III.2.1.3. Variabilités spatiales et temporelles

La synthèse bibliographique réalisée se présente sous la forme des *Tableau 37*, *Tableau 38*, *Tableau 39* et *Tableau 40*. Ils présentent les valeurs moyennes mesurées des dépôts de Béryllium-7, Plomb-210 et Césium-137 au niveau du sol, les concentrations moyennes des eaux de pluies et de l'air en radioéléments, ainsi que les vitesses de chute des radioéléments, pour différentes échelles de temps allant de l'année jusqu'aux événements pluvieux. Et ce, à différents endroits de la planète. Les propos ci-après concernant les variabilités spatiales et temporelles reposent en partie sur l'analyse de ces tableaux.

III.2.1.3.1. Variabilités spatiales

Il existe une variabilité spatiale des concentrations en radioéléments dans l'atmosphère. A l'échelle de la terre, une corrélation a été mise en évidence par Owens et al. (1997) avec les latitudes. Par ailleurs, Caillet et al. (2001) montrent que les flux atmosphériques expliquent 90 % de la concentration atmosphérique en radioéléments.

Localement, les masses d'air continentales n'affectent pas la concentration en Béryllium-7 dans l'atmosphère (Lal et Peters, 1967), alors que cela est moins certain dans le cas du Plomb-210 (Caillet et Less, 2001). Ishikawa et al. (1995) ont par exemple mesuré des valeurs importantes de retombées de Béryllium-7 sur la ville côtière d'Onagawa au Japon. Concernant le Plomb-210, c'est surtout la nature géologique du bassin versant qui influe sur sa concentration dans l'atmosphère (Caillet et al., 2001).

III.2.1.3.2. Variabilités temporelles

A un endroit donné, la concentration de l'atmosphère en radioéléments est dépendante du temps. La variabilité temporelle s'exprime à différentes échelles, de l'échelle pluriannuelle à celle de l'évènement pluvieux.

1.3.2.1 Echelle pluriannuelle

A l'échelle de temps de la décennie, la concentration des radioéléments d'origine cosmique (Béryllium-7) dans l'atmosphère varie en fonction du cycle solaire (phénomène de périodicité de 11 ans), en d'autres termes en fonction de son terme de production. Une activité solaire importante (Sunspot Number faible) est à l'origine d'une décroissance dans la production du Béryllium-7 (Hötzl et al., 1991 ; Lal et Peters, 1967 ; Larsen, 1993 ; O'Brien et al., 1991), *Figure 152*. En effet, une haute activité solaire déflecte les rayons cosmiques loin du système solaire. Koch et Mann (1996) ont mis en évidence que le cycle solaire explique environ 10 % de la variabilité temporelle de la concentration totale de radioéléments d'origine cosmique dans l'atmosphère sur le continent américain, et jusqu'à 25 % dans le cas du Béryllium-7. Ainsi, sur environ 5 ans, le taux de production le plus élevé en Béryllium-7 est environ 180 % plus important que le taux de production le plus faible. Cependant, cette importante variation de concentration en Béryllium-7 de l'atmosphère sur un pas de temps de 5 ans ne semble pas affecter les concentrations moyennes annuelles des eaux de pluie en Béryllium-7, *Figure 153*.

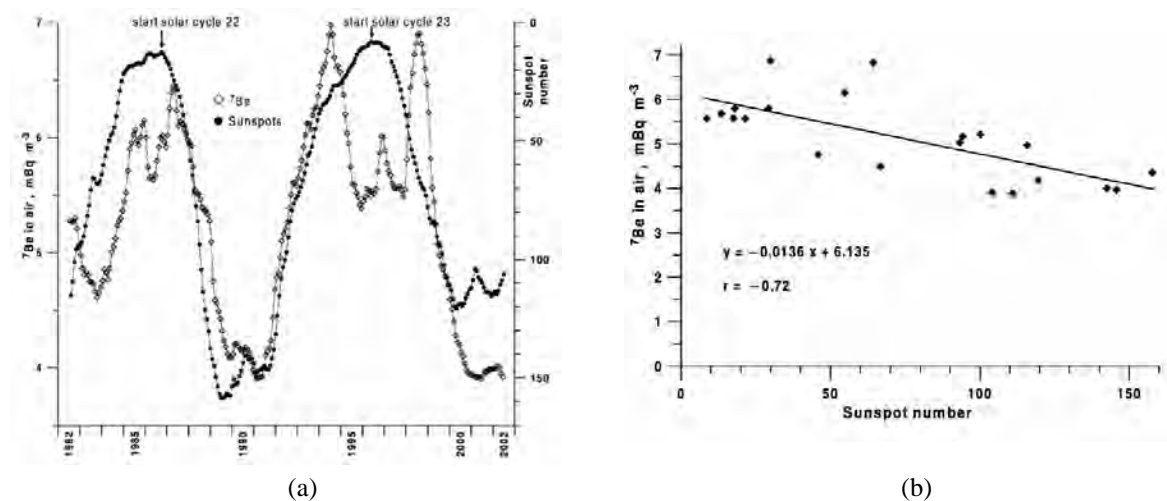


Figure 152 : (a) concentration moyenne mensuelle en Béryllium-7 dans l'atmosphère ($\text{mBq}\cdot\text{m}^{-3}$) et Sunspot Number, de 1982 à 2002 (Cannizarro et al., 2004) (le Sunspot Number correspond au nombre de taches, ou zones de température plus froide, à la surface du soleil, et est inversement proportionnel à l'activité solaire) ; (b) corrélation entre la concentration moyenne annuelle en Béryllium-7 dans l'atmosphère ($\text{mBq}\cdot\text{m}^{-3}$) (de 1982 à 2002) et le Sunspot Number (Cannizarro et al., 2004).

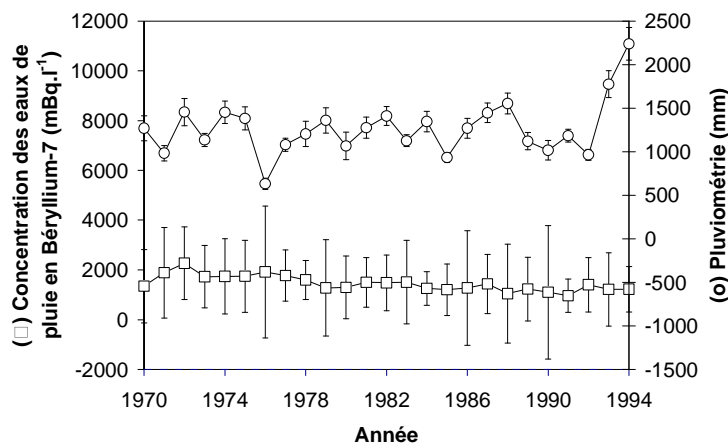


Figure 153 : Moyennes annuelles des eaux de pluie en Béryllium-7 (mBq.l^{-1}) et des précipitations à Orsay (France), de février 1970 à septembre 1994 (<http://www.irsn.fr/opera/>).

1.3.2.2 A l'échelle de l'année

A l'échelle de l'année, la variabilité de la pluviométrie totale annuelle explique environ 30 % de la variabilité des retombées des radioéléments (Wallbrink et Murray, 1994). A cette échelle de temps, la corrélation entre les retombées de Béryllium-7 et Plomb-210 avec la pluviométrie totale (annuelle) est importante. Dans les zones tempérées, la concentration moyenne annuelle du Béryllium-7 dans l'eau de pluie est de 700 Bq.m^{-3} (UNSCEAR, 1982) et dans l'air au niveau du sol de 3 mBq.m^{-3} (UNSCEAR, 1982) à 5 mBq.m^{-3} (Cannizzaro et al., 2004). Ce rapport de 10^5 met en évidence l'efficacité de la pluie, comme mécanisme d'apport du Béryllium-7 (entre autres). Un effet saisonnier est également observé. Dans l'hémisphère nord, la concentration des radioéléments dans l'eau de pluie est plus élevée à la fin du printemps (Baskaran et al., 1993 ; Caillet et al., 2001 ; Cannizzaro et al., 2004 ; Feely et al., 1989 ; Hötzel et al., 1983 ; Hötzel et Winkler, 1987 ; Olsen et al., 1985 ; Turekian et al., 1983). Elle peut alors être supérieure à la moyenne annuelle de 70 à 80 % (Caillet et al., 2001). Dans l'hémisphère sud, le même phénomène est noté au printemps et en automne (Wallbrink et Murray, 1994). Cette variabilité saisonnière, Figure 154, s'explique par des précipitation espacées dans le temps (recharge de l'atmosphère en aérosols radioactifs) et d'autre part par des intrusions de la stratosphère dans la troposphère suite à une augmentation de la température de l'air (Dutkiewicz et Husain, 1985 ; Feely et al., 1989 ; Viezee et Singh, 1980). Le poids des mécanismes de dépôt par temps sec et de pluie est précisé dans le Tableau 34. Alors que le Césium-137 est rapidement lessivé par les premières gouttes de pluie, le Béryllium-7 (et dans une moindre mesure le Plomb-210), sont majoritairement introduits dans le milieu naturel par les événements pluvieux.

Tableau 34 : Poids des mécanismes de dépôt à l'échelle de l'année pour le Césium-137, le Plomb-210 et le Béryllium-7.

Radioélément	Dépôt par temps sec (%)	Dépôt avec la pluie (%)	Auteurs
Césium-137	90	10	(Fogh et al., 1999)
Plomb-210	27	73	(Caillet et al., 2001)
Béryllium-7	8	92	(Wallbrink et Murray, 1994)

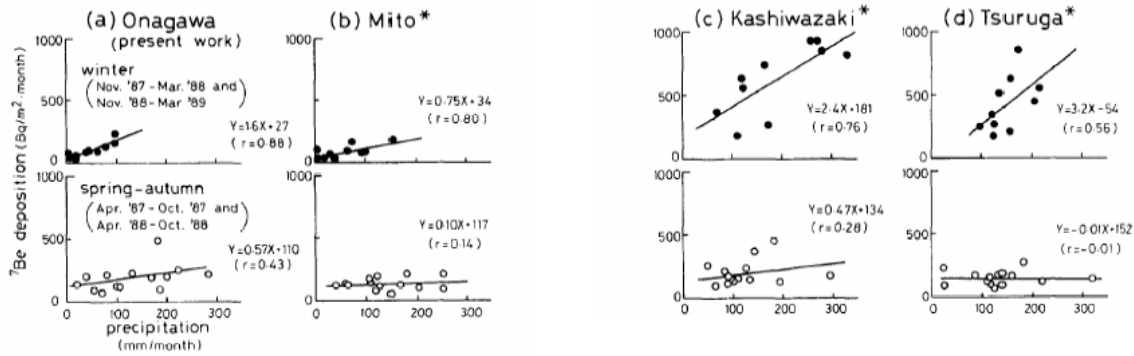


Figure 154 : Relations entre le dépôt mensuel en Béryllium-7 et les précipitations (Huh et Su, 2004) sur 4 sites différents (Japon), et en différenciant deux périodes : novembre à mars et avril à octobre.

1.3.2.3 Echelle du mois

A l'échelle du mois il y a toujours une forte corrélation entre la concentration en Béryllium-7 et la pluviométrie (Bachhuber et Bunzl, 1992). Cela est mis en évidence dans de nombreux travaux tels que ceux de Cannizarro et al. (2004) (Figure 155) et d'Ishikawa et al. (1995) (Figure 156).

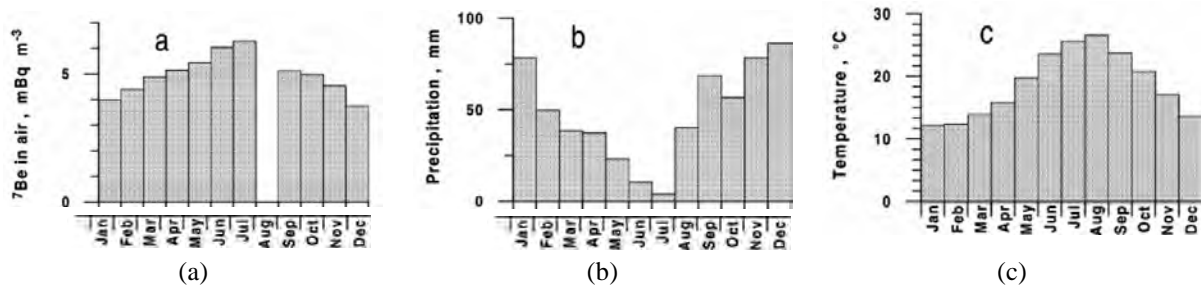


Figure 155 : Exemple de concentration moyenne mensuelle en Béryllium-7 (a), associée aux précipitations totales mensuelles (b) et à la température moyenne mensuelle (c) (Cannizarro et al., 2004).

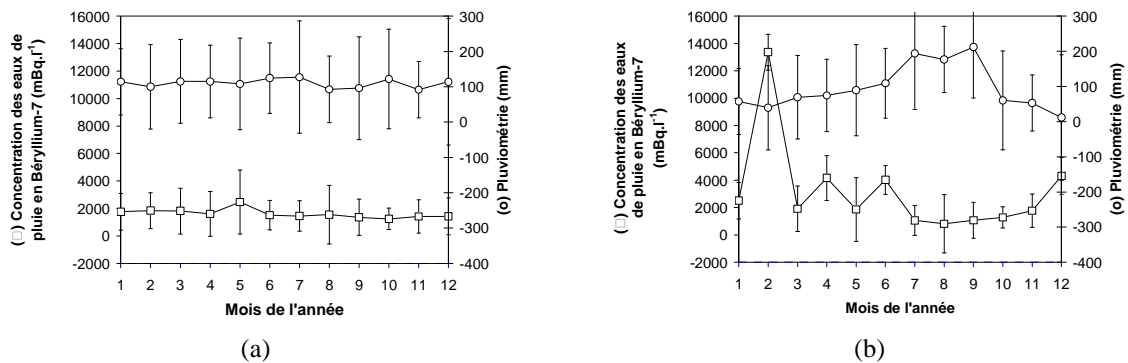


Figure 156 : Moyennes mensuelles des eaux de pluie en Béryllium-7 et des précipitations (a) à Orsay (France) (<http://www.irs.fr/opera/>), et (b) à Onagawa (Japon) (données issues de Ishikawa et al. (1995)).

Lorsque l'on regroupe une partie des données disponibles dans la littérature, Figure 157, on met en évidence que la concentration dans l'eau de pluie décroît avec l'augmentation de la pluviométrie : un rapport de 10 entre les pluviométries mensuelles peut entraîner un rapport de 10 entre les

concentrations moyennes en Béryllium-7 de l'eau de pluie. Wallbrink et Murray (1994) expliquent cette tendance non seulement dans le cas du Béryllium-7 mais également dans celui du Plomb-210. Par temps sec, les retombées mensuelles en Béryllium-7 et Plomb-210 ont un comportement similaire (Caillet et al., 2001).

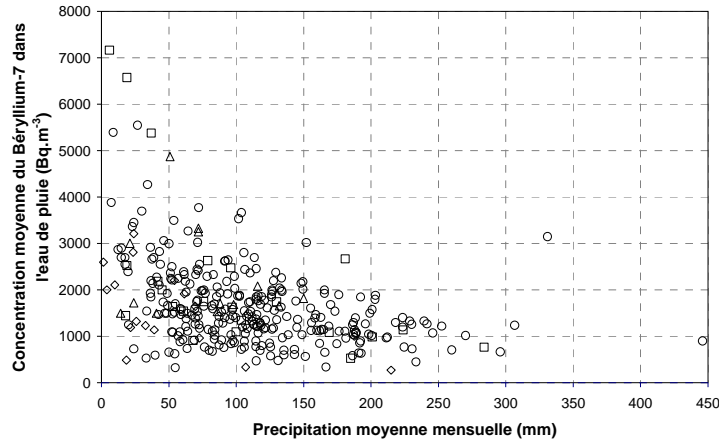


Figure 157 : Concentration moyenne de l'eau de pluie en Béryllium-7 ($Bq.m^{-3}$) en fonction des précipitations moyennes mensuelles (mm). (o) Orsay (France) de février 1970 à septembre 1994 (<http://www.irsn.fr/opera/>) ; (◊) Black Mountain (Australie) d'avril 1988 à août 1989 (Wallbrink et Murray, 1994) ; (Δ) Région de Genève (Suisse) de novembre 1997 à novembre 1998 (Caillet et al., 2001) ; (□) Onagawa, (Japon) d'avril 1987 à mars 1989 (Ishikawa et al., 1995).

1.3.2.4 A l'échelle de l'évènement pluvieux

A l'échelle de l'évènement pluvieux, les caractéristiques de l'évènement (notamment l'intensité en fonction du temps) expliquent 60 % de la variabilité de la concentration des radioéléments dans l'eau de pluie (Caillet et al., 2001 ; Wallbrink et Murray, 1994), Figure 158.

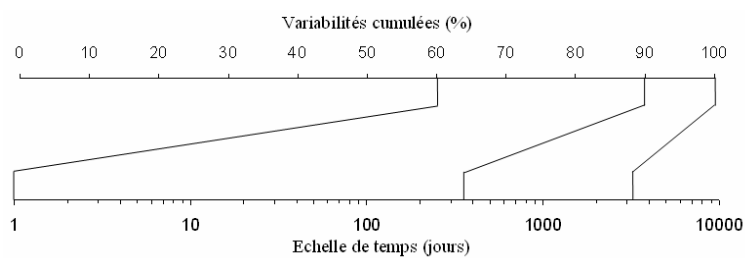


Figure 158 : Echelles de temps des processus contrôlant la variabilité des apports en Béryllium-7 sur le sol.

Il ressort plusieurs points des études menées, Tableau 35 :

- la corrélation entre la concentration moyenne de l'eau de pluie et la pluviométrie moyenne d'un évènement pluvieux est plus grande dans le cas du Béryllium-7 que dans celui du Plomb-210 ;
- aucune corrélation n'est trouvée avec le Césium-137 ;

- Caillet et al. (2001) remarquent que les événements associés à des précipitations inférieures à 5 mm présentent les plus fortes concentrations en Béryllium-7 et Plomb-210 ;

Tableau 35 : Etudes portant sur la variabilité de la concentration des radioéléments dans l'eau de pluie à l'échelle d'un événement pluvieux.

Radioélément	Auteurs
Césium-137	(Kodaira et al., 1980)
Plomb-210	(Ballestra et al., 1987 ; Hötzl et Winkler, 1987 ; Ishida et al., 1988)
Béryllium-7	(Fogh et al., 1999 ; Steinmann et al., 1999 ; Vogler et al., 1996)

Ishikawa (1995) propose une relation exponentielle permettant de modéliser la concentration de l'eau de pluie en radioéléments au cours d'un événement pluvieux, *Équation 87* (où $C(t)$ est la concentration des radioéléments dans l'eau de pluie au cours du temps, et a , b et k des paramètres expérimentaux fonction du type de nuages, des conditions atmosphériques et du site d'étude). Cette équation est similaire à celle proposée par Makhon'ko (1967) pour expliquer le dépôt de polluants non radioactifs à la surface des sols.

$$C(t) = ae^{-kt} + b \quad \text{Équation 87}$$

Alors, toujours d'après Ishikawa et al. (1995), l'enrichissement de la surface du sol en radioéléments peut être modélisé par l'*Équation 88* (relation empirique où $A(t)$ est le dépôt cumulé de radioéléments à la surface du sol suite aux précipitations (Bq.m^{-2}), r le taux de précipitation (mm.h^{-1}) et T le temps total de précipitation (h)). On peut voir dans le terme brT l'expression d'une cinétique de passage des radioéléments de l'eau de pluie sur les particules du sol.

$$A(t) = r \frac{a}{k} (1 - e^{-kt}) + brT \quad \text{Équation 88}$$

Cependant, les travaux de Wallbrink et Murray (1994) montrent qu'il n'y a pas toujours de corrélation entre la concentration en Béryllium-7 de l'eau de pluie et l'intensité de la pluie sur toute la durée de l'évènement pluvieux. En revanche, ils montrent qu'environ 30 % de la totalité du Béryllium-7 est apporté par le premier millimètre de précipitation. Plus que l'intensité de la pluie, le processus de contrôle serait la fréquence des événements pluvieux. Par conséquent, entre deux événements pluvieux, la recharge de l'atmosphère en aérosols (et par voie de conséquence en radioéléments) doit être prise en compte, *Tableau 36*. C'est le terme $(1 - e^{-kt})$ qui la caractérise dans l'*Équation 88* (Bergametti et al., 1989).

Tableau 36 : Temps de recharge de l'atmosphère en radioéléments entre deux évènements pluvieux successifs (Caillet et al., 2001), pour atteindre à nouveau un état d'équilibre.

Radioélément	Temps (jours)
Plomb-210	1.2 ± 0.1
Béryllium-7	1.0 ± 0.1

De là, Caillet et al. (2001) proposent une équation générale (intégratrice) pour modéliser le dépôt des radioéléments (dans l'hémisphère nord) sur une période de temps donnée, *Équation 89* (où $A(P)$ est le dépôt total pendant la précipitation de pluviométrie P , a_0 et b_0 des constantes expérimentales, d tel que les entrées du radioélément étudié sont d fois supérieures en juin, juillet et août, k le taux de recharge de l'atmosphère (s^{-1}), et t l'intervalle de temps moyen entre deux évènements pluvieux).

$$A(P) = \begin{cases} d(1-e^{-kt})(a_0+b_0P) & \text{en juin, juillet et août} \\ (1-e^{-kt})(a_0+b_0P) & \text{le reste de l'année} \end{cases} \quad \text{Équation 89}$$

A l'échelle de l'évènement pluvieux, les données bibliographiques mettent en évidence une diminution de la concentration moyenne dans l'eau de pluie avec l'augmentation de la pluviométrie totale, *Figure 159*. Un rapport de 10 entre les pluviométries totales peut entraîner un rapport de 10 (environ) entre les concentrations moyennes en Béryllium-7 et Plomb-210.

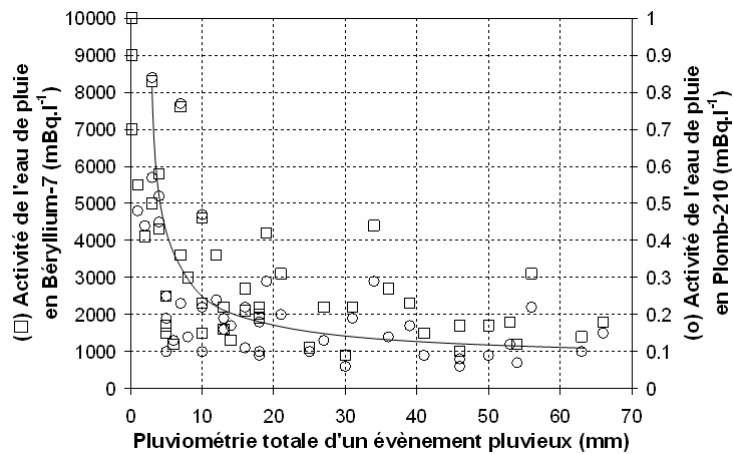


Figure 159 : Représentation graphique de l'activité moyenne d'une eau de pluie en Béryllium-7 et en Plomb-210 au cours d'un évènement pluvieux en fonction de la pluviométrie totale de cet évènement. Données issues de Caillet et al. (2001).

Un paramètre important à prendre en considération est la surface définie par le miroir de la rivière. Considérons par exemple un évènement pluvieux entraînant un enrichissement de la surface du sol (ou du miroir d'une rivière) de 150 Bq.m^{-2} . Considérons également une hauteur d'eau moyenne de 2 m, l'enrichissement de l'eau de la rivière est de 75 Bq.m^{-3} . Si l'on considère de plus une concentration moyenne en sédiments de 0.135 g.l^{-1} (valeur moyenne calculée à l'aval de Rennes à partir de 8 années de mesures) et des sédiments en suspension présentant une concentration en Béryllium-7 de 150 Bq.kg^{-1} (ordre de grandeur des valeurs mesurées dans le cadre de ces travaux), alors l'enrichissement de l'eau de la rivière en Béryllium-7 est de 3.7 fois sa concentration initiale, ce qui n'est pas négligeable (et pourtant négligé dans la littérature). Ce constat pose la question de la fréquence d'échantillonnage à adopter pour contrôler les sources lors du suivi des sédiments à l'échelle de l'onde de crue. Sinon, cela signifie qu'il est nécessaire de mesurer des phénomènes directement liés à la pluviométrie, en dehors des périodes de pluie, ce qui est antinomique. Ces conditions sont cependant envisageables (bien qu'extrêmement restrictives) si l'on tient compte de l'inertie du bassin versant à l'origine du déphasage temporel entre la fin de l'évènement pluvieux (ou de la succession des évènements pluvieux) et le pic de crue dans une section de rivière donnée.

Tableau 37 : Synthèse bibliographique du dépôt des radioéléments (Béryllium-7, Plomb-210 et Césium-137) au niveau du sol ($Bq.m^{-2}$). ^(**) Moyennes géographiques ; ^(***) Plomb-210 qui se retrouvera en excès sur les sédiments ; ^(****) temps sec uniquement ; et ^(*****) les retombées à Hokitaka ne sont pas représentatives du fait des forts taux pluviométriques enregistrés (Wallbrink et Murray, 1994).

Pays	Localisation		Dépôt de radioéléments sur le sol ($Bq.m^{-2}$)	Pas de temps	Moyenne journalière ($mBq.m^{-2}$)	Pluviométrie totale (mm)	Période	Auteurs
	Ville/Région	Latitude						
Béryllium-7								
Allemagne	Heidelberg	52°N	1 249	année	3 420	810	---	(Schumann et Stoeppler, 1963)
Allemagne	Mappenberg	---	de 999 à 1 400 (moyenne : 1 000)	année	2 738	660	02/1988 - 12/1989	(Bachhuber et Bunzl, 1992)
Allemagne	Mappenberg	---	De 555 à 1 300 (moyenne : 900)	année	2 464	---	1975 - 1982	(Hötzl et al., 1983)
Antartique		70°S	700	année	1 916	---	---	(Nijampurkar et Rao, 1993)
Antarctique Est		70°S	700	année	1 916	---	---	(Nijampurkar et Rao, 1993)
Australie	Canberra	35°S	1 030 ± 100	année	2 820	---	04/1988 - 08/1989	(Wallbrink et Murray, 1994)
		35°S	1 600	année	4 381	---	---	(Brost et al., 1991)
Bermudes		33°N	2 850	année	7 803	---	---	(Turekian et al., 1983)
			596 ± 345					
Danemark	---	---	(à 1 m au-dessus du sol) 631 ± 451	année	1 632 (à 1 m) 1 728 (à 2 m)	47	07/90 - 12/93	(Fogh et al., 1999)
			(à 3 m au-dessus du sol) de 230 à 330					
Hémisphère Nord		---		année	767	---	---	(Young et Silker, 1974)
Hémisphère Nord		---	de 370 à 740	année	1 520	---	---	(Crecilius, 1981 ; Olsen et al., 1985 ; Matsunami et al., 1979 ; Saleh et Kuroda, 1982)
Inde	Bombay	19°N	1 267	année	3 469	2 277	---	(Lal et al., 1979)
Japon	---	21°N - 25°N	De 310 à 5 290 (moyenne ^(*) : 1 540)	année	1 478	de 1 900 à 4 500 (moyenne : 2 812)	---	(Huh et Su, 2004)
Nouvelle Zélande	Hokitaka ^(*****)	---	6 350	année	17 385	---	---	(Harvey et Matthews, 1989)
Nouvelle Zélande	---	52°N	1 583	année	4 334	950	--	(Bleichrodt et Van Abkoude, 1963)
Océan Pacifique		---	1 350	année	4 334	3 696	---	(Crecilius, 1981)
Suisse	Genève	---	2 087 ± 23	année	5 714	---	03/11/97 - 02/11/98	(Cailliet et al., 2001)
Suisse	---	---	2 250	année	6 160	---	---	(Dominik et al., 1987)
Suisse	---	---	2 660	année	7 283	---	---	(Schuler et al., 1991)
Suisse	---	---	2 760	année	7 556	---	---	(Vogler et al., 1996)

Localisation		Dépôt de radioéléments sur le sol (Bq.m ⁻²)	Pas de temps	Moyenne journalière (mBq.m ⁻²)	Pluviométrie totale (mm)	Période	Auteurs
Pays	Ville/Région						
Béryllium-7							
UK	Chilton	898	année	2 459	822	---	(Peirson, 1963)
UK	Milford Haven	1 618	année	4 430	1 328	---	(Peirson, 1963)
UK	Milford Haven	1 618	année	4 430	1 328	---	(Peirson, 1963)
USA	Westwood	717	année	1 963	787	---	(Walton et Fried, 1962)
USA	New Haven	3 780	année	10 349	1 390	---	(Turekian et al., 1983)
USA	Arkansas	867	année	2 374	1 070	---	(Lee et al., 1985)
Australie	Canberra	de 0.06 ± 0.06 à 8.9 ± 0.7 (moyenne 3.4 ± 1) (***)	mois	111	de 0.1 à 90	04/1988-08/1989	(Wallbrink et Murray, 1994)
Suisse	Lac Constance	6.2	mois	203	---	(< 1 an)	(Vogler et al., 1996)
Suisse	Lac de Genève	7.5	mois	246	---	--	(Dominik et al., 1989)
Suisse	Lac de Zurich	7.3	mois	246	---	---	(Schuler et al., 1991)
Suisse	Lugano	de 1.2 à 21.1 (moyenne : 6.3)	mois	207	---	09/08/1995 - 28/05/1996 (< 1 an)	(Steinmann et al., 1996)
Australie	Canberra	0.041 (***)	journée	---	---	04/1988-08/1989	(Wallbrink et Murray, 1994)
Australie	Canberra	de 0.03 à 108 (moyenne : 13.4)	événement pluvieux	---	---	04/1988-08/1989	(Wallbrink et Murray, 1994)
Suisse	Genève	de 1.6 à 177	événement pluvieux	---	de 0.2 à 66.4	03/11/97-02/11/98	(Cailliet et al., 2001)
Suisse	Genève	de 0.5 à 12.6	événement pluvieux	--	de 0.2 à 66.4	03/11/97-02/11/98	(Cailliet et al., 2001)
Plomb-210 (***)							
Japon	---	De 3 300 à 81 700 (moyenne ^(*) : 20 490)	année	56 099	de 1 900 à 4 500 (moyenne : 2 812)	---	(Huh et Su, 2004)
Suisse	Genève	150 ± 3	année	411	---	03/11/97-02/11/98	(Cailliet et al., 2001)
Suisse	---	108	année	296	---	---	(Dominik et al., 1987)
Suisse	---	138	année	378	---	---	(Schuler et al., 1991)
Suisse	---	153	année	419	---	---	(Vogler et al., 1996)
Suisse	Genève	de 0.5 à 12.6	événement pluvieux	--	de 0.2 à 66.4	03/11/97-02/11/98	(Cailliet et al., 2001)

Localisation		Dépôt de radioéléments sur le sol (Bq.m ⁻²)	Pas de temps	Moyenne journalière (mBq.m ⁻²)	Pluviométrie totale (mm)	Période	Auteurs
Pays	Ville/Région						
Césium-137							
Danemark	---	630 ± 380 (à 1 m au-dessus du sol) 430 ± 280 (à 3 m au-dessus du sol)	année	1 725 (à 1 m) 1 177 (à 2 m)	47 (moyenne mensuelle)	07/90 - 12/93	(Fogh et al., 1999)
Japon	---	21°N - 25°N de 610 à 9 310 (moyenne ^(*) : 3 150)	année	8 624	de 1 900 à 4 500 (moyenne : 2 812)	---	(Huh et Su, 2004)

Tableau 38 : Synthèse bibliographique de la concentration moyenne des radioéléments (Béryllium-7 et Plomb-210) dans l'eau de pluie (Bq.m⁻³).

Localisation		Concentration moyenne des radioéléments dans l'eau de pluie (Bq.m ⁻³)	Pas de temps de la moyenne	Pluviométrie totale (mm)	Période	Auteurs
Pays	Ville/Région					
Béryllium-7						
Australie	Canberra	35°S de 20 à 5 900 de 590 à 2 740 de 500 à 1 590 de 1 110 à 5 550 de 930 à 10 450	événement pluvieux événement pluvieux événement pluvieux événement pluvieux événement pluvieux	de 0.1 à 90 --- --- --- de 0.2 à 66.4	01/04/1988 - 1/08/1989 --- --- --- 03/11/97 - 02/11/98	(Wallbrink et Murray, 1994) (Peirson, 1963) (Brown et al., 1988) (Bleichrodt et Van Abkonde, 1963) (Cailliet et al., 2001)
Japon	Onagawa	---	mois	de 3 à 284 (moyenne : 95.7)	04/1987 - 03/1989	(Ishikawa et Murakami, 1995)
Plomb-210						
Suisse	Genève	---	année	de 0.2 à 66.4	03/11/97 - 02/11/98	(Cailliet et al., 2001)

Tableau 39 : Synthèse bibliographique de la concentration moyenne des radioéléments (Béryllium-7 et Césium-137) dans l'air ($Bq.m^{-3}$).

Pays	Localisation		Concentration moyenne des radioéléments dans l'air ($mBq.m^{-3}$)	Pas de temps de la moyenne	Pluviométrie totale (mm)	Période	Auteurs
	Ville/Région	Latitude					
Béryllium-7							
Australie	Canberra	35°S	de 4.6 à 27.1	mois	0.1 - 90	01/04/1988 - 31/08/1989	(Wallbrink et Murray, 1994)
Allemagne	---	---	2.5	mois	---	---	(Dutkiewicz et Husain, 1985 ; Peirson, 1963 ; Schumann et Stoepler, 1963)
Italie	Palerme	---	de 0.3 à 21.8 (moyenne : 5.06)	mois	---	01/1982 - 12/1994	(Cannizzaro et al., 2004)
Italie	Palerme	---	de 2.16 (décembre) à 10.57 (juillet)	mois	---	01/1982 - 12/1994	(Cannizzaro et al., 2004)
Danemark	---	---	2.474±0.902	mois	47 (moyenne mensuelle)	07/90 - 12/93	(Fogh et al., 1999)
Césium-137							
Danemark	---	---	0.001 ± 0.0005	mois	47 (moyenne mensuelle)	07/90 - 12/93	(Fogh et al., 1999)

Tableau 40 : Synthèse bibliographique de la vitesse moyenne de chute ($mm.s^{-1}$) des aérosols et proposition de flux de dépôt moyen de Béryllium-7 et Césium-137 par unité de surface de sol ($\mu Bq.s^{-3}.m^{-2}$).

Pays	Localisation		Vitesse moyenne de chute des aérosols ($mm.s^{-1}$)	Flux de radioéléments par unité de surface ($\mu Bq.s^{-1}.m^{-2}$)	Pluviométrie totale (mm)	Période	Auteurs
	Ville/Région	Latitude					
Béryllium-7							
Australie	Canberra	35°S	10	---	---	---	(Wallbrink et Murray, 1994)
Danemark	---	---	0.52 ± 0.06	0.00052	47 (moyenne mensuelle)	07/90 - 12/93	(Fogh et al., 1999)
Césium-137							
Danemark	---	---	de 18 à 3 000	de 0.018 à 3	47 (moyenne mensuelle)	07/90 - 12/93	(Fogh et al., 1999)
---	---	---	80	---	---	---	(Rybacek et al., 1994)

III.2.2. APPORTS DE LA SECTION AMONT

La section transversale amont est une source convective potentielle de radioéléments via les particules, l'eau, la matière organique et les organismes vivants, chacune de ces matrices de transport ayant sa propre cinétique. Alors que les mécanismes de dépôt atmosphérique concernent seulement quelques radioéléments, tous peuvent transiter par une section amont de rivière. En plus du Béryllium-7, du Plomb-210 et du Césium-137 précédemment évoqués, on cible également l'Iode-131 dans ce paragraphe dont le rejet par l'émissaire de la station d'épuration (STEP) de la ville de Rennes est indépendant (en partie) des conditions météorologiques. En partie seulement, car la station d'épuration traitant le premier volume de pluie ruisselée sur les surfaces bitumineuses de la ville, le signal en Iode-131 peut augmenter avec les débits de rejet de la STEP (lessivage des bassins de rétention).

Ce paragraphe présente des résultats expérimentaux issus de campagnes de prélèvements systématiques dans la Vilaine. La qualification des sources via une section de rivière est approchée d'une part par l'analyse des variations temporelles de radioactivité d'un prélèvement à un endroit particulier de la section mouillée, et d'autre part par la représentativité du signal à l'échelle de la section mouillée à un temps donné (il s'agit en réalité de l'intervalle de temps minimum nécessaire au piégeage d'une quantité suffisante de matière pour que le signal de radioactivité puisse être détecté).

III.2.2.1. Exemples de chroniques temporelles

Les modèles de traçage des sédiments (intégrateurs sur un pas de temps donné) par la mesure de leur radioactivité naturelle, supposent une source de radioactivité constante sur le pas de temps du processus de transport étudié. Il est nécessaire (dans un premier temps), dans un contexte hydrologique idéal (période d'étiage associée à une faible pluviométrie, *Figure 160* (a)), d'étudier la variabilité temporelle des sources par une section transversale amont. Pour cela, nous avons mesuré la radioactivité naturelle des sédiments prélevés par pompage par le service Métrologie de la ville de Rennes au niveau d'Apigné (station déjà présentée dans la section I de ce rapport) entre le 03/05/2005 et le 24/06/2005. Chaque échantillon est constitué du cumul des sédiments en suspension pompés sur des périodes de 3 et 4 jours (2 échantillons par semaine), de manière à disposer de suffisamment de matière pour le comptage en spectrométrie gamma. La *Figure 160* (de (b) à (f)) présente les résultats de ces mesures (référéncées de (apign1) à (apign15) en annexe A.3).

La concentration en Césium-137 (*Figure 160* (c)) peut être considérée comme stable sur la période de mesure et indépendante des fluctuations des paramètres hydrologiques. Sa variabilité (définie à plus ou moins 2 écart-types) sur la période de mesure correspond à 53 % de la valeur moyenne.

L'Iode-131 est rejeté par l'émissaire de la station d'épuration (situé environ à 1 kilomètre en amont du point de prélèvement des matières en suspension). Les rejets sont globalement décorrélés des paramètres hydrologiques (*Figure 160* (e)). Néanmoins, on peut observer ponctuellement une augmentation des rejets associée aux deux pics de flux d'eau (comme attendu).

L'excès de plomb-210 ne présente pas de tendance globale liée aux paramètres hydrologiques (*Figure 160* (b)), bien que l'intervalle de temps entre les épisodes de crue soit supérieur au temps de recharge de l'atmosphère estimé à 1 jour, *Tableau 36*). Sa variabilité (définie à plus ou moins 2 écart-types) sur la période de mesure correspond à 33 % de la valeur moyenne.

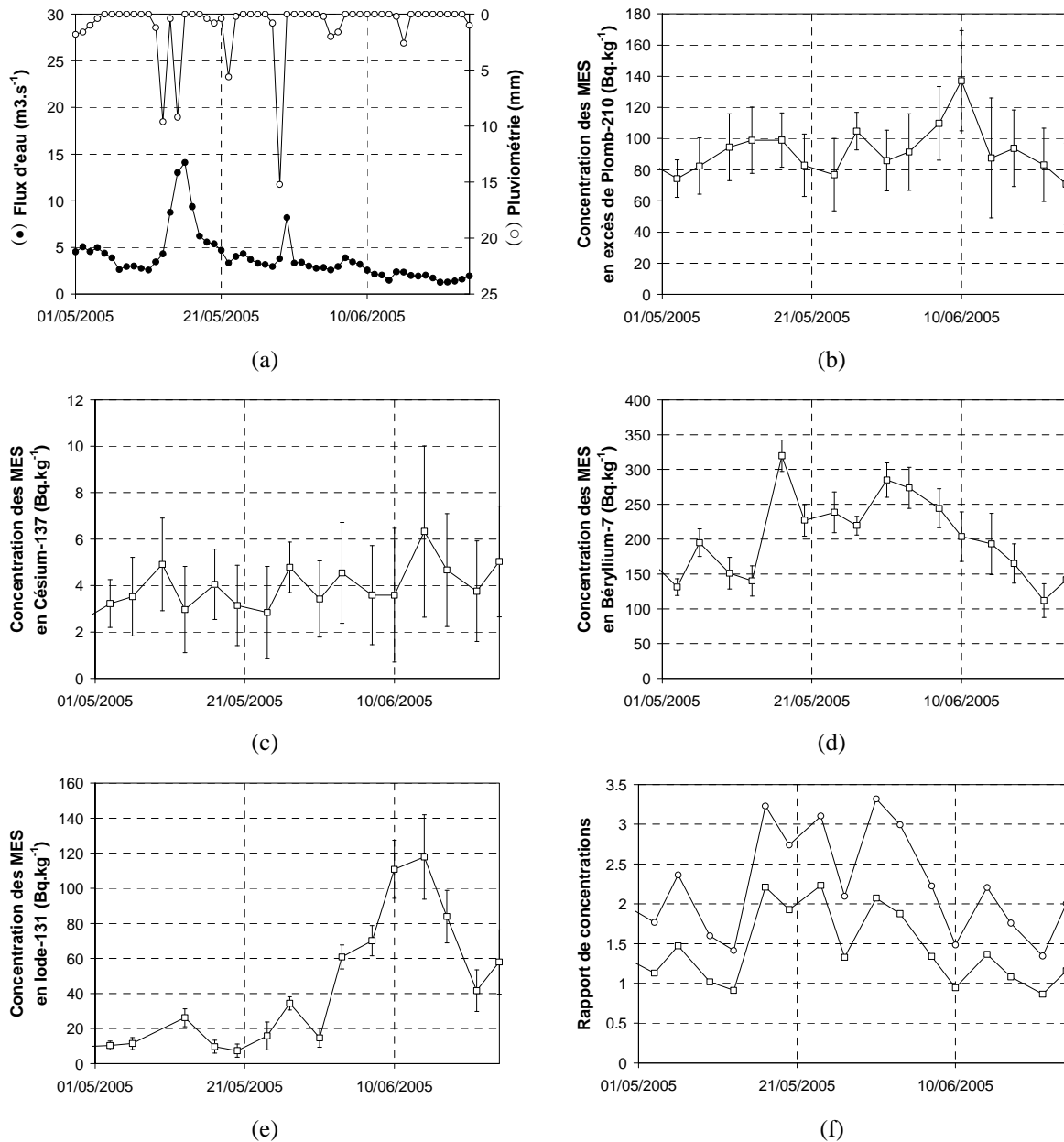


Figure 160 : (a) suivi de la pluviométrie (station Météofrance Saint-Jacques de la Lande) et des débits de la Vilaine (station DIREN Bretagne J7500610, au Boël) entre le 03/05/2005 et le 24/06/2005 ; sur cette même période, suivi de la concentration des matières en suspension (prélevées à Apigné) en (b) excès de Plomb-210, (c) Césium-137, (d) Béryllium-7, et (e) Iode-131 ; (f) concentration en Béryllium-7 / concentration en excès de Plomb-210 (○) et concentration en Béryllium-7 / concentration en excès de Plomb-210 / pourcentage de potassium (□) au cours du temps.

Le Béryllium-7 est quant à lui fortement corrélé aux variations des paramètres hydrologiques (Figure 160 (d)). Sa variabilité (définie à plus ou moins 2 écart-types) sur la période de mesure correspond à 63 % de la valeur moyenne. Cette valeur élevée est également liée à la courte demi-vie du Béryllium-7. En effet, à partir du pic de concentration du 31/05/2005 (285 Bq.kg⁻¹) et de la constante de désintégration du Béryllium-7, on obtient une valeur de concentration théorique de 178 Bq.kg⁻¹ au 24/06/05, ce qui est de l'ordre de grandeur de la valeur mesurée (compte tenu de la présence d'un évènement pluviométrique (faible) sur cet intervalle de temps). Cette approche est confirmée par la tendance décroissante (à partir du 31/05/2005) de la représentation graphique de la

Figure 160 (f). En effet, sous l'hypothèse où l'excès de Plomb-210 et le Béryllium-7 ont un comportement identique vis-à-vis des particules (même temps caractéristique de cinétique de fixation, même affinité à la minéralogie de la particule), une dilution du signal par une augmentation de la taille moyenne des particules (diminution de la surface spécifique d'adsorption) n'aurait pas entraîné de modification dans la représentation graphique du rapport de la concentration en Béryllium-7 sur la concentration en excès de Plomb-210 (normalisation par l'excès de Plomb-210). La remarque est identique pour une seconde normalisation, cette fois avec le pourcentage de potassium contenu dans les sédiments, qui permet de s'affranchir (s'il y a lieu) des variations de concentration des sédiments en matière organique.

Le principal résultat est que les variabilités temporelles des concentrations des sédiments en radioéléments sont fortes en contexte semi-idéal (faible pluviométrie, faibles débits, sédiments homogènes), y compris pour les radioéléments dont la présence dans le milieu est en apparence indépendante des conditions hydrologiques : Césium-137 et excès de Plomb-210 dans notre exemple. Alors que la fréquence d'échantillonnage des sédiments dans le suivi de leur concentration en Béryllium-7 peut être adaptée en fonction des paramètres hydrologiques, il est nécessaire de rechercher les paramètres de contrôle de la variabilité de la concentration en Césium-137 et excès de Plomb-210 (si l'origine de la variabilité est réellement in situ et non dans la méthodologie expérimentale). Cette expérience montre par la mesure in situ que l'erreur associée à la concentration moyenne des particules en radioéléments (sur un pas de temps donné) est de l'ordre de 50 % dans un contexte expérimental idéal.

III.2.2.2. Influence des rejets d'une station d'épuration

Dans ce paragraphe, l'objectif est d'étudier l'impact de la ville de Rennes sur la variabilité des concentrations en radioéléments dans la Vilaine. Pour cela, nous avons mesuré (entre le 03/05/2005 et le 24/06/2005) la radioactivité naturelle des sédiments prélevés par pompage par le service Métrologie de la ville de Rennes au niveau des stations d'Apigné, de Rault, de Baud, ainsi que celle des matières humides en entrée de la station d'épuration de la ville de Rennes (Figure 161).

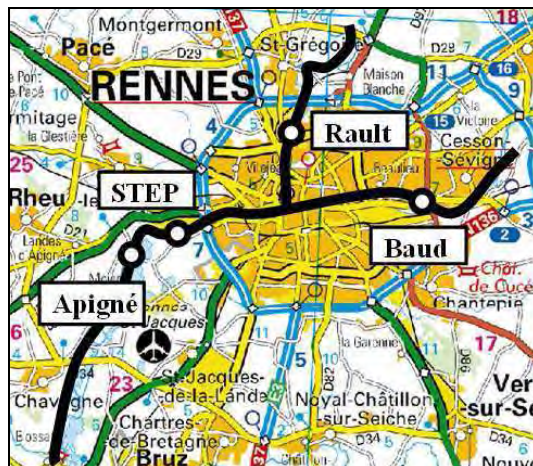


Figure 161 : Localisation sur carte IGN des stations de prélèvement de matières en suspension de Baud (Vilaine amont), Rault (Ille) et d'Apigné (Vilaine aval), et des rejets de l'émissaire de la station d'épuration (STEP) (Vilaine). La confluence de l'Ille et de la Vilaine se situe au niveau de la ville de Rennes.

La Figure 162 présente les résultats de ces mesures (référéncées en annexe A.3 de (apign1) à (apign15) pour la station Apigné, de (rault1) à (rault15) pour la station Rault, de (baud1) à (baud15) pour la station Baud et de (step1) à (step18) pour la station d'épuration).

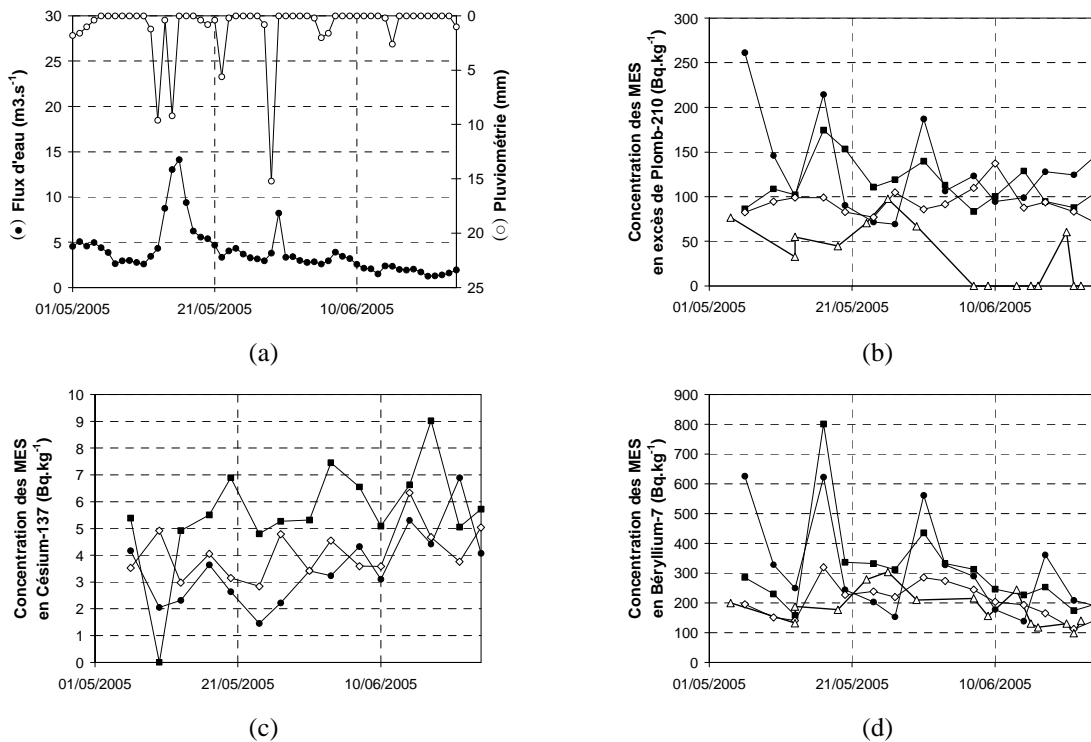


Figure 162 : (a) suivi de la pluviométrie (station Météofrance Saint-Jacques de la Lande) et des débits de la Vilaine (station DIREN Bretagne J7500610, au Boël) entre le 03/05/2005 et le 24/06/2005 ; sur cette même période, suivi de la concentration des matières en suspension prélevées à Apigné (\diamond), à Baud (\bullet), à Rault (\blacklozenge) et en entrée de STEP (Δ), en (b) excès de Plomb-210, (c) Césium-137, (d) Béryllium-7, et (e) Iode-131 ; (f) concentration en Béryllium-7 / concentration en excès de Plomb-210 (\circ) et concentration en Béryllium-7 / concentration en excès de Plomb-210 / pourcentage de potassium (\square) au cours du temps.

En aval d'une confluence on s'attend à ce que la concentration des particules en radioéléments soit comprise entre les valeurs de concentration des particules des 2 affluents (amont). Graphiquement, la concentration en radioéléments à Apigné devrait être le barycentre des concentrations mesurées à Baud et Rault pondérées par la valeur du flux (dont on ne dispose pas). Cela semble être vérifié dans le cas du Césium-137 où les concentrations à Apigné sont bornées par celles mesurées à Baud et Rault (aucun rejet de Césium-137 au niveau de la station d'épuration). En revanche, dans les cas du Béryllium-7 et de l'excès de Plomb-210, il y a incohérence si l'on ne tient pas compte des rejets de la station d'épuration : la concentration à la station aval est plus faible que celles aux stations amont (en particulier lors des 2 pics de flux d'eau associés aux événements pluviométriques enregistrés). Si cette observation ne concernait que le Béryllium-7, alors elle pourrait s'expliquer par des faibles vitesses de sédiments entre l'amont et l'aval de la ville de Rennes, ou la remise en suspension de sédiments de fond. S'il s'agissait d'un stockage massif de sédiments au niveau de Rennes, alors cette observation concernerait également le Césium-137. On remarque d'une part que c'est la présence de la STEP qui rend à nouveau le système cohérent (concentration en radioéléments bornée au niveau d'Apigné), et d'autre part qu'elle tend à tamponner le signal en radioactivité au niveau d'Apigné. Sa présence

diminue environ de 50 % les variabilités naturelles des concentrations en Béryllium-7 et excès de Plomb-210 que l'on peut mesurer en amont de son émissaire,

Tableau 41 : Variabilité temporelle du signal radioactif des sédiments autour d'une valeur moyenne calculée entre 03/05/05 et le 24/06/05 pour 4 stations de mesure. ^(*) écart-type calculé sur les valeurs non nulles.

Stations	Variabilité temporelle définie à $\pm 2\sigma$	
	Béryllium-7	Plomb-210
Rault (Ille)	101	80
Baud (Vilaine amont)	97	44
STEP	65	63 ^(*)
Apigné (Vilaine aval)	60	35

III.2.2.3. Homogénéité à l'échelle de la section

Une seconde source d'erreur dans l'estimation des flux de radioéléments via une section amont de rivière peut venir de la localisation de l'échantillon prélevé dans la section mouillée. La variabilité de la concentration des sédiments en radioéléments dans la section mouillée de la rivière peut être envisagée sous 2 hypothèses. La première considère que cette variabilité n'est autre que la conséquence de la variabilité de la nature et/ou géométrie du support des radioéléments (les sédiments). La seconde (sous l'hypothèse de sédiments homogènes) considère un découplage entre un noyau principal d'écoulement dans la partie centrale où les vitesses (d'eau et de sédiments) sont élevées et deux bandes d'écoulement (entre les berges et le noyau central) sujets à des recirculations et où les vitesses sont plus faibles.

III.2.2.3.1. Contexte hydrologique et méthode expérimentale

Pour cela, nous avons mené 3 campagnes d'échantillonnage. Chacune d'elle correspond au piégeage simultané de sédiments en différents endroits d'une section mouillée sur un intervalle de temps donné. Le site d'échantillonnage se situe sur la Vilaine, en amont du Pont Saint-Marc, soit à la fin d'une portion rectiligne de 1.2 km, *Figure 166* (a) et (b). Les 3 intervalles de temps (successifs, *Figure 163*) de piégeage des sédiments permettent de couvrir une gamme de flux d'eau allant de 6 à 37 m³.s⁻¹ (soit un rapport d'environ 6), *Tableau 42*. Ces flux d'eau restent toutefois faibles, et sont à l'image de l'hydrologie globale de la Vilaine de janvier à mai 2005, *Figure 164*.

Tableau 42 : Caractérisation des 3 périodes de piégeages (A, B et C) des sédiments en amont du pont Saint-Marc entre le 23/03/2005 et le 28/04/2005. Les flux d'eau proposés sont ceux mesurés à la station du Boël (J7500610) par la DIREN Bretagne (à noter la présence d'un affluent, le Semnon, entre la station du Boël et le pont Saint-Marc).

Référence	Début	Fin	Flux d'eau minimum (m ³ .s ⁻¹)	Flux d'eau maximum (m ³ .s ⁻¹)	Flux d'eau moyen (m ³ .s ⁻¹)
A	23/03/05 – 17h	01/04/05 – 10h	5.04	8.98	6.83
B	01/04/05 – 11h	13/04/05 – 10h	5.30	8.83	7.14
C	13/04/05 – 11h	28/04/05 – 10h	5.64	37.10	15.06

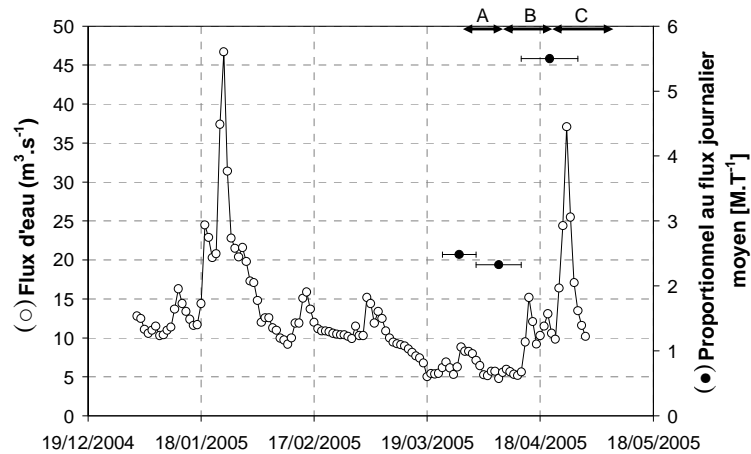


Figure 163 : Positionnement des 3 périodes de piégeage (A, B et C) sur la chronique des flux d'eau de la Vilaine (station du Boël J7500610, DIREN Bretagne). L'axe secondaire des ordonnées présente une valeur proportionnelle au flux moyen sur les périodes A, B et C.

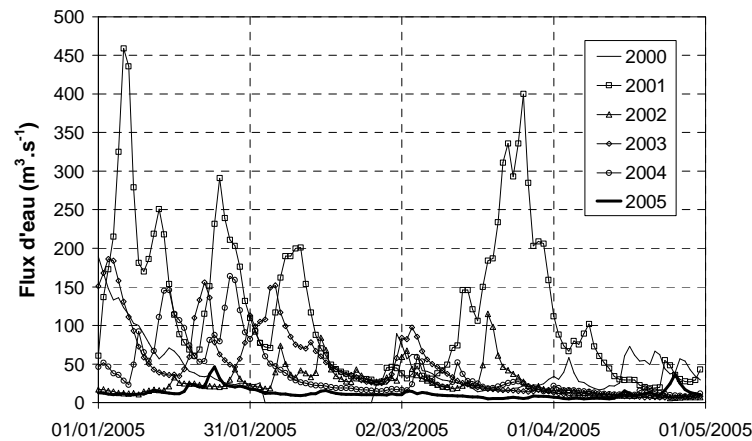


Figure 164 : Présentation du contexte hydrologique particulier de la Vilaine de janvier à mai 2005, par comparaison des flux d'eau avec ceux des 5 dernières années (station du Boël J7500610, DIREN Bretagne).

Les pièges (Figure 166, de (c) à (f)) sont identiques et positionnés dans le sens des lignes de courant. Le fluide pénètre à l'avant du piège (orienté face au courant) par un premier orifice de diamètre 1 cm, et s'échappe à l'arrière par 3 orifices de diamètre 1 cm. Dans le piège, un pain en nid d'abeille permet de casser l'énergie hydraulique et de stocker les sédiments par décantation. Les pièges ont été testés en canal expérimental, Figure 165 (a) et (b). Du fait de la forte perturbation des lignes de courant (Figure 165 (c)), la matière piégée n'est pas représentative de la concentration moyenne des sédiments au sein de la lame d'eau. Toutefois, si on la considère proportionnelle, alors le flux de sédiments moyen dans la Vilaine pendant la période de piégeage C est 2.2 fois supérieur à ceux correspondant aux périodes A et B (Figure 163).

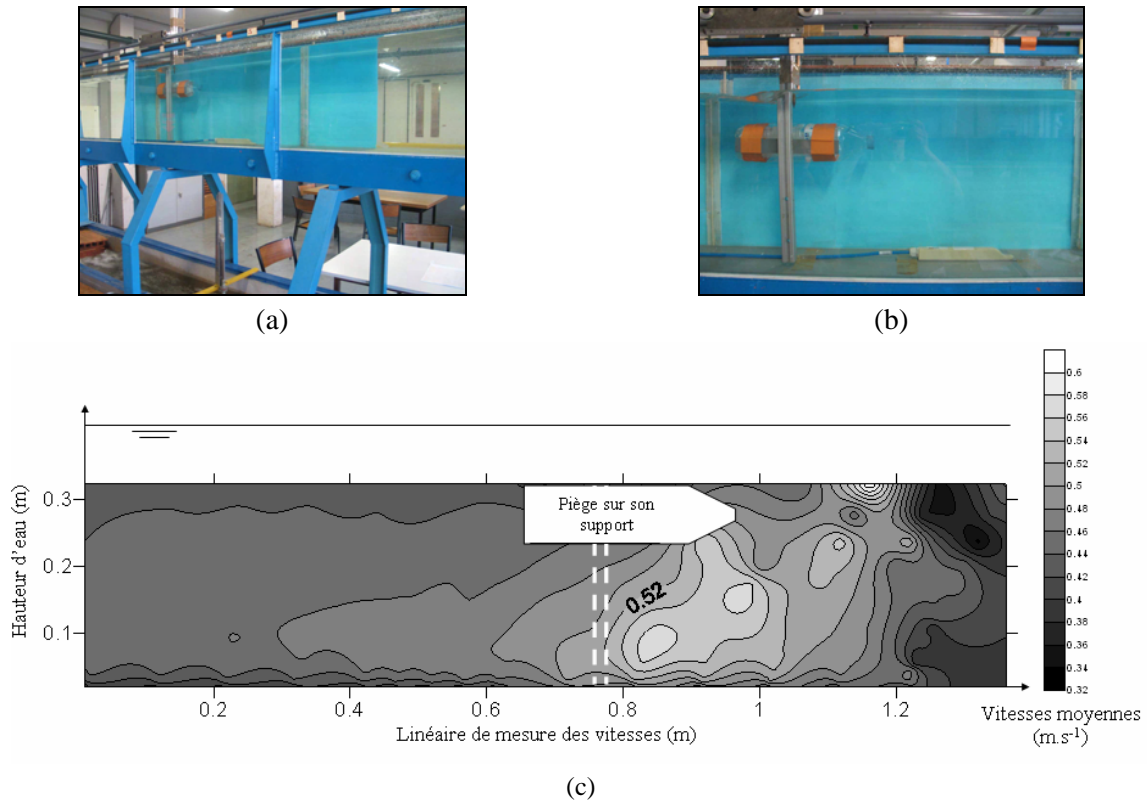


Figure 165 : Mise en évidence de l'hydrodynamisme des pièges par la mesure des champs de vitesses en laboratoire avec le profileur de vitesses Nivus XPro.



Figure 166 : (a) localisation de la section mouillée à l'amont du pont Saint-Marc ; (b) vue amont du site d'étude (portion rectiligne de la Vilaine sur 1,2 km) ; (c) exemple de support de pièges ; (d) positionnement des pièges dans la section mouillée par un plongeur ; (e) et (f) récupération des pièges et des sédiments qu'ils contiennent.

La position de l'ensemble des pièges sur les 3 périodes de piégeage est localisée sur la section mouillée dans le *Tableau 44*. La radioactivité naturelle contenue dans les sédiments a été mesurée au spectromètre gamma et l'hypothèse d'homogénéité de la granulométrie des échantillons a été testée par des granulométries laser systématiques (après attaque de la matière organique par l'eau oxygénée et ajout d'un dispersant : l'héxamétaphosphate).

III.2.2.3.2. Résultats

2.3.2.1 Granulométrie

Les résultats des distributions granulométriques des volumes et surfaces spécifiques des sédiments (sous hypothèse de sphéricité) sont présentés dans le *Tableau 44*. Les courbes montrent que sur la gamme des flux d'eau étudiée, les sédiments peuvent être considérés comme homogènes. On remarque toutefois la formation d'un pic secondaire à 0.5 mm (distribution des volumes) sur la période C, induit par une énergie hydraulique de la rivière (soit pour ce site une capacité de transport) plus importante, mais qui n'affecte pas de manière significative la distribution des surfaces spécifiques des particules.

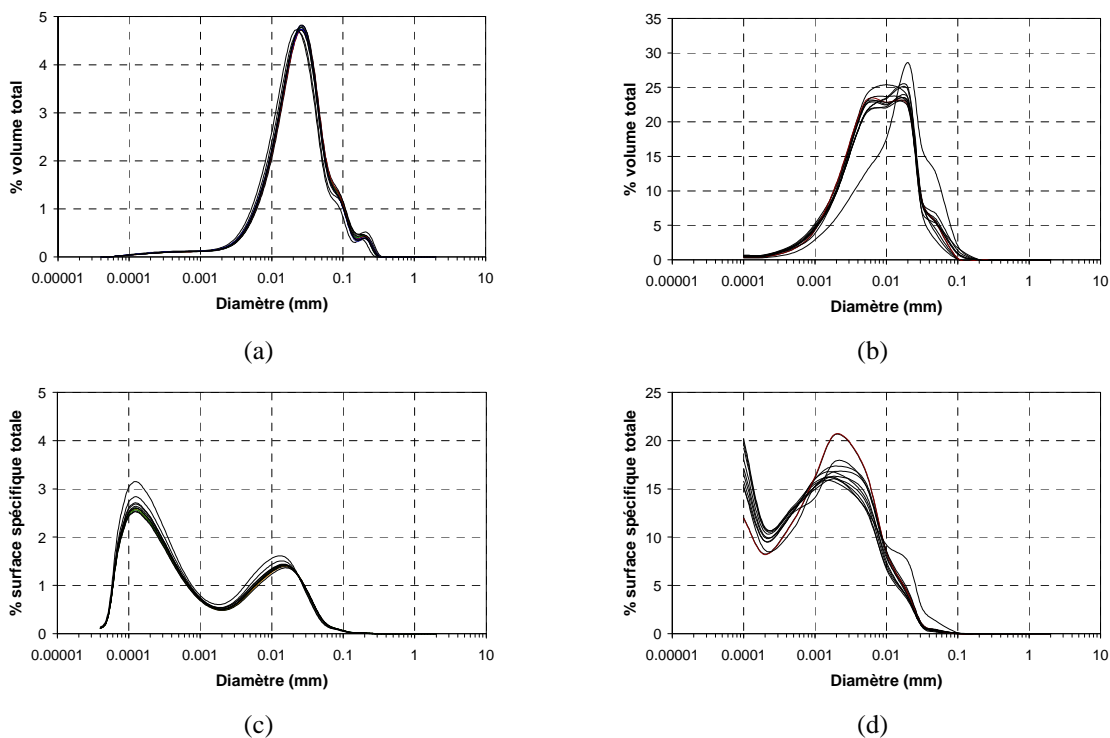


Figure 167 : Comparaison des méthodes de détermination de la granulométrie des échantillons de sédiments à partir des échantillons de la période de piégeage A. Les graphiques (a) et (c) (respectivement distribution des volumes et surfaces spécifiques des particules sous l'hypothèse de sphéricité) correspondent à des analyses faites sur les suspensions à l'état naturel (dans un délai de moins de 2 jours après leur prélèvement in-situ). Les graphiques (b) et (d) (respectivement distribution des volumes et surfaces spécifiques des particules sous l'hypothèse de sphéricité) correspondent à des analyses faites sur les mêmes suspensions, après qu'elles aient été lyophilisées, que la matière organique ait été détruite par addition d'eau oxygénée et que le matériau résultant ait été dilué dans un dispersant (l'héxamétaphosphate). Les analyses correspondant aux graphiques (a) et (c) d'une part, et (b) et (d) d'autre part, n'ont pas été réalisées sur le même granulomètre laser.

Les granulométries laser (après destruction de la matière organique à l'eau oxygénée et ajout d'un dispersant : l'hexamétaphosphate) ont été comparées à celles réalisées directement sur les suspensions piégées (sans aucun traitement préalable). La limite de cet essai de comparaison vient du fait que les 2 protocoles n'ont pu être testés sur les mêmes granulomètres laser. La distribution granulométrique (en volume) réalisée sur les suspensions non traitées est plus resserrée autour d'un diamètre moyen que dans le cas où la matière organique a été détruite (*Figure 167* (a) et (b)). Aussi, ce diamètre moyen est plus grand de 3 ordres de grandeur. La différence la plus importante concerne la distribution des surfaces spécifiques où cette fois le pic secondaire est centré sur un diamètre moyen plus grand de 6 ordres de grandeurs (*Figure 167* (c) et (d)).

III.2.2.3.3. Concentrations en radioéléments

Les valeurs de concentrations des sédiments en radioéléments (Béryllium-7, excès de Plomb-210 et Césium-137) sont données dans le *Tableau 45*, associées à la position de chacun des pièges dans la section transversale d'écoulement (pour les périodes A, B et C). L'ensemble des concentrations en radioéléments mesurées est consigné en annexe A.3 sous les références de pièges proposées dans le *Tableau 44*.

Les résultats de l'analyse de la variabilité des concentrations en radioéléments sur la section d'écoulement sont présentés dans le *Tableau 43*. Ils montrent que l'erreur (définie à 2 écart-types) sur la valeur moyenne calculée à partir de l'ensemble des concentrations dans la section pour une période de piégeage donnée, est de l'ordre de grandeur de l'erreur associée à la détermination de la concentration d'un échantillon en radioéléments (erreur statistique sur le comptage des désintégrations des radioéléments). En conclusion, sur la gamme des flux d'eau étudiée, la section transversale de la Vilaine en amont du pont Saint-Marc présente des sédiments homogènes en termes de radioactivité environnementale (et de granulométrie). Dans ce cas, un piégeage unique au sein de la lame d'eau est représentatif de la section d'écoulement (simplification de la méthodologie expérimentale).

Tableau 43 : Synthèse des variabilités des concentrations des sédiments en Béryllium-7, excès de Plomb-210 et Césium-137 sur les 3 périodes de piégeage A, B et C. L'erreur moyenne correspond à la moyenne des erreurs associées à chaque comptage par spectrométrie gamma.

Radioélément	A			B			C		
	moyenne des pièges (Bq.kg ⁻¹)	± 2σ	erreur moyenne (Bq.kg ⁻¹)	moyenne des pièges (Bq.kg ⁻¹)	± 2σ	erreur moyenne (Bq.kg ⁻¹)	moyenne des pièges (Bq.kg ⁻¹)	± 2σ	erreur moyenne (Bq.kg ⁻¹)
Béryllium-7	129	40	31	89	28	33	136	47	32
Excès de Plomb-210	83	13	23	84	63	35	90	49	43
Césium-137	6	8	2	5	3	3	4	3	3

Tableau 44 : Position des pièges dans la section mouillée (rive gauche – rive droite) pour les 3 périodes de piégeage (A, B et C) et résultats des analyses granulométriques en volumes et surfaces spécifiques des particules. Les pièges sont référencés comme suit : la lettre correspond à la période de piégeage, les 2 chiffres suivants à la distance à la rive gauche en mètres, et les 3 derniers chiffres à la distance à l'interface eau-sédiments en centimètres.

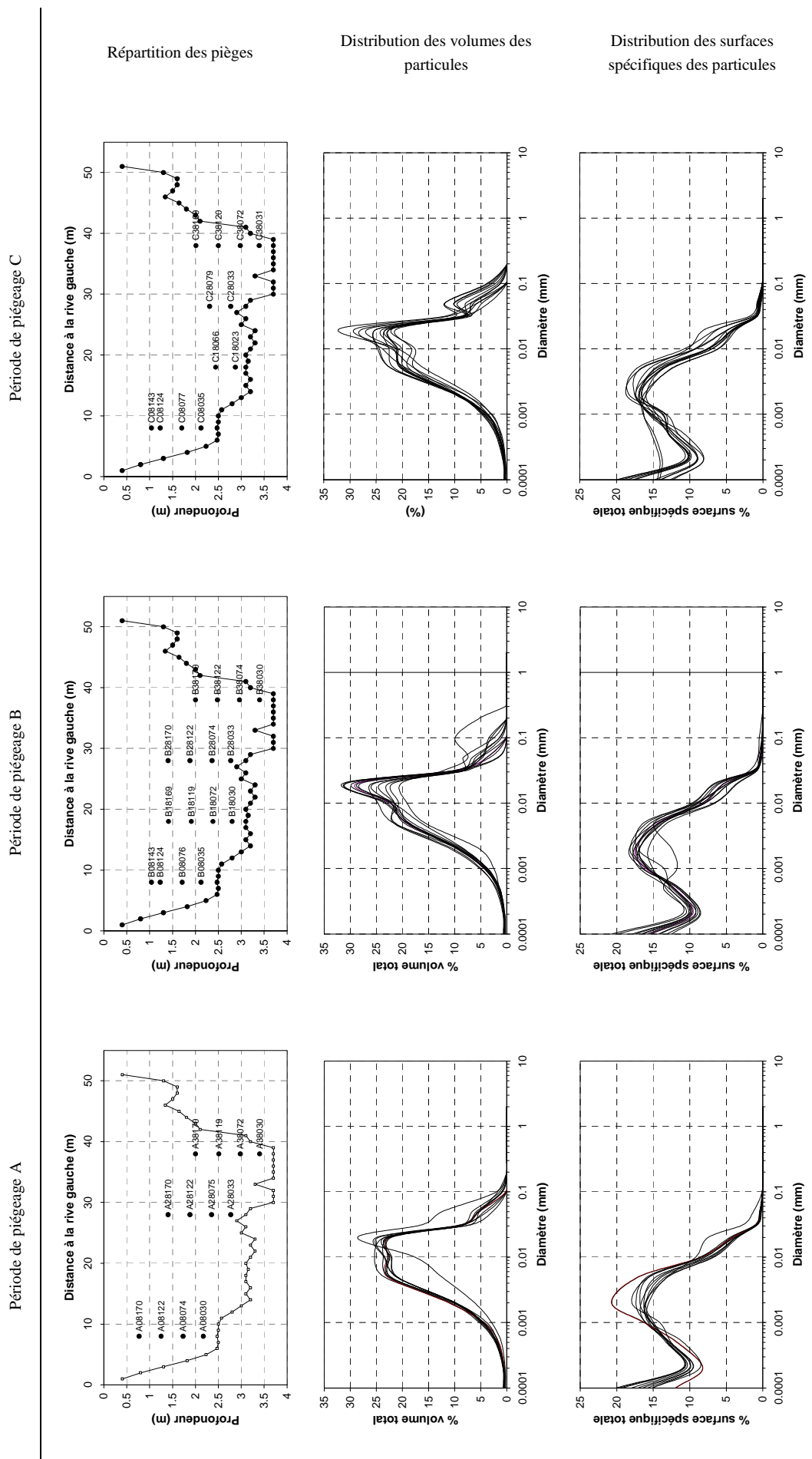
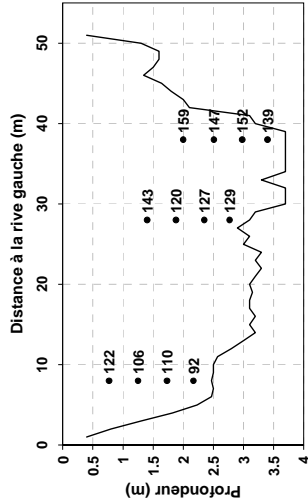
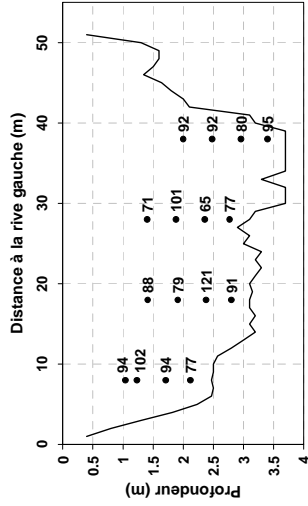


Tableau 45 : Valeurs mesurées des concentrations des sédiments en radioéléments ($Bq.kg^{-1}$) (Béryllium-7, excès de Plomb-210 et Césium-137) dans les pièges, pour les 3 périodes de piégeage (A, B et C).

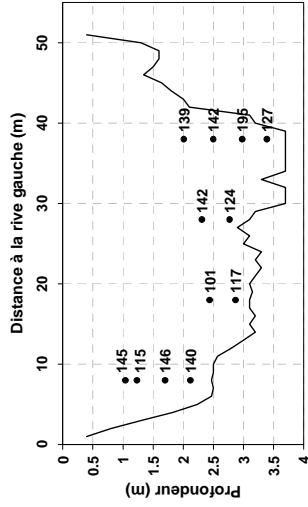
Période de piégeage A



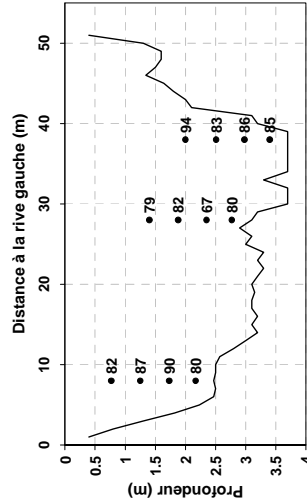
Période de piégeage B



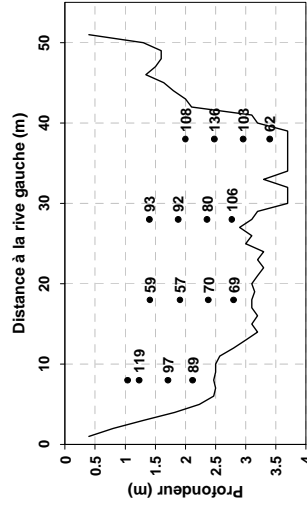
Période de piégeage C



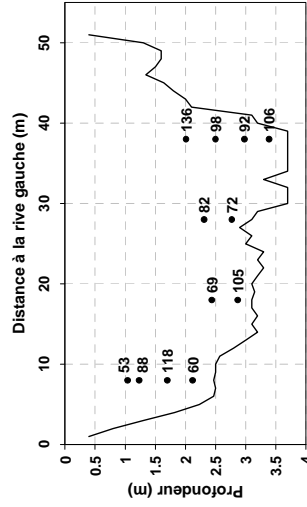
Période de piégeage A



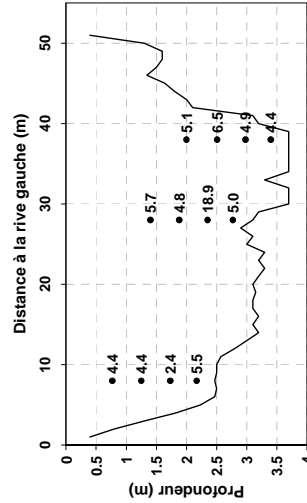
Période de piégeage B



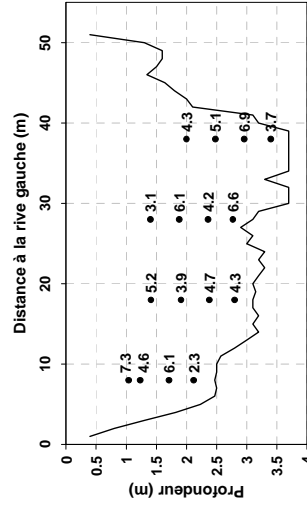
Période de piégeage C



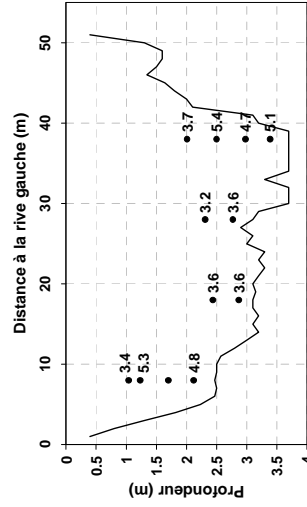
Période de piégeage A



Période de piégeage B



Période de piégeage C



III.2.3. MISE EN SUSPENSION D'ANCIENS SEDIMENTS

III.2.3.1. A l'échelle du bassin versant

Pour vérifier la concentration des sédiments du fond de la rivière en radioéléments à un instant donné (source possible de radioéléments dans la lame d'eau par mise en suspension des particules), un état des lieux du bassin versant de la Vilaine a été réalisé le 06/11/2003 en prélevant des sédiments de fond (à l'interface eau-sédiments) en différents endroits du réseau hydrographique, *Figure 168*.

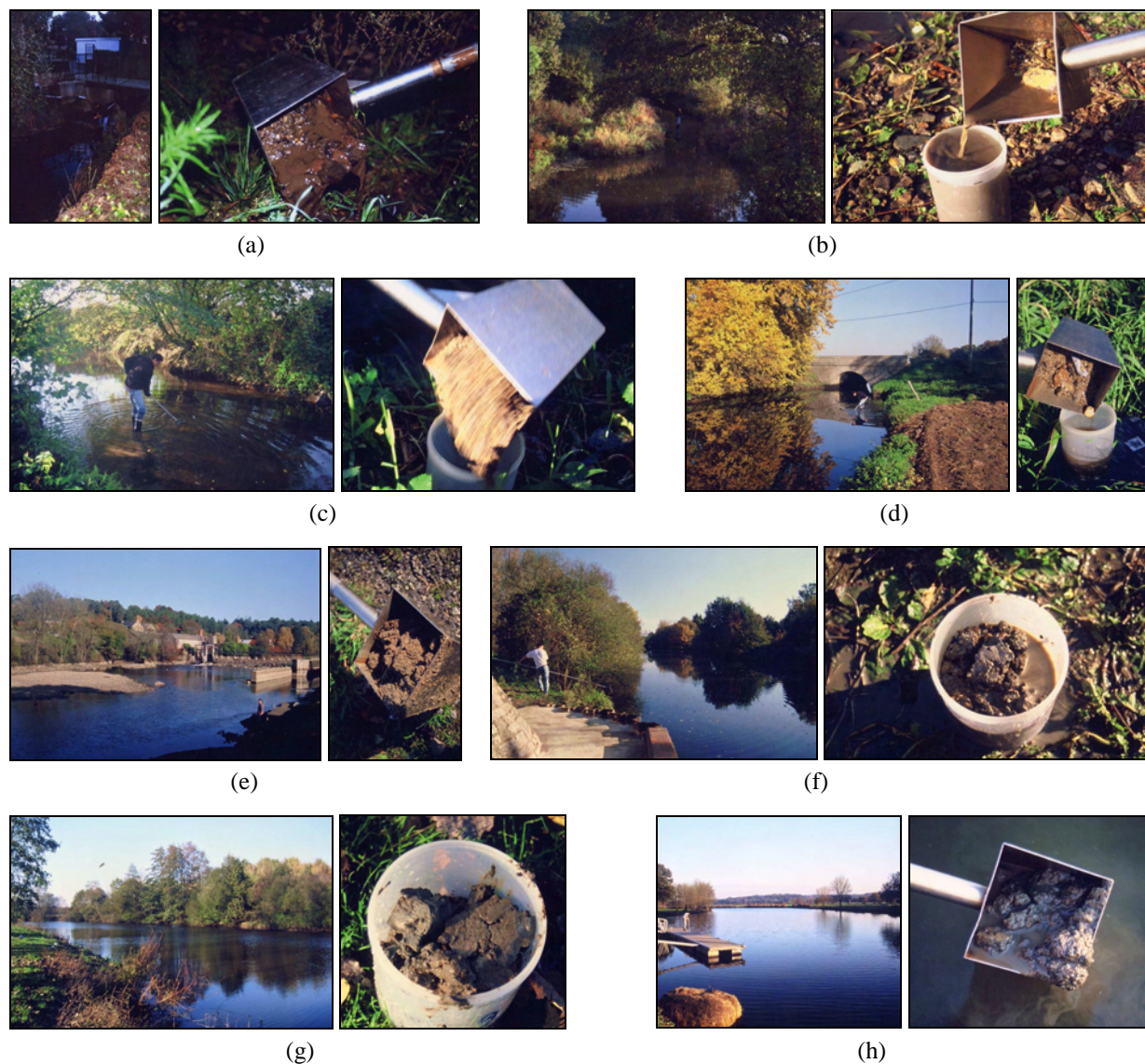


Figure 168 : Photographie des sites de prélèvement et des sédiments de fond prélevés le 06/11/2003 dans différentes rivières du bassin versant de la Vilaine. Les correspondances avec les échantillons référencés en annexe A.3 sont données comme suit : (a) (BV2) ; (b) (BV3) ; (c) (BV4) ; (d) (BV5) ; (e) (BV6) ; (f) (BV7) ; (g) (BV8) ; et (h) (BV10).

Les flux d'eau correspondent à la période d'étiage (exemple : $4.75 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au Boël, station DIREN J7500610). Les sites (rivières de différents ordres) ont été choisis en fonction de la géologie des terrains drainés (zones granitiques en priorité), *Figure 169*. Au-delà de la mesure du Béryllium-7 et du

Césium-137, l'idée était de vérifier la présence ou non d'un excès important de Plomb-210 et de Thorium-234 sur les particules (filiation de l'Uranium-238 présent dans les granites). La campagne d'échantillonnage fait suite à des évènements pluvieux importants (sur l'ensemble du bassin) de manière à favoriser la présence dans le milieu des radioéléments atmosphériques (notamment le Béryllium-7, le Plomb-210 et le Césium-137), *Figure 170*. Une fois prélevés, les échantillons ont été préparés eu égard le protocole expérimental suivant : (1) tamisage mouillé à 2 mm ; (2) décantation de la fraction passante ; (3) récupération des sédiments décantés ; et (4) séchage à l'étuve.

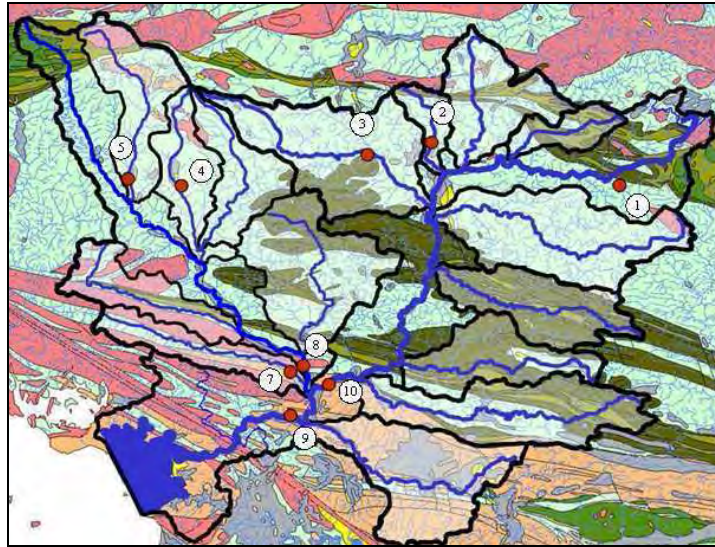


Figure 169 : Localisation des 9 sites de prélèvements sur la carte géologique du bassin versant de la Vilaine. L'échantillon (BVi) est référencé i sur la carte.

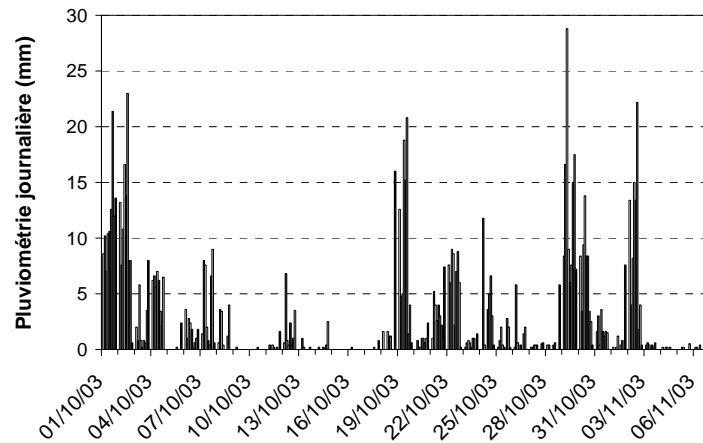


Figure 170 : Pluviométrie journalière, sur le bassin versant de la Vilaine, précédant le 06/11/2003. Pour chaque journée, les pluviométries enregistrées par 9 stations Météofrance réparties sur le bassin versant de la Vilaine sont présentées (stations 35005001, 35095002, 35162003, 35167003, 35187001, 35202001, 35228001, 35270002 et 35281001).

Les résultats (placés en annexe A.3) montrent la présence de Plomb-210 et de Thorium-234 dans les sédiments, mais l'absence d'excès de ces 2 radioéléments (en dehors de (BV1) et (BV10) ou un excès de Plomb-210 a été mesuré). De manière similaire, le Béryllium-7 n'a été détecté (faibles valeurs) que dans les cas de (BV1), (BV2) et (BV3). Trois hypothèses peuvent être envisagées :

- la première est métrologique et liée à la profondeur de prélèvement : si l'on suppose que le temps de migration du Béryllium-7 dans les sédiments est long comparé à sa courte demi-vie, alors le signal est dilué lorsque l'on prélève au-delà du premier centimètre (environ). Cependant, cette hypothèse n'est pas confortée par l'absence d'excès de Plomb-210 de demi-vie longue (22.3 ans) ;
- la seconde hypothèse est liée au processus de transport des sédiments, à savoir un découplage total entre les sédiments en suspension et les sédiments du fond hors période de crue. On confirme alors l'idée d'une longueur de transport très grande ("infinie") des sédiments en suspension en période d'étiage, sous l'hypothèse que la concentration en radioéléments de la phase dissoute (en contact avec les sédiments de fond) soit nulle. Cependant, cette hypothèse est peu probable. Elle signifie en effet que les sédiments sont transportés lors de crues de périodes de retour supérieures (de plusieurs ordres de grandeurs) à la demi-vie de l'excès de Plomb-210 (22.3 ans) non mesuré dans les sédiments.
- la troisième hypothèse, la plus probable, repose sur la granulométrie des particules : la technique de prélèvement utilisée n'a pas permis de récupérer les particules les plus fines situées à l'interface entre l'eau et les sédiments, et que l'on peut supposer être (de par leur surface spécifique importante) les plus riches en Béryllium-7. Aussi, l'absence d'excès de Plomb-210 peut s'expliquer par la granulométrie, cette fois grossière, des échantillons (de volume contraint par la technique de mesure au spectromètre gamma) : la surface spécifique totale (où peuvent être fixés les radioéléments) est insuffisante eu égard les niveaux de détection des spectromètres. En considérant que la surface spécifique des particules est le paramètre de contrôle principal de piégeage des radioéléments, on soulève un aspect important de l'étude de la répartition des radioéléments dans le milieu naturel. Ce point particulier est approfondi dans le chapitre III.3.

III.2.4. APPORT DES BERGES

III.2.4.1. Par ruissellement

Le ruissellement sur les berges constitue un apport latéral potentiel d'eau, de particules érodées, de matière organique, et par conséquent de radioéléments associés aux éléments solides ou présents sous forme dissoute. Une fonction de retard, fonction du site d'étude, contrôle le transfert des radioéléments depuis une zone de dépôt sur un versant jusqu'à la rivière. Cela a été expérimentalement mis en évidence par Mundschenk et al. (1996) et est dû à la rétention des particules du sol et à la diffusion en profondeur. De ce fait, les cinétiques de transfert des radioéléments par les berges peuvent être considérées comme lentes et donc négligeables comparées aux apports via la section amont de la rivière (en première approximation, pour des périodes de temps courtes faisant suite aux événements pluvieux).

III.2.4.2. Par la nappe phréatique

De part les très faibles vitesses de circulation de l'eau dans les nappes et la présence d'une matrice poreuse absorbante, l'apport à la rivière de radioéléments de courtes demi-vies par l'eau des nappes est négligeable (dans un système où la nappe phréatique alimente la rivière). En revanche, cette eau vierge

en radioéléments de courtes demi-vies peut entraîner une dilution apparente de signal radioactif dans la rivière.

III.2.5. SYNTHÈSE SUR LES SOURCES EN RADIOELEMENTS

La dépendance aux échelles de temps des sources atmosphériques de radioéléments a été, et est toujours, le sujet de nombreuses études (de ce fait les banques de données ne cessent de croître). De manière générale, plus la demi-vie des radioéléments est courte, plus le radioélément est affecté par la variabilité des sources locales (Koch et Man, 1996). En particulier, le dépôt de Béryllium-7 est une fonction à court terme des conditions météorologiques qui précèdent l'échantillonnage, plus qu'une fonction de celles sur le long terme.

De nombreux modèles de dépôt sont également proposés dans la littérature. L'hypothèse fondamentale sur laquelle repose l'utilisation des radioéléments naturels pour le traçage des particules est alors de considérer les apports radioactifs extérieurs (majoritairement associés aux précipitations) comme étant uniformes dans une zone d'étude relativement petite (Walling, 2002). En revanche, les hétérogénéités de la surface du sol rendent l'établissement d'une loi de dispersion des radioéléments et d'une fonction de retard depuis le lieu de dépôt à la rivière, difficiles à modéliser. Alors la mesure (directe) de la radioactivité des sédiments, transitant par la section transversale amont de la portion longitudinale de rivière étudiée, permet de contourner ce problème. En revanche, les modèles de dépôts sont intéressants pour modéliser les apports directs de radioéléments sur le miroir de la rivière (non négligeables aux pas de temps courts). Les apports via les berges peuvent être négligés aux courtes échelles de temps en raison de cinétiques de transport lentes. Dans le cas des apports via la remise en suspension de sédiments anciennement déposés au fond de la rivière, nous avons essentiellement mis en évidence des problèmes de méthodologie expérimentale, bien qu'il semble toutefois important de les prendre en compte dans les modèles.

Enfin, concernant la concentration en radioéléments des sédiments transitant par une section transversale (amont par exemple), les résultats expérimentaux montrent :

- une homogénéité spatiale à l'échelle de la section (moyennée sur un intervalle de temps donné, et pour des sédiments en suspension homogènes en granulométrie), ce qui valide (pour le contexte hydrologique de l'expérience) l'échantillonnage in situ par un prélèvement ponctuel ;
- une variabilité temporelle qui peut difficilement descendre sous les 50 % de la valeur moyenne (que ce soit pour le Béryllium-7, l'excès de Plomb-210 ou le Césium-137).

La mesure en spectrométrie gamma a également détecté la présence d'Iode-131 (demi-vie de 8.02 jours) à l'aval de l'émissaire de rejet de la station d'épuration de la ville de Rennes. Sa demi-vie très courte (à la limite de la réactivité expérimentale) en fait un traceur de sédiments de très grand potentiel sur des courtes échelles de temps.

III.3

Coefficient de partage

Disposer d'un état des lieux du concept de coefficient de partage et des facteurs l'influençant est une demande actuelle forte de la communauté scientifique (par exemple dans le cadre du projet EMRAS de l'AIEA). Cela a déjà fait l'objet de nombreux travaux (Delle Site, 2001 ; Madruga, 1993 ; Valcke, 1993), souvent ciblés sur un ou deux radioéléments (artificiels généralement). Ce chapitre traite du coefficient de partage à partir des travaux de la communauté scientifique qui étudie les radioéléments naturels. Un constat : le manque de données est flagrant. Par conséquent, alors que le travail avait pour objectif initial de cibler les radioéléments naturels permettant le traçage en rivière des sédiments sur des courtes échelles de temps (Béryllium-7, Thorium-234 et Iode-131), il a parfois été nécessaire d'y intégrer des études portant sur un panel de radioéléments naturels élargi. Il en est de même pour la nature du support des radioéléments car peu d'études traitent des suspensions en rivière. On fait alors l'hypothèse que les processus affectant la distribution des radioéléments sur les sols et les suspensions de rivières sont similaires.

Ce chapitre discute de l'ensemble des paramètres qui compliquent l'utilisation du concept de coefficient de partage (k_d) à l'équilibre en rivières. L'idée est d'isoler le ou les principaux facteurs de contrôle de l'état d'équilibre radioactif d'un milieu naturel à des courtes échelles de temps. Nous avons jugé utile parfois de compléter les résultats bibliographiques par des expériences réalisées en laboratoire dans le cadre de ces travaux de thèse. Ce chapitre rend également compte de ces résultats expérimentaux.

III.3.1. DEFINITION

Dans les systèmes environnementaux, les radioéléments sont partagés entre les phases dissoutes et particulaires. A l'état d'équilibre, le ratio de radioactivité entre ces deux phases est appelé le coefficient de partage k_d (autrement nommé coefficient de partage ou de distribution) : activité par kilogramme de particules (A_{is} en Bq.kg⁻¹) divisée par l'activité par mètre cube d'eau (A_{iw} en Bq.m⁻³) (après filtration à 0.45 µm), *Équation 90*. Théoriquement, le modèle du k_d devrait être basé sur un équilibre chimique thermodynamique (Baik et al., 2004 ; Weber et al., 1991). Cependant, étant donné que les données thermodynamiques ont été originellement établies en laboratoire, leur transfert à la modélisation environnementale n'est pas évident (Baik et al., 2004). En pratique, le concept du k_d est utilisé comme un modèle de type boîte noire. Cela explique pourquoi le k_d devient usuellement un paramètre empirique (Hatje et al., 2003), qui n'est plus strictement un coefficient chimique. Le coefficient de partage traduit le degré de sorption d'un radioélément sur les particules suivant différents processus, *Tableau 46*.

$$k_d = \frac{A_{is}}{A_{iw}}$$

Équation 90

Tableau 46 : Processus à l'origine de la sorption des radioéléments par les particules.

Localisation	Auteurs
Forces de Wan de Waals	
Interactions ion-dipôle et dipôle-dipôle	Abril et Fraga (1996)
Précipitation-dissolution	Salomons et Förstner (1984)

Il existe des expressions plus complexes du coefficient de partage. Par exemple, Abril et Fraga (1996) considèrent que seulement la couche superficielle des particules (sous l'hypothèse de particules sphériques) interagit en solution avec les radioéléments. Ce n'est plus une définition mais un modèle basé sur des considérations géométriques, *Équation 91*. Dans cette équation, ξ est l'épaisseur de la couche de surface active de la particule (m), r est le rayon externe de la particule (m), et A_{iss} et A_{isc} sont respectivement la concentration en radioéléments dans la couche de surface ($Bq.kg^{-1}$) et dans la partie interne de la particule ($Bq.kg^{-1}$). Avec $A_{isc} = 0$, ce modèle est adapté aux radioéléments exogènes à la particule.

$$k_d = \frac{A_{iss}}{A_{iw}} \left[1 - \left(1 - \frac{\xi}{r} \right)^3 \right] + \frac{A_{isc}}{A_{iw}} \left(1 - \frac{\xi}{r} \right)^3 \quad \text{Équation 91}$$

Les deux expressions du k_d , *Équation 90* et *Équation 91*, supposent d'une part un équilibre radioactif entre les phases solides et dissoutes, et d'autre part une distribution homogène de la concentration en radioéléments dans chacune des phases. Ce concept a été expérimenté dans les océans où les échelles de temps des processus hydro-sédimentaires sont supposées plus importantes que les temps nécessaires à équilibrer les systèmes d'un point de vue radioactif. Dans les rivières, le concept du k_d doit être utilisé avec précaution étant donné qu'elles sont des systèmes hautement hétérogènes où s'expriment des processus hydro-sédimentaires et des variabilités (dont les apports en radioéléments) sur des échelles de temps courtes. De nos jours, le coefficient de partage est le plus souvent estimé comme un paramètre constant car sa mesure dans l'espace et dans le temps est hautement consommatrice de main d'œuvre et de temps. En particulier, dans la plupart des modèles conceptuels, le coefficient de partage doit être supposé à l'équilibre à chaque pas de temps (Abril et Garcia-Leon, 1993a, 1993b). Cependant, l'influence du coefficient de partage sur les résultats des modèles est non-négligeable. Par exemple, dans le modèle empirique développé par Bonté et al. (2000), le poids du k_d dans le calcul des temps de transit des sédiments est de 8 à 13 % en fonction du radioélément utilisé (le poids correspond à un coefficient multiplicatif de l'erreur associée au k_d (écart à la valeur d'équilibre par exemple) dans le calcul du temps de résidence, tous paramètres constants par ailleurs).

Étant donné un radioélément et un scénario (identique), l'amplitude des variations du k_d entre différents systèmes aquatiques ou à l'intérieur du même peut être élevé (Perianez et al., 1994) et est fonction des propriétés physico-chimiques de la phase dissoute, des caractéristiques des sédiments, de la présence ou non de matière organique et des cinétiques des processus de sorption-désorption. Les données montrent que le k_d peut communément varier jusqu'à deux ordres de grandeur. Dans le cas de l'Uranium, la gamme de variation k_d est même comprise entre 0.03 (sols sableux) à 20 000 (sols argileux) (Sheppard et Thibault, 1990 ; Sheppard et al., 1989 ; Willett et Bond, 1995). Concernant le Béryllium-7, la valeur d'équilibre du coefficient de partage généralement utilisée dans les modèles est de $100 m^3.kg^{-1}$ (Hawley et al., 1986). Cependant, étant donné l'importante fluctuation des données

autour de la valeur moyenne, Hawley et al. (1986) spécifie le risque d'étendre cette valeur à d'autres systèmes avant que l'ensemble des facteurs influençant le k_d n'ait été identifié. Cette mise en garde est confirmée par les valeurs de k_d trouvées dans la littérature, variant de 50 à 2 200 $\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, *Tableau 47*.

Tableau 47 : Valeurs proposées dans la littérature du coefficient de partage supposé à l'état d'équilibre dans le cas du Béryllium-7.

k_d du Béryllium-7 ($\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)	Auteurs
de 10 à 100	(Olsen et al., 1986; Thomas, 1988)
100	(Hawley et al., 1986)
de 7 à 200	(Olsen et al., 1986)
de 100 à 500 (moyenne : 300)	(Carroll and Harms, 1999)
de 50 à 2 200	(Brunskill et Wilkinson, 1987; Dominik et al., 1987; Lupien et Grondin, 1984)

C'est à partir de cette observation que nous avons souhaité étudier le concept du k_d à l'équilibre pour suivre le transfert des sédiments dans les rivières.

Dans la suite de ce chapitre, les valeurs de k_d proposées ont été calculées à partir de l'Équation 90.

III.3.2. FACTEURS DE CONTROLE DE L'ÉQUILIBRE DU COEFFICIENT DE PARTAGE

III.3.2.1. Propriétés physico-chimiques de la phase dissoute

Dans la phase dissoute, le coefficient de partage d'un radioélément cationique, par exemple le Béryllium-7 et le Thorium-234, est hautement affecté par les variations de concentration des principaux cations en solution : Na^+ , K^+ , H_3O^+ , et dans certaines conditions NH_4^+ (Baik et al., 2004). En effet, les radioéléments présents dans la phase dissoute en tant qu'éléments traces, sont en compétition avec ces cations pour compenser les charges négatives à la surface des particules. La compétition peut également exister entre les radioéléments. Étant donné que la forme chimique des cations solubles est affectée par les réactions chimiques dans la phase dissoute (Abril et Fraga, 1996), le coefficient de partage est une fonction du pH, de la conductivité et de la température.

Le potentiel hydrogène agit tellement sur l'adsorption des radioéléments sur la surface des particules (Abril et Fraga, 1996 ; Benes et Cernik, 1992 ; Benes et Strejc, 1986 ; Benes et al., 1992 ; Giblin et al., 1981 ; Sanchez et Rodriguez-Alvarez, 1999), *Tableau 48*, que dans les sols le pH peut être un paramètre pertinent pour étudier la variabilité de radioéléments, sur un site donné, tel que l'Uranium-238 (Echevaria et al., 2001 ; Giblin et al., 1981). Plus les variations de pH sont importantes, plus les variations de sorption le sont aussi (Carvalho, 1995).

Tableau 48 : Effets du pH sur l'adsorption des radioéléments sur la surface des particules.

Effets du pH		Auteurs
Réactions chimiques à la surface des particules	Formation d'oxydes amorphes	(Lutzenkirchen, 1997)
	Formation d'hydroxyde de manganèse	(Carvalho, 1995)
	Réactions de co-précipitation avec les hydroxydes	(Sholkovitz, 1979)
Augmentation du coefficient d'activité dû à la décroissance des forces ioniques		(Misak et al., 1996)
Compétition entre les mécanismes d'échange		(Kraepiel et al., 1999)
Floculation de la matière organique dissoute		(Carvalho, 1995)

De son côté, à partir de l'analyse de 13 échantillons de sol, Echevarria (2001) montre qu'une variation de pH de 5.5 à 8.8 peut modifier la valeur du coefficient de partage de l'Uranium de plus de 4 ordres de grandeur, *Équation 92* (a et b sont des coefficients expérimentaux avec $a = -1.25 \pm 0.13$ et $b = 10.9 \pm 1.0$).

$$\log k_d = a \cdot pH + b$$

Équation 92

Le coefficient de partage varie aussi en fonction de la conductivité (Abril et Fraga, 1996 ; Benes et Cernik, 1992 ; Benes et al., 1992 ; Rodriguez-Alvarez et Sanchez, 1995). En ce sens, Perianez et al. (1994) proposent le modèle empirique défini par l'*Équation 93* (où σ est la conductivité (S), et α et β sont des paramètres expérimentaux).

$$\log k_d = -\alpha \cdot \log \sigma + \beta$$

Équation 93

Enfin, la relation entre le coefficient de partage et la température a été étudiée par Benes et Cernik (1992) et Benes et al. (1992). Par exemple, le coefficient de partage du Cobalt-58 a été significativement affecté suite à une augmentation de température de 13 à 23 °C.

III.3.2.2. Colloïdes

Le rôle des colloïdes dans le traçage des sédiments a été expliqué dans le domaine de l'océanographie par Baskaran et Santschi (1993), Guo et Santschi (1997) et Moran et Buesseler (1992). En domaine continental, son rôle est d'autant plus important que la phase colloïdale est traditionnellement incluse dans la phase dissoute (particules inférieures à 0.45 μm).

En théorie, à l'équilibre thermodynamique, la valeur du coefficient de partage devrait être constante et non-dépendante de la concentration en particules. Seule la cinétique de la réaction chimique doit dépendre de cette concentration en particules (Honeyman et Santschi, 1988 ; Wen et al., 1999).

Expérimentalement, cela est seulement vrai lorsque les variations de concentration des particules sont assez faibles (Hatje et al., 2003), sinon le coefficient de partage devient très sensible aux variabilités de la concentration en particules (Echevarria et al., 2001) : sa valeur diminue avec une augmentation de la concentration en matière en suspension (observations in situ) (Benoit et Rozan, 1999 ; Benoit et al., 1994 ; Honeyman et Santschi, 1988 ; O'Connor et Connelly, 1980 ; Turner et al., 1999). L'explication proposée par Baik et al. (2004) est qu'in situ, les particules sont associées aux colloïdes (qui adsorbent préférentiellement les radioéléments). Ce mécanisme est nommé le « pompage colloïdal » (Honeyman et Santschi, 1989 ; Kurosawa et Ueta, 2001 ; Wen et al., 1997). Et, en parallèle, la désorption décroît (Li et al., 1984). La relation entre la concentration en particules et la

concentration en colloïdes, selon les auteurs, suit une loi linéaire (Moran et al., 1996) ou de puissance (Gustafsson et Gschwend, 1997). Par conséquent, Kurosawa et Ueata (2001) (travaux sur le Béryllium-7) proposent même, en première approche, de négliger l'adsorption directe des radioéléments sur les particules solides. En ce sens, Steinmann et al. (1999), ont introduit un modèle en deux temps pour expliquer la radioactivité des particules non-colloïdales : premier temps, les radioéléments sont fixés sur les colloïdes, et deuxième temps, les colloïdes coagulent avec les sédiments plus grossiers.

III.3.2.3. Phase particulaire

Les résultats bibliographiques mettent en évidence une grande variabilité de la radioactivité des sédiments entre deux bassins versants qui repose entre autres sur la lithologie du versant et sur le pourcentage de minéraux lourds, de minéraux argileux et de matière organique dans les sédiments. Un certain nombre d'auteurs s'accordent à dire que les valeurs de radioactivité environnementale ne peuvent pas être comparées sans faire référence à la composition des sédiments (Chauris, 1997 ; Martinez-Aguirre et al., 1994). Ce paragraphe passe en revue les paramètres caractéristiques de la phase particulaire, de manière à mieux comprendre l'influence de chacun d'entre eux sur la radioactivité d'un échantillon de sédiments.

III.3.2.3.1. Granulométrie

III.3.2.3.1.1 *Des argiles au sable*

III.3.2.3.1.1.1 Synthèse bibliographique

De nombreuses études montrent la distribution des radioéléments entre les particules sédimentaires et la phase dissoute en fonction des propriétés minéralogiques, cristallographiques et de tailles des particules (Boust et al., 1999 ; Evans et al., 1983 ; Livens et Baxter, 1988a, 1988b ; Sawhney, 1972 ; Sholkovitz et Mann, 1984 ; Tamura, 1964 ; Tamura et Jacobs, 1960 ; Walling et Woodward, 1992). L'analyse des composants minéralogiques des sédiments peut constituer un outil adapté pour étudier le potentiel des sédiments à fixer les radioéléments (Echevarria et al., 2001 ; Gibling et al., 1981 ; Harmsen et De Haan, 1980 ; Ho et Miller, 1986). De son côté, la granulométrie joue sur les variations de concentration des particules en radioéléments à partir d'un effet de volume ou de surface spécifique (Boust et al., 1999 ; He et Walling, 1996 ; Walling et Quine, 1991). Plus le diamètre des particules est petit, plus les concentrations en radioéléments sont importantes. Cela a été en particulier remarqué par Dyer et Olley (1998) et Walling et Woodward (1992) dans le cas du Césium-137 avec des particules de diamètres inférieurs à 8 μm .

A l'échelle des argiles et des limons, c'est-à-dire pour des tailles de particules comprises entre 0.45 μm à 63 μm , les résultats expérimentaux mettent en évidence une relation linéaire entre la concentration en radioéléments d'un échantillon de sol et son pourcentage en argiles. Par exemple, Carvalho (1995) propose une relation empirique pour l'excès de Plomb-210 suivant l'Équation 94 (où A_{is} est la concentration en radioéléments i ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$), M le pourcentage en argiles (%), et a et b des paramètres expérimentaux avec $a = 0.67$ et $b = 11.2$).

$$A_{is} = a \cdot M + b$$

Équation 94

Une fonction de puissance est trouvée par He et Walling (1996), *Équation 95*, lorsque l'on trace la concentration des particules en radioéléments en fonction de la surface spécifique des particules. Dans cette équation, A_{is} est la concentration de l'échantillon en radioéléments i (mBq.g^{-1}) (avec A_{is} fonction du rayon de la particule, on retrouve la définition du k_d proposé par Abril et Fraga (1996), *Équation 91*), S_{sp} est la surface spécifique de l'échantillon ($\text{m}^2.\text{g}^{-1}$), F_i est un coefficient expérimental et v_i est une puissance qui varie de 0.60 dans le cas du Césium-137 à 0.67 pour l'excès de Plomb-210. Ces valeurs sont en contradiction avec Van Hoof et Andren (1989) qui attendaient une puissance égale à l'unité dans le cas des processus de sorption de ces 2 radioéléments.

$$A_{is} = \mu_i \cdot S_{sp}^{v_i}$$

Équation 95

La non linéarité entre la concentration de la particule en radioéléments et la surface spécifique peut refléter les effets d'adsorption dans des sites inter-couches (He et Walling, 1996). Dans le cas du Césium-137, cela est probablement dû à la présence de minéraux de type phyllosilicates : illite (Comans et al., 1998), kaolinite, biotite et montmorillonite (Pickering et al., 1996). Concernant l'excès de Plomb-210, la même explication est proposée par Evans et al. (1983). Alors, l'échange ionique est donné comme le principal mécanisme d'adsorption des radioéléments (Sposito et LeVesque, 1985). Cependant, la présence de phyllosilicates n'est pas la seule explication. En effet, les concentrations en Césium-137 et en excès de Plomb-210 dans les sédiments fins érodés à partir de sols sableux peuvent être largement supérieures à celles associées à des sédiments fins érodés de sols argileux (He et Walling, 1996). Pour conclure dans le sens de Marshall et Holmes (1979), la surface spécifique de la particule semble exercer un rôle de première importance sur la concentration des radioéléments adsorbés sous l'hypothèse de particules sphériques. Étant donné que la sorption est un processus qui dépend de la surface, les radioéléments sont plus adsorbés sur la fraction argileuse avec des surfaces spécifiques allant de 100 à 200 $\text{m}^2.\text{g}^{-1}$ que sur des carbonates ou des quartzs avec des surfaces spécifiques de 10 $\text{m}^2.\text{g}^{-1}$. Mais, cela ne signifie pas que la fraction argileuse est la seule à prendre en compte, surtout quand des particules de taille plus importantes sont présentes dans les systèmes (Boust et al., 1999). Livens et Loveland (1988) montrent également qu'il n'est pas possible de prédire les propriétés d'adsorption d'un sol à partir de sa seule teneur en argile.

Selon Livens et Baxter (1988a), la concentration d'un échantillon en radioéléments est généralement associée à l'augmentation de la taille des grains de 0.25 à 2 mm. Par exemple, il n'y a pratiquement plus d'excès en Plomb-210 dans les particules sableuses (Carvalho, 1995), et donc le taux de particules sableuses dans un échantillon de sédiments peut contrôler la concentration en excès de Plomb-210. Aussi, d'après Ohnuki (1994), le quartz et le FeOOH (limonite) (composants majeurs) ne sont pas responsables de la sorption du Césium, mais il s'agit de la kaolinite, l'halloysite et de la séricite (petits cristaux de mica blanc). Cependant, selon Donoghue et Greenfield (1991), la fraction sableuse est radioactive (de manière significative) et sa radioactivité est contrôlée par les minéraux lourds (densité supérieure à 2.87), étant donné qu'ils sont chimiquement plus diversifiés que les minéraux légers. En ce sens, les feldspaths peuvent même être considérés comme des vecteurs potentiels pour le transfert des radioéléments (Hecht et Cuney, 1999). Boust et al. (1999) mettent notamment l'accent sur le manque de données concernant les sédiments constitués de particules plus

grosses et qui ont été considérés depuis longtemps comme étant de moindre importance dans le transport des radioéléments.

III.3.2.3.1.1.2 Expériences complémentaires

Il nous a semblé nécessaire de compléter ces résultats bibliographiques par une étude de fixation des radioéléments sur des particules de minéralogies et granulométries différentes, *Tableau 49*. En choisissant des particules de sable, de silice, et de loëss (argiles), nous avons privilégié les minéralogies présentes en rivières. La distribution granulométrique a été le deuxième critère de sélection. Ainsi, le loëss et la silice anguleuse présentent une même distribution granulométrique (pour des minéralogies différentes), et les billes de silice et la silice anguleuse présentent des distributions granulométriques différentes (pour une minéralogie identique). Avec ces comparaisons, l'influence des paramètres "minéralogie" et "granulométrie" peut être testée. Les matériaux ont été analysés en spectrométrie gamma, à l'état initial, pour vérifier l'absence de Béryllium-7, excès de Plomb-210 et Césium-137).

Tableau 49 : Caractéristiques granulométriques des matériaux étudiés. S_{sp} est la surface spécifique ($m^2.g^{-1}$). d_{25} , d_{50} et d_{75} sont les diamètres des mailles laissant respectivement passer 25, 50 et 75 % du volume V d'un échantillon ; (M1) à (M4) sont les références en annexe A.3 des analyses en spectrométrie gamma réalisées sur les matériaux à l'état initial.

Matériau	Référence annexe A.3	d_{25} (mm)	d_{50} (mm)	d_{75} (mm)	Fraction colloïdale	
					% V_{total}	% S_{sp} totale
Sable	(M1)	0.169	0.206	0.249	0.0	0.0
Loëss	(M2)	0.011	0.021	0.032	2.6	60.1
Silice anguleuse	(M3)	0.004	0.011	0.021	1.9	24.4
Billes de silice	(M4)	0.016	0.022	0.029	1.2	33.0

Deux expériences similaires ont été réalisées.

La première expérience (16/10/2004) consiste à mettre en contact 10 g d'échantillons de loëss (naturel, 2.9 % de matière organique), de sable, de silice anguleuse et de billes de silice (produits manufacturés) avec des volumes séparés de 20 à 25 L d'eau de pluie issu du même événement pluvieux (Gif-Sur-Yvette, événement du 16/10/2004, *Figure 171* et *Figure 172* (a)).

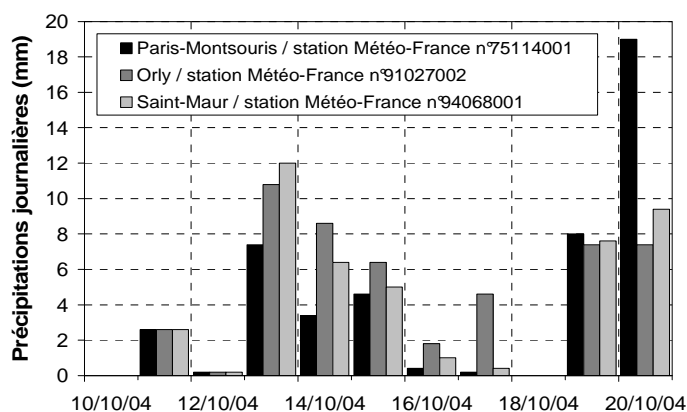

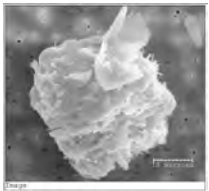

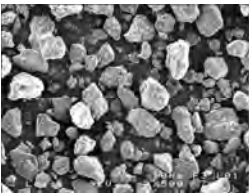
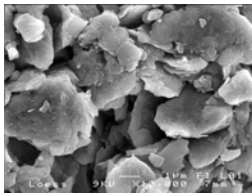

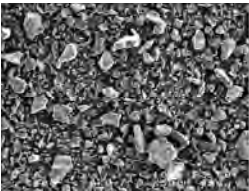
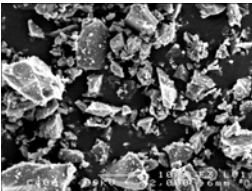

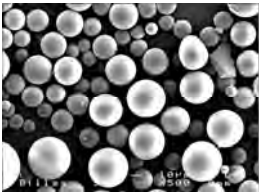
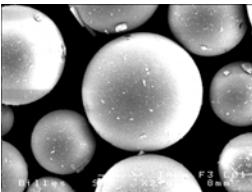



Figure 171 : Pluviométries du 16/10/2004 et des jours précédents à partir de 3 stations Météofrance.

La caractérisation des différents matériaux est réalisée par granulométrie laser (*Tableau 49*) et analyse au Microscope Electronique à Balayage (MEB) (*Tableau 50*). Les diamètres moyens des particules sont compris entre 0.01 mm et 0.2 mm. Le lœss et les billes de silice présentent des granulométries similaires (en volume). Le pourcentage de la fraction colloïdale de la surface spécifique totale des échantillons varie de 0 % (sable) à 60 % (lœss). De plus, l'analyse du lœss par diffraction X a mis en évidence la présence de feuillets argileux de type alumine.

Le temps de contact entre l'eau de pluie et les échantillons solides est de 170 heures (*Figure 172 (b)*). Cette durée est supposée suffisante pour atteindre l'équilibre radioactif entre les différentes phases. A l'issu de ce temps de contact, entre 80 et 95 % de la matière a été récupérée. La concentration initiale de la phase liquide en radioéléments a été déterminée par évaporation d'un volume d'eau de pluie (*Figure 172 (c)*).

Tableau 50 : Illustration des matériaux par la Photographie Electronique à Balayage (MEB), pour différents agrandissements. Remarque concernant l'analyse au MEB : la méthode de prélèvement d'un échantillon entraîne un biais sur le pourcentage des particules de grandes tailles. En effet, le protocole impose de former une monocouche particulaire sur une surface adhésive, puis d'évacuer par insufflation d'air les particules excédentaires : les particules de petites tailles restent collées de manière préférentielle (surface de contact avec la colle plus importante). Cette remarque s'applique particulièrement au cas des particules solides sphériques.

Matériau	Photographies MEB		
Sable			
Lœss			
Silice anguleuse			
Billes de silice			

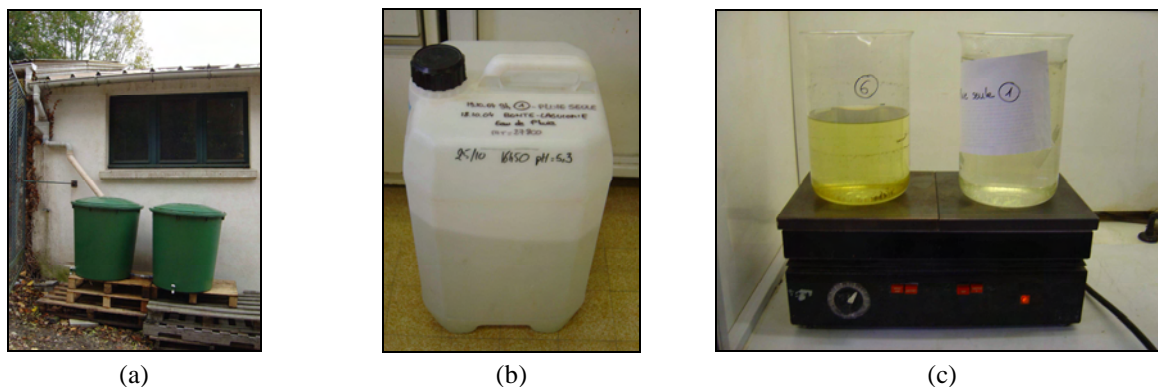


Figure 172 : Expérience du 16/10/2004 ; (a) dispositif de récupération de l'eau de pluie ; (b) contenant pour la mise en contact de l'eau de pluie et des particules ; (c) dispositif d'évaporation de l'eau de pluie.

Les résultats des mesures de concentrations en radioéléments des différents échantillons sont listés dans le *Tableau 51*. A partir de ces mesures, les coefficients de partage entre les phases liquide et solide ont été estimés sous l'hypothèse de non adhésion des radioéléments aux parois des contenants (bidons en plastique), *Tableau 54* (tableau de synthèse des deux expériences).

Tableau 51 : Bilan des mesures de concentrations en radioéléments (expérience du 16/10/2004). L'ensemble des résultats et erreurs de mesure associées sont présentés en annexe A.3.

Référence annexe A.3	Matériau (10 g)	Volume de pluie (litres)	Temps de contact (heures)	Béryllium-7		excès de Plomb-210	
				Bq.kg ⁻¹	Bq.m ⁻³	Bq.kg ⁻¹	Bq.m ⁻³
(E10)	Lœss	24.0	169.7	896		61	
(E11)	Billes silice	23.1	169.4	279		18	
(E12)	Silice anguleuse	25.4	169.5	341		24	
(E13)	Sable	21.3	169.5	62		0	
(E17)	Eau de pluie seule	26.7	170.0		322		16

La seconde expérience (26-27/05/2004) consiste à mettre en contact les mêmes matériaux (silice anguleuse, lœss et sable) avec des volumes séparés d'eau de pluie issus du même évènement pluvieux (Rennes, évènement du 26-27/05/2004). La détermination de la concentration de la phase liquide en radioéléments a été réalisée d'une part par complexation à l'oxyde de fer, et d'autre part en testant un polymère présenté comme étant une éponge à cations. Les étapes (ordre chronologique) des traitements effectués sur chaque volume d'eau de pluie (avec ou non présence de matériau) sont listées dans le *Tableau 52*. Les résultats des mesures de concentrations en radioéléments des différents échantillons sont listés dans le *Tableau 53*.

Si l'on considère que le rendement d'entraînement des radioéléments par la formation d'un complexe d'oxyde de fer est de 100 % lorsque l'on atteint le seuil de détection (en spectrométrie gamma), alors la méthodologie proposée a un rendement de 100 % dans le cas de l'excès de Plomb-210 et d'environ 90 % dans le cas du Béryllium (en supposant que la deuxième complexation soit la dernière à entraîner un nombre suffisant de radioéléments pour que le signal radioactif soit supérieur au seuil de détection en spectrométrie gamma). D'autre part, la fixation des radioéléments par le polymère a été testée sans succès (comparaison de (K1) et (K2), et de (K2) et (K9) dans le *Tableau 53*).

A partir de ces mesures, les coefficients de partage entre les phases liquide et solide ont été estimés sous l'hypothèse de non adhésion des radioéléments aux parois des contenants (bidons en plastique), *Tableau 54* (tableau de synthèse des deux expériences).

Tableau 52 : Pour tester l'action d'un polymère et la détermination des k_d , la pluie du 26 au 27 mai 2004 a été récupérée à partir de bacs en plastique positionnés sur le toit du Centre Armoricaïn de Recherche à Environnement (Rennes, France).

Étapes (ordre chronologique)	Bidon 1	Bidon 2	Bidon 3	Bidon 4	Bidon 5	Bidon 6	Bidon 7	Bidon 8
Volume de pluie (L)	~20	~20	~20	~20	~20	~20	~20	~20
Matériau ajouté	---	Polymère	Sable (masse totale : 100,6 g)		Less (masse totale : 76,3 g)		Silice (masse totale : 72 g)	
Première précipitation								
Ajout de Fer (III) Chlorure (g)	5							
Ajout de HCl 4N	pH < 3							
Ajout d'AlNO ₃ (g)	5							
Agitation (30s) puis décantation pendant 2 heures	oui							
Ajout de NH ₃ 4,2 N	pH > 8							
Centrifugation	oui							
Récupération du complexe d'hydroxyde de Fer + rinçage des gobelets de centrifugation à l'eau milliculée	oui							
Lyophilisation, homogénéisation	oui							
Matériau récupéré (%)		100	bidon 3 + bidon 4 : 90 (K3)		bidon 5 + bidon 6 : 71 (K4)		bidon 7 + bidon 8 : 63 (K5)	
Référence annexe A.3	(K1)							
Matériau ajouté								
						Polymère (10 jours de contact) (K6)	Polymère (10 jours de contact) (K7)	
Deuxième précipitation								
Ajout de Fer (III) Chlorure (g)	5	5	5	5	5	5	5	5
Ajout d'AlNO ₃ (g)	5	5	5	5	5	5	5	5
Ajout de HCl 4N (mL)	80 (pH < 3)	20 (pH < 3)			20 (pH < 3)		20 (pH < 3)	
Agitation manuelle (30s) puis décantation pendant 6 heures	oui	oui			oui		oui	
Ajout de NH ₃ 4,2 N (mL)	45 (pH > 8)	45 (pH > 8)			45 (pH > 8)		45 (pH > 8)	
Centrifugation	oui	oui			oui		oui	
Récupération du complexe d'hydroxyde de Fer + rinçage des gobelets de centrifugation à l'eau milliculée	oui	oui			oui		oui	
Lyophilisation, homogénéisation	oui	oui			oui		oui	
Référence annexe A.3	(K8)	(K9)			(K10)		(K11)	

Tableau 53 : Bilan des mesures de concentrations en radioéléments (expérience du 26-27/05/2004). L'ensemble des concentrations en radioéléments mesurées ainsi que les erreurs de mesure sont présentées en annexe A.3.

Référence annexe A.3	Descriptif	Béryllium-7 (Bq.kg ⁻¹) ou (Bq.m ⁻³)	Excès de Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹) ou (Bq.m ⁻³)	Excès de Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹) ou (Bq.m ⁻³)	Césium-137 (Bq.kg ⁻¹) ou (Bq.m ⁻³)
(K1)	Témoin : 1 ^{ère} complexation sur eau de pluie	233	0	87	0
(K8)	Témoin : 2 ^{ème} complexation sur eau de pluie	20	0	0	0
(K2)	Polymère (contact avec eau de pluie)	55	0	39	0
(K9)	Complexation surnageant polymère	225	0	52	0
(K3)	Sable (contact avec eau de pluie)	43	0	26	0
(K4)	Lœss (contact avec eau de pluie)	123	0	46	0
(K10)	Complexation surnageant lœss	10	0	0	0
(K6)	Polymère (contact avec surnageant lœss)	0	0	0	0
(K5)	Eau de pluie + silice	82	0	49	0
(K11)	Complexation surnageant silice	116	0	13	0
(K7)	Polymère (contact avec surnageant silice)	1	0	0	0

Tableau 54 : Synthèse de coefficients de partage déterminés à partir des expériences du 26-27/05/2004 et du 16/10/2004.

Radioélément	k_d (m ³ .kg ⁻¹)				Rapport des k_d		
	Sable	Lœss	Silice anguleuse	Billes de silice	sable/lœss (%)	silice/lœss (%)	billes de silice/lœss (%)
Expérience du 26-27/05/2004							
Béryllium-7	~ 0.2	12.3	0.7	---	1.6	5.7	---
Excès de Plomb-210	0.5	4	3.8	---	0	0	---
Expérience du 16/10/2004							
Béryllium-7	0.2	4	1.8	1.4	0	0	0
Excès de Plomb-210	0	4	3.7	2.2	0	0	0

Les résultats montrent que le lœss, comme attendu, est le matériau qui piège le mieux les radioéléments étudiés, avec notamment un k_d infini associé à l'excès de Plomb-210. Néanmoins, le sable a piégé des radioéléments de manière non négligeable, la silice également. En revanche, nous ne sommes pas en mesure de déterminer s'il s'agit réellement d'une fixation d'atomes présents sous forme dissoute, ou d'une association (via des forces électrostatiques) entre les aérosols sur lesquels sont fixés les radioéléments et les particules de silice (via des forces électrostatiques par exemple). Il est intéressant de remarquer qu'à distribution granulométrique équivalente (en volume), le lœss piège plus de radioéléments que les billes de silice, mais que dans le cas d'une minéralogie homogène (silice) les billes de silice (diamètre moyen : 0.22 mm) piègent moins bien les radioéléments que la silice anguleuse (diamètre moyen : 0.11 mm). Dans ce cas c'est la surface spécifique des particules qui contrôle la concentration en radioéléments (à pourcentage de colloïdes équivalent), *Tableau 55*.

A noter que dans le cas du sable, *Tableau 55*, les colloïdes mesurés sur l'échantillon de matériau récupéré correspondent probablement aux aérosols contenus dans l'eau de pluie.

Tableau 55 : Pourcentages du volume total et de la surface spécifique totale des échantillons induits par la présence de colloïdes, avant l'introduction des matériaux dans l'eau de pluie et après leur récupération (expérience du 16/10/2004). Résultats obtenus par l'analyse granulométrique laser, sous l'hypothèse de particules sphériques.

Matériau	Matériau introduit		Matériau récupéré	
	% V _{total}	% V _{total}	% V _{total}	% S _{sp} totale
Sable	0.0	0.0	0.3	62.4
Loess	2.6	60.1	1.9	61.7
Silice anguleuse	1.9	24.4	2.1	53.6
Billes de silice	1.2	33.0	1.2	33.0

III.3.2.3.1.2 Approche multi-échelles

A l'issue de ces résultats, nous nous sommes posé la question de savoir si un processus dominant de contrôle de la concentration des radioéléments sur les particules pouvait être mis en évidence lorsque l'on considère une gamme de diamètres moyens de particules allant des argiles aux graviers. Cet aspect est important pour le traçage de l'ensemble des particules en rivières, et non seulement des fines.

III.3.2.3.1.2.1 A partir des résultats bibliographiques

Concernant les tailles de grain plus importantes (diamètres supérieurs à 2 mm), depuis l'échelle de la particule sableuse à celle du gravier, Asadov et Krofcheck (1999) ont étudié l'adsorption du Béryllium-7 sur la surface de particules de basalte. Les résultats montrent que le Béryllium-7 est préférentiellement adsorbé par les particules les plus fines, ce qui peut être interprété comme un effet de surface spécifique plutôt qu'un effet de volume.

Alors que les auteurs s'accordent à dire que plus la taille de la particule est petite, plus la concentration en radioéléments est importante, la connaissance de la répartition des concentrations des radioéléments sur une gamme étendue de granulométrie est primordiale pour contraindre le modèle du coefficient de partage dans l'objectif du traçage des sédiments à des pas de temps courts. Par exemple, lors d'une crue, les particules transportées présentent une granulométrie très étalée, allant des fines aux particules sableuses (au minimum). A partir d'études (issues de la littérature) traitant d'une taille de particules unique ou d'une granulométrie connue, nous avons tracé la relation entre la concentration des particules en radioéléments en fonction de leur surface spécifique, *Figure 173* et *Équation 96*. Dans l'*Équation 96*, la valeur de l'exposant (0.6) est en accord avec les résultats bibliographiques précédemment cités (qui concernent une gamme de surface spécifique plus restreinte).

$$A_{ism} = 6.1 \times S_{sp}^{0.6}$$

Équation 96

Par conséquent, et partant du postulat que la surface spécifique des particules solides est le paramètre principal de contrôle de la radioactivité des échantillons, nous avons mené une série d'expériences complémentaires à partir d'échantillons prélevés in situ.

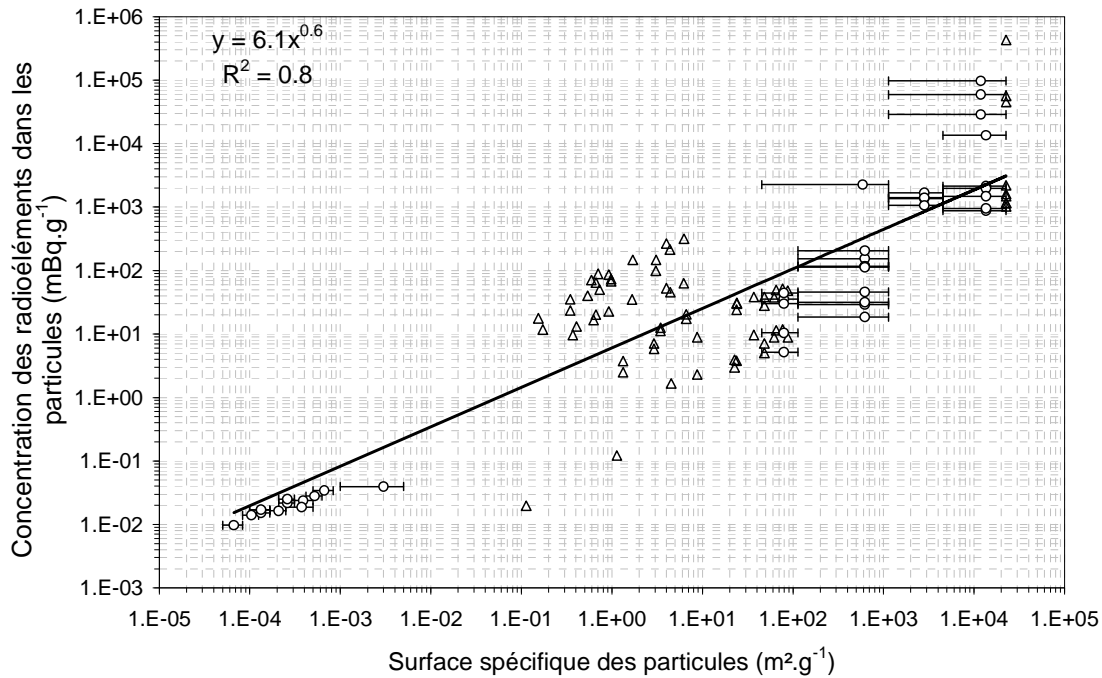


Figure 173 : Concentration des particules en Béryllium-7, Césium-137 ou excès de Plomb-210 (mBq.g-1), en fonction de leur surface spécifique (m².g-1). Données issues de la littérature (Asadov et Krofcheck, 1999 ; Bartoli, non publié ; He et Walling, 1996). (Δ) diamètre unique de particules, (o) diamètre moyen d'un échantillon et étendue granulométrique.

III.3.2.3.1.2.2 Expériences complémentaires

La synthèse bibliographique tend à montrer que la concentration en radioéléments est contrôlée par la surface spécifique des particules. Mais, il nous a semblé important de compléter la représentation graphique de la Figure 173 (entre 1×10^{-3} et $1 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$), de manière à vérifier si la loi de puissance est conditionnée ou non par les points expérimentaux associés aux plus petites surfaces spécifiques et issus de la même expérience (Asadov et Krofcheck, 1999). Pour cela, nous avons mené 2 campagnes d'échantillonnage (les 11 et 16/03/2004 et le 25/03/2004). L'idée initiale était de mesurer la radioactivité de sous-échantillons de granulométries différentes, mais de surface spécifique totale identique (sous l'hypothèse de particules sphériques). La méthode de mesure de la radioactivité naturelle d'un échantillon imposant (entre autres) deux conditions : un volume de matériau maximum (condition d'encombrement) et un niveau de radioactivité minimum, nous avons envisagé la lixiviation (par l'acide chlorhydrique) des particules centimétriques pour mettre en solution les radioéléments fixés sur leur surface externe. Les radioéléments en solution ont ensuite été récupérés par précipitation (précipité d'hydroxyde de Fer). Enfin, la mesure de la radioactivité a été réalisée sur le précipité lyophilisé.



Figure 174 : Zone de prélèvement des échantillons lors des campagne d'échantillonnage du 11/03/2004 et 16/03/2004 (Vilaine amont).



Figure 175 : Zone de prélèvement des échantillons (suivant la section de référence) lors de la campagne d'échantillonnage du 25/03/2004 (Meu, affluent de la Vilaine).

Les 11 et 16/03/2004, des sédiments ont été prélevés au niveau de (BV1) (Figure 169, chapitre III.2), où la signature radioactive avait été trouvée la plus forte lors de la campagne d'échantillonnage du 06/11/2003 (Figure 174). Le 25/03/2004, des sédiments ont été prélevés au niveau de (BV3), de manière à disposer d'une granulométrie plus étalée, notamment vers les particules centimétriques (Figure 175).



Figure 176 : Exemple de mise en œuvre des prélèvements par raclage du fond (Meu, affluent de la Vilaine).

Les prélèvements sont effectués par raclage des premiers centimètres des sédiments déposés (Figure 176), de l'aval vers l'amont. Le matériau prélevé est regroupé dans un même contenant. Les résultats sont par conséquent des résultats moyens correspondants à une surface limitée du lit de la rivière. Une

partie de la fraction fine des sédiments est mise en suspension et perdue lors du prélèvement par la génération de turbulences locales. Les granulats grossiers de diamètre environ supérieur à 100 mm ne sont pas récupérés.

Les sédiments prélevés sont tamisés in situ avec l'eau de la rivière (ainsi, on ne crée pas de déséquilibre radioactif entre ces deux phases, ce qui serait le cas avec un lavage des sédiments à l'eau de ville par exemple). Les schématisations des processus de filtration et les référencements des classes granulaires résultantes sont proposés sur les *Figure 177* (échantillonnage des 11 et 16/03/2004) et *Figure 178* (échantillonnage du 25/03/2004, illustré par la *Figure 179*).

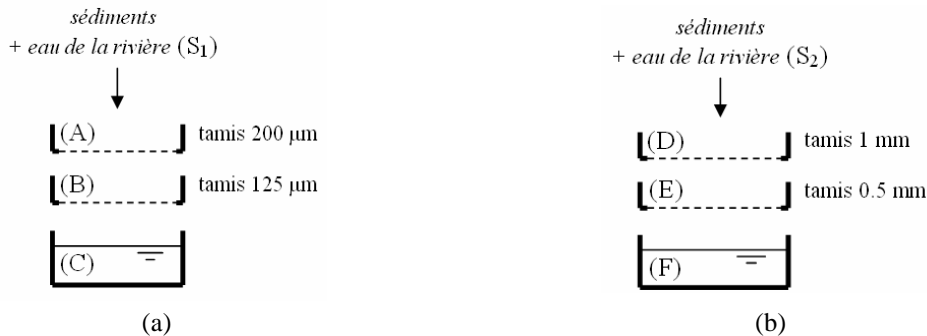


Figure 177 : Schématisation de la filtration in situ du (a) 11/03/2004 et (b) 16/03/2004.

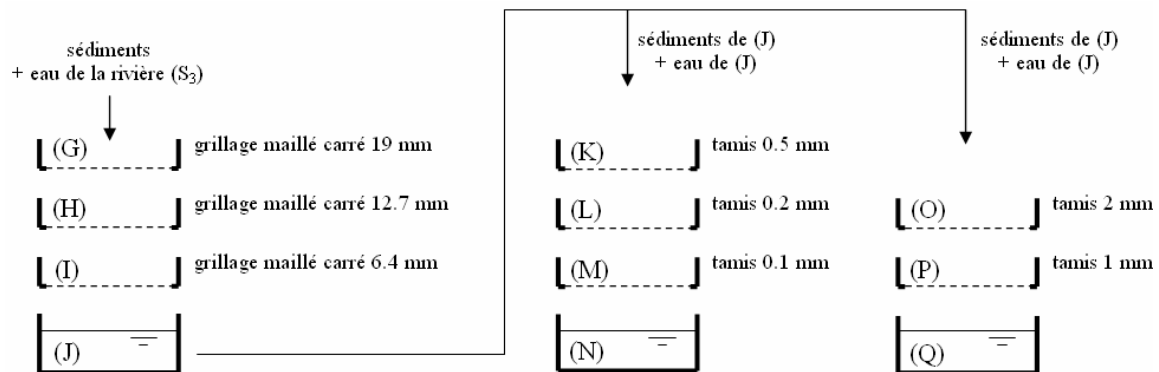


Figure 178 : Schématisation de la filtration in situ du 25/03/2004.

Les concentrations en radioéléments des différentes fractions granulométriques mesurées directement sur les sédiments (éléments fins) ou sur le complexe chimique (éléments grossiers) sont présentées dans le *Tableau 56*. Y figurent également des mesures réalisées sur des sédiments fins lixiviés et sur des complexes chimiques obtenus à partir de volumes d'eau prélevés in situ.

Les méthodes expérimentales mises en œuvre pour la complexation des radioéléments contenus dans les phases aqueuses et la lixiviation des particules sont présentées dans le *Tableau 58* et le *Tableau 57*.

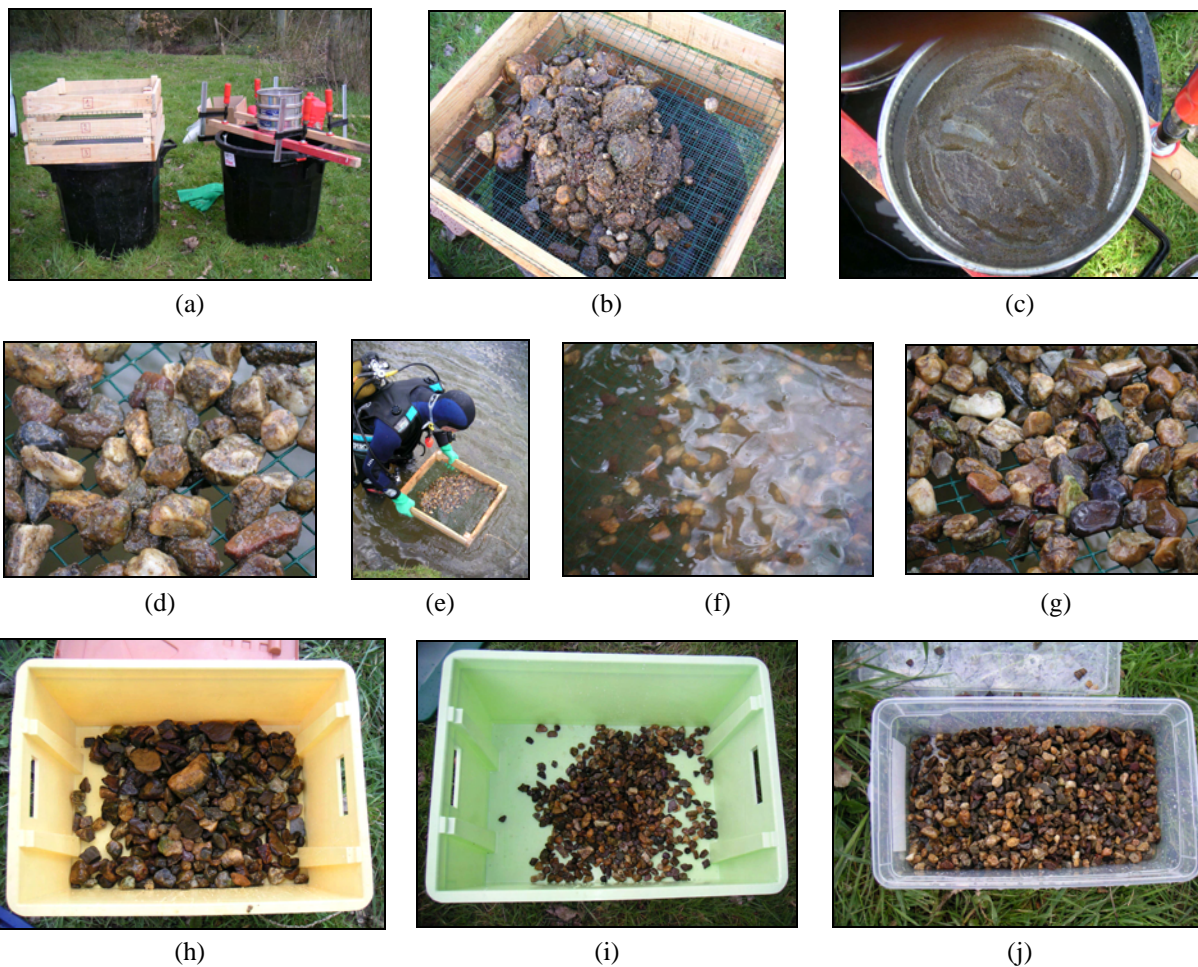


Figure 179 : (a), (b) et (c) mise en œuvre du tamisage mouillé in situ ; (d), (e), (f) et (g) lavage in situ des particules pour enlever les fines ; fractions granulométriques (h) supérieures à 19 mm, (i) comprises entre 12.7 et 19 mm, et (j) comprises entre 6.4 et 12.7 mm.

Tableau 56 : synthèse des mesures des campagnes d'échantillonnage des 11 et 16/03/2004. Dans la colonne caractéristique, par lixiviat comprendre les radioéléments mesurés dans le complexe d'hydroxyde de fer réalisé sur le lixiviat. ^(*)Les valeurs sont rapportées à la masse de sédiments lixiviés ; ^(**)obtenues à partir de (P) par tamisage humide mécanique ; ^(***)les valeurs sont rapportées à la masse de liquide en supposant une masse volumique égale à l'unité.

Matériau	Caractéristiques	Classes de particules (mm)	Référence annexe A.3	Béryllium-7 (Bq.kg ⁻¹) ou (Bq.m ⁻³)	Excès de Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹) ou (Bq.m ⁻³)	Excès de Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹) ou (Bq.m ⁻³)	Césium-137 (Bq.kg ⁻¹) ou (Bq.m ⁻³)
11/03/2004							
(B)	---	0.125 – 0.200	(L5)	204	0	42	6
(C)	---	< 0.125	(L2)	241	0	82	10
16/03/2004							
(S ₂)	---	---	(L3)	0	0	0	1.5
	lixiviat ^(*)	---	(L6)	0.527	0	1.066 ^(*)	0
	sédiments lixiviés	---	(L7)	0	0	0	1.4
(E)	---	0.5 – 1	(L1)	16	0	0	1.5
	lixiviat ^(*)	0.5 – 1	(L8)	0	0	0	0
	sédiments lixiviés	0.5 – 1	(L9)	0	0	0	1.5
(F)	---	< 0.5	(L4)	35	0	0	4
	phase dissoute seule (blanc) ^(***)	---	(L10)	0	0	0	0
25/03/2004							
(G)	lixiviat ^(*)	> 19	(L37)	0.030	0	0	0.001
(H)	lixiviat ^(*)	12.7 – 19	(L38)	0.068	0	0	0
(I)	lixiviat ^(*)	6.4 – 12.7	(L39)	0.051	0	0	0.003
(L)	---	0.2 – 0.5	(L31)	5	0	0	0.5
(M)	---	0.1 – 0.2	(L27)	10	0	0	0.9
(N)	---	< 0.1	(L28)	25	0	0	3
(N)	---	< 0.1	(L29)	26	0	15	3
(N)	---	< 0.1	(L30)	20	0	0	3
(O)	---	2 – 6.4	(L19)	0	0	0	0
	lixiviat ^(*)	2 – 6.4	(L40)	52	0	0	5
(P)	---	1 – 2	(L20)	2	0	0	0
	---	1 – 2 ^(**)	(L41)	0	0	0	0
	lixiviat ^(*)	1 – 2 ^(**)	(L11)	0	0	0	0
	---	0.5 – 1 ^(**)	(L13)	0	0	0	0
	lixiviat ^(*)	0.5 – 1 ^(**)	(L12)	0.405	0	0	0
(Q)	---	< 1	(L32)	0	0	0	0
	---	0.8 – 1	(L36)	0	0	0	0
	---	0.5 – 0.8	(L34)	5	0	0	0
	---	0.2 – 0.5	(L35)	6	0	0	0
	---	0 – 0.2	(L33)	15	0	0	3
	surageant (phase dissoute) ^(***)	---	(L26)	0	0.028	0.009	0
	eau de surface ^(***)	---	(L22)	14	0	0	0
	eau à mi-hauteur ^(***)	---	(L23)	6	0	2	0
	eau proche des sédiments de fond ^(***)	---	(L24)	8	0	0	0

Plusieurs constatations peuvent être formulées à partir des résultats consignés dans le *Tableau 56* :

- seul le Béryllium-7 a été mesuré de manière significative dans la plupart des échantillons. C'est à partir de ce radioélément que l'expérience est interprétée ;
- concernant la représentativité des comptages radioactifs (abordée par la comparaison des échantillons (L28) : $25 \pm 6 \text{ Bq.kg}^{-1}$, (L29) : $26 \pm 6 \text{ Bq.kg}^{-1}$, et (L30) : $20 \pm 7 \text{ Bq.kg}^{-1}$), on remarque que l'erreur inter-échantillons est de l'ordre de grandeur de l'erreur associée à chaque échantillon ;
- le rendement de la lixiviation n'a pas été testé car il ne s'agissait pas ici de mettre en place des protocoles chimiques. Il en est de même pour le rendement de la récupération des radioéléments contenus dans la phase aqueuse. Cela étant dit, les coefficients de partage (apparents) du Béryllium-7 varient de 0.002 à $8.7 \text{ m}^{-3}.\text{kg}^{-1}$ en fonction du diamètre moyen des particules. Ces valeurs sont assez faibles par rapport à celles proposées dans la littérature ;
- l'eau de surface (L22) est deux fois plus riche en Béryllium-7, par rapport à une eau à mi-hauteur (L23) et une eau de fond (proche des sédiments) (L24). Ce résultat est en concordance avec les mécanismes de dépôt de ce radioélément (par l'atmosphère, associé aux aérosols qui se déposent sur le miroir de la rivière).

Les mesures des concentrations en Béryllium-7 obtenues par lixiviation de particules de diamètre moyen supérieur à 19 μm (L37) jusqu'à la mesure directe sur des particules inférieures à 0.125 μm (L2) ont permis de compléter la *Figure 173* (*Figure 174*). Les résultats obtenus pour des surfaces spécifiques inférieures à $1 \times 10^{-3} \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$ confirment ceux d'Asadov et Krofcheck (1999).

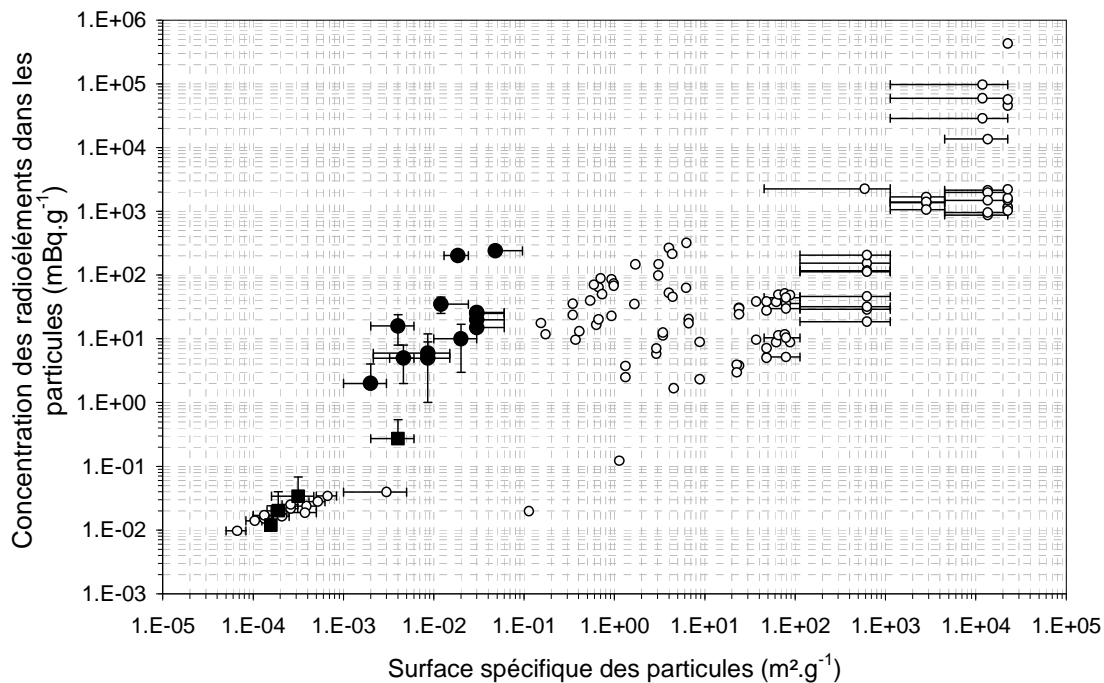


Figure 180 : Figure 173 complétée de nos résultats expérimentaux ; concentration en Béryllium-7 (•) estimée par lixiviation des particules et (○) mesurée directement sur les particules.

Alors que les concentrations mesurées à partir de la lixiviation des particules suivent la loi de puissance d'exposant 0.6 établie précédemment, les mesures directes sur les particules dont les classes ont été formées par tamisage humide suivent une loi de puissance d'exposant 1. Cette différence repose probablement sur la méthode de tamisage employée (tamisage humide), pour laquelle un certain nombre de fines reste associé aux particules plus grosses par adhérence. En effet, par exemple, l'échantillon (P), classe granulaire 1 mm – 2 mm, a été re-tamisé à sec, en laboratoire, à l'aide d'un tamiseur mécanique. La fraction passante à 2 mm est bien de 100 %, alors que la fraction passante à 1 mm atteint 20 % (14.9 % à 0.5 mm et 0.01 % à 0.2 mm).

Tableau 57 : Méthode expérimentale de lixiviation des particules ; ^(*) la valeur de concentration en radioéléments est corrigée du rapport entre le volume initial de solution acide et le volume lixiviat récupéré.

Etapes (ordre chronologique)	(S ₂)	(E)	Blanc	(P) fraction : 1 – 2 mm	(P) fraction : 0.5 – 1 mm	(G)	(H) (Figure 181)	(I)	(O)
Masse matériau lixivié (g)	102.4	457.3	0	1 454.9	315.6	23 070	11 524	8 078	5 880
Ajout de HCl 0.01 N (mL)	500	500	500	1 000	500	22 000	6 000	7 400	6 000
Agitation mécanique (heures)	1.5 (16/03/04) + 3.5 (18/03/04) (Figure 180)			18 (du 07/04/04 au 08/04/04) + 3.5 (13/04/04) (Figure 180)		0.7 (22/04/04) (dans la bétonnière)			
Centrifugation	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui
Volume de lixiviat récupéré (mL)	~ 500	~ 500	~ 500	618.9 ^(*)	394 ^(*)	22 000	6 000	7 000	6 000
Filtration à 3,5 µm	oui	oui	oui	non	non	non	non	non	non
Ajout de (FeII, 6H ₂ O) (mg)	516	517	517	1 019	504	11 710	3 115	3 662	3 083
Agitation	mécanique : 3.5 (19/03/04)			manuelle : 30 s (puis décantation : 15 min)			manuelle : 30 s (puis décantation : 112 heures)		
pH	---	---	---	---	---	2.71	2.64	2.76	2.70
Ajout de NH ₃ 0.22 N (mL)	45 ± 1	45 ± 1	45 ± 1	50 ± 1 (Figure 184)	30 ± 1	150	60	55	45
Agitation	non	non	non	manuelle : 30 s (puis décantation : 24 heures)			manuelle : 30 s (puis décantation : 24 heures)		
pH	8.97	9.08	8.86	8.24	8.65	8.50	9.10	8.67	8.93
Centrifugation (Figure 185)	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui
Récupération du complexe d'hydroxyde de Fer + rinçage des gobelets de centrifugation à l'eau milliculée	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui
Lyophilisation (Figure 186), homogénéisation	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui
Référence annexe A.3	(L6)	(L8)	(L10)	(L11)	(L12)	(L37)	(L38)	(L39)	(L40)

Tableau 58 : Méthode expérimentale de récupération des radioéléments dissous contenus dans la phase aqueuse.

Etapes (ordre chronologique)	Eau de surface	Eau à mi-hauteur	Eau proche des sédiments du fond	(O) surnageant
Temps de contact préalable entre les phases dissoutes et particulaires (heures)	conditions in situ	conditions in situ	conditions in situ	96
Volume de la phase aqueuse (mL)	8 000	20 000	10 000	8 000
Décantation (heures)	120	120	120	120
pH	6.99	6.95	6.91	---
Ajout de HCl 0.01 N (mL)	40	100	50	---
Agitation	manuelle : 30 s (puis décantation : 96 heures)			
Ajout de (FeIII, 6H ₂ O) (mg)	3 988	10 055	4 995	3 983
Agitation	manuelle : 30 s (puis décantation : 28 heures)			
pH	2.45	2.38	2.36	2.38
Ajout de NH ₃ 0.22 N (mL)	65	150	75	60
pH	8.54	8.08	8.35	8.67
Agitation	manuelle : 30 s (puis décantation : 24 heures)			
Centrifugation (Figure 185)	oui	oui	oui	oui
Récupération du complexe d'hydroxyde de Fer + rinçage des gobelets de centrifugation à l'eau milliculée	oui	oui	oui	oui
Lyophilisation (Figure 186), homogénéisation	oui	oui	oui	oui
Référence annexe A.3	(L22)	(L23)	(L24)	(L26)

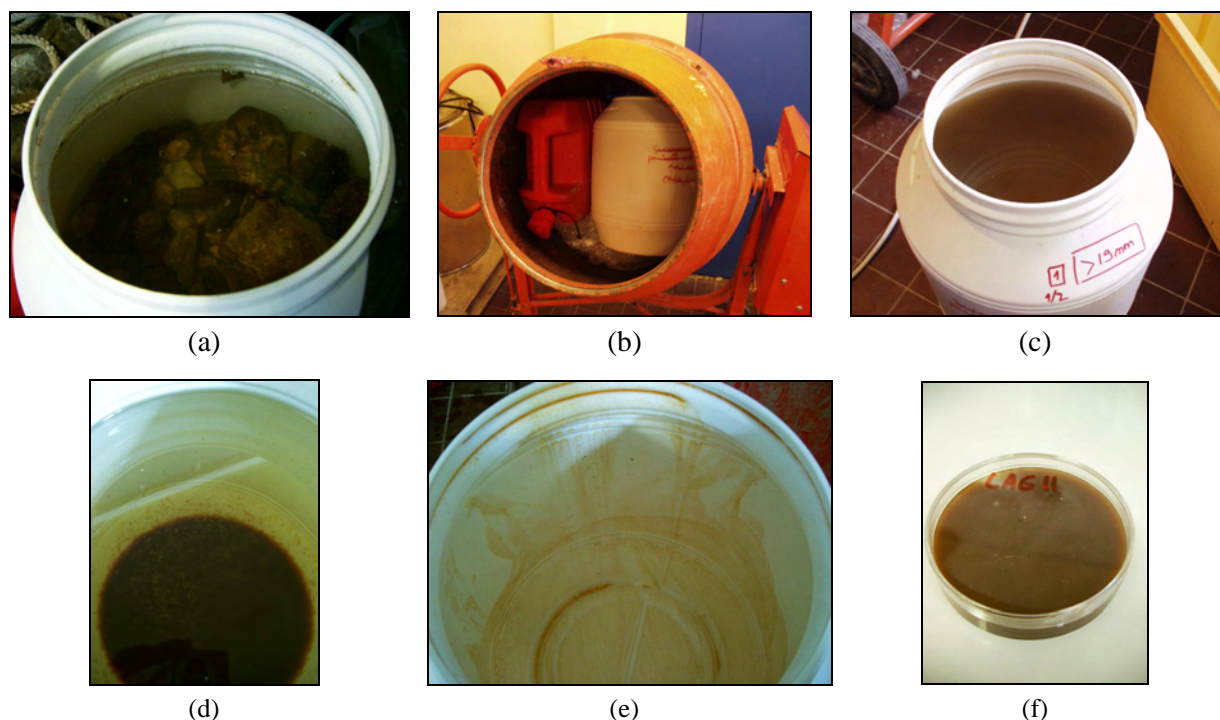


Figure 181 : Lixiviation des particules centimétriques ; (a) particules et solution acide ; (b) agitation en bétonnière ; (c) lixiviat ; (d) formation du complexe d'hydroxyde de fer ; (e) mise en évidence des pertes par adhérence à la paroi ; (f) complexe d'hydroxyde de fer concentré en radioéléments.



Figure 182 : Mise en œuvre de l'agitation mécanique.

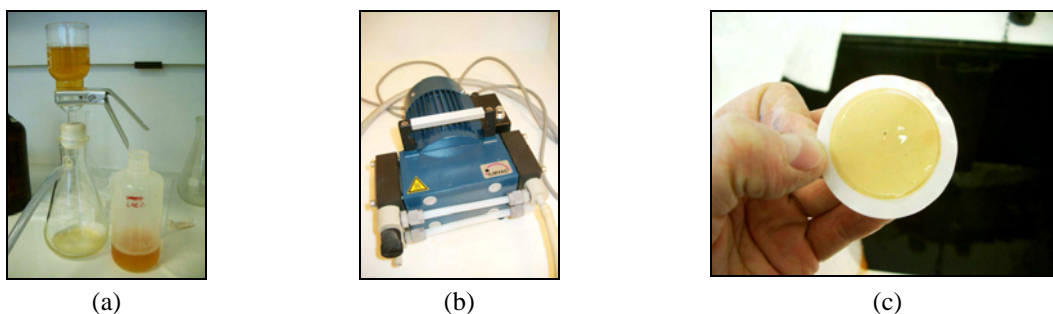


Figure 183 : Mise en œuvre de la filtration à $3.5 \mu\text{m}$ (a) à l'aide d'une pompe à vide (b) et état des filtres à l'issue de la filtration (c).

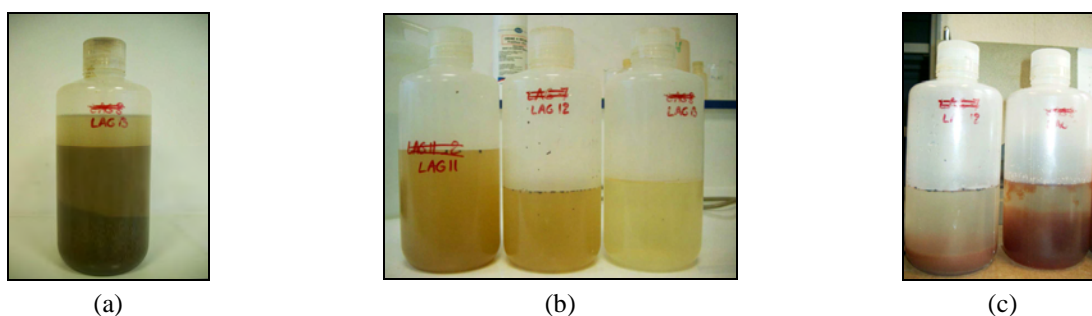


Figure 184 : Lixiviation des sédiments fins ; (a) sédiments et solution acide ; (b) lixiviats ; et (c) formation du complexe d'hydroxyde de fer.

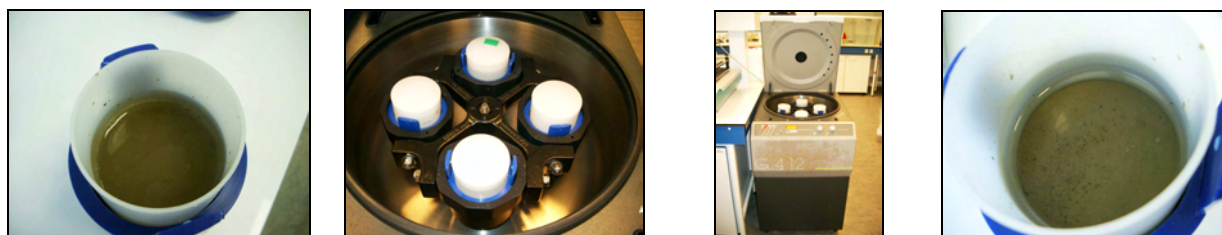


Figure 185 : Mise en œuvre de la centrifugation. Centrifugation à $5\,000 \text{ tours}\cdot\text{min}^{-1}$ pendant 15 minutes. L'augmentation de la température des échantillons est d'environ 5°C au sein de la centrifugeuse.



Figure 186 : Mise en œuvre de la lyophilisation. Durée de lyophilisation : 48 heures minimum à partir d'échantillons mis au congélateur pendant 12 heures (minimum).

III.3.2.3.2. Présence de matière organique

III.3.2.3.2.1 Observations

L'interception des radioéléments d'origine atmosphérique par la végétation a été étudiée par plusieurs auteurs (Eisenbud, 1973 ; Kathreen, 1984 ; Kuhn et al., 1984 ; Papastefanou et al., 1988, 1999). C'est notamment (et en particulier) le cas du Béryllium-7 (Wallbrink et Murray, 1996), impliquant des variabilités de concentration plus importantes dans les sols qui ont des couvertures végétales différentes. Une étude intéressante a été réalisée par Lambrechts et al. en 1992. La radioactivité totale et la concentration en Béryllium-7 ont été mesurées dans divers compartiments d'une rivière, *Tableau 59*. Les données montrent une très grande variabilité de répartition de la radioactivité entre les différents compartiments, pouvant atteindre un facteur 5 dans le cas du Béryllium-7 entre les mousses et les sédiments. Cependant, selon d'autres auteurs tels que Livens et Baxter (1988a et 1988b), les radioéléments adsorbés par la matière organique peuvent ne représenter qu'une petite fraction de la totalité des radioéléments adsorbés sur les sédiments. Il est intéressant de noter que les observations in situ sont à nouveau contradictoires.

Tableau 59 : Radioactivité environnementale dans les compartiments du Rhône (France) ; données partielles de Lambrechts et al. (1992) ; I : radioactivité environnementale totale (Béryllium-7, Potassium-40, Uranium-238, Radium-226, Thorium-232 et Plomb-210) et ^7Be : concentration en Béryllium-7.

	Eau (Bq.l ⁻¹)	Sédiments (Bq.kg ⁻¹)	Algues (Bq.kg ⁻¹)	Mousses (Bq.kg ⁻¹)	Végétation immergée (Bq.kg ⁻¹)	Végétation semi-aquatique (Bq.kg ⁻¹)	Poissons (Bq.kg ⁻¹)
I	0.7 ± 0.2	1 949 ± 144	1 088	2 148 ± 541	1 745 ± 291	1 112 ± 318	114 ± 11
^7Be	---	78 ± 29	---	376 ± 151	57 ± 16	41 ± 18	3 ± 3
$^7\text{Be}/\text{I}$ (%)	---	4	---	18	3	4	3

III.3.2.3.2.2 Propriétés chimiques

La matière organique a une capacité remarquable à complexer les métaux lourds (Lesourd-Moulin, 1986 ; Means et Crerar, 1978), d'où l'idée de la considérer comme un vecteur de transfert potentiel des radioéléments environnementaux. La matière organique agit également sur la capacité d'échanges cationiques (He et Walling, 1996) : de ce fait l'enlèvement de la matière organique des échantillons peut réduire leur capacité d'échange cationique (dans la méthodologie expérimentale).

En 1995, Carvalho mit en évidence une relation linéaire entre la concentration en Plomb-210 de sédiments estuariens en fonction de leur pourcentage en matière. Mais, la matière organique est aussi présente dans la phase dissoute via les complexes solubles associés aux particules organiques colloïdales (Lozano et al., 2002), ou aux acides humiques et fulviques qui sont des polymères hautement complexants. Les acides humiques sont notamment particulièrement connus pour altérer l'association particule-composants chimiques (Kerndorff and Schnitzer, 1980).

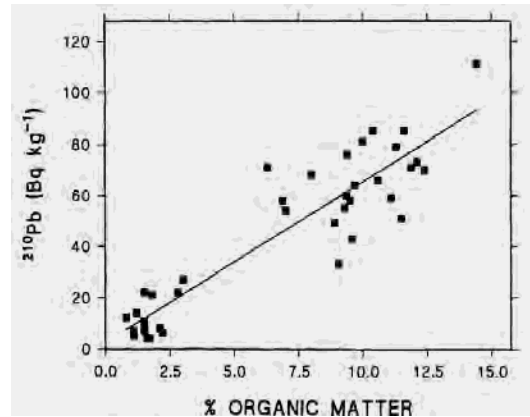


Figure 187 : Concentration en Plomb-210 des sédiments de l'estuaire du Tagus en fonction du pourcentage de matière organique des échantillons (Carvalho, 1995).

III.3.3. DES CINÉTIQUES D'ADSORPTION-DESORPTION NON NEGLIGEABLES

III.3.3.1. Résultats bibliographiques

L'adsorption des radioéléments par la couche superficielle des particules est un processus à 2 cinétiques, *Tableau 60*. Et, in situ, chaque cinétique peut varier en fonction des paramètres listés dans le *Tableau 61* (liste non exhaustive).

Tableau 60 : Mise en évidence des 2 cinétiques d'adsorption des radioéléments par les particules. Le temps de contact est celui entre la phase dissoute chargée en radioéléments et des particules initialement non radioactives.

Cinétiques	Temps de contact	Auteurs	Processus	Auteurs
Première (rapide)	de 0 à 1 h de 30 min à plusieurs heures	(Baik et al., 2004 ; Hatje et al., 2003)	Formation de complexes chimiques de surface	(Baik et al., 2004 ; Hatje et al., 2003)
Seconde (lente)	jusqu'à 24 h pendant plusieurs jours	(Baik et al., 2004 ; Hatje et al., 2003)	Diffusion à travers les micropores des particules Réactions auxiliaires perturbant l'équilibre de sorption Pénétrations lattices et recristallisations quand précipitations chimiques de surface	(Baik et al., 2004) (Morel, 1983) (Payne et al., 1994 ; Trivedi et Axe, 2000)

Tableau 61 : Paramètres à l'origine des variabilités des cinétiques d'adsorption.

Paramètres	Exemples	Auteurs
Type de cations	5 % des cations peuvent rester en solution après 0.25 h et 75 % après 168 h	(Hatje et al., 2003)
Concentration en particules	Plus la concentration est importante, plus le processus de sorption est lent	(Hatje et al., 2003)
Propriétés de la couche de surface des particules	Plus le taux d'adsorption à l'équilibre est important, plus le commencement du processus est rapide	(Hatje et al., 2003)

Une fois les cations adsorbés par les particules, ils peuvent être désorbés suivant les variations physico-chimiques du milieu, ou bien être fixés de manière irréversible. Le processus de désorption dépend également du temps de sorption initial (Hatje et al., 2003) : plus celui-ci est long, plus la

désorption est faible. L'état d'irréversibilité peut être expliqué par une force importante développée par certains sites de particules de minéralogie spécifique, *Tableau 62*.

Tableau 62 : Paramètres à l'origine des adsorptions irréversibles.

Paramètres	Auteurs
Minéralisation des cations	(Baik et al., 2004)
Incorporation des cations à l'intérieur de la structure minérale	(Baik et al., 2004)
Formation d'associations stables avec la matière organique	(Payne et al., 1994 ; Trivedi et Axe, 2000)
Diffusion à l'intérieur des particules des phénomènes d'oxydation-précipitation	(Payne et al., 1994 ; Trivedi et Axe, 2000)

Les cinétiques d'adsorption et de désorption dépendent du type de cation, de la concentration du cation dans la phase dissoute, et des propriétés physico-chimiques des phases particulières et dissoutes. Une fois encore, il y a une lacune importante de données concernant les radioéléments qui nous intéressent, notamment concernant les temps caractéristiques des processus. Le concept du coefficient de partage à l'équilibre est d'une utilisation plus aisée lorsqu'on étudie les environnements estuariens et côtiers, où les propriétés physico-chimiques sont (plus) prévisibles (Millward et Glegg, 1997). Dans les rivières, les échelles de temps des cinétiques d'adsorption et de désorption peuvent être du même ordre de grandeur que les échelles de temps des variabilités d'une part des processus hydrosédimentaires et d'autre part des sources de radioéléments dans le système étudié. Complication supplémentaire : un fort coefficient de partage à l'équilibre ne signifie pas une cinétique instantanée pour l'atteindre. Par conséquent, le coefficient de partage calculé à partir d'échantillonnages in situ ne correspond pas forcément à sa valeur d'équilibre (Abril et Fraga, 1996).

III.3.3.2. Résultats expérimentaux

Le mesure de la cinétique de fixation des radioéléments contenus dans de l'eau de pluie a été réalisée suite à l'évènement pluvieux du 16/10/2004 (Gif-sur-Yvette, France), *Figure 171*.

III.3.3.2.1. Protocole expérimental

Des échantillons de loess (10 g) ont été placés à $t = 0$ dans 9 bidons (en plastique) contenant entre 31.7 et 33 L d'eau de pluie. Leur caractéristique granulométrique initiale est présentée dans le *Tableau 63* : entre autres, le poids de la fraction colloïdale dans la surface spécifique totale des échantillons est constant, ainsi que la teneur en matière organique. Leur concentration en Béryllium-7 et excès de Plomb-210 a été mesurée après un temps de contact avec l'eau de pluie allant de 70 minutes à 13 480 minutes (environ 225 heures, soit plus de 9 jours). L'adsorption des radioéléments contenus dans l'eau de pluie par les parois des bidons a été contrôlée en évaporant l'eau contenue dans 3 bidons témoins, à 3 temps différents (sachant qu'il faut environ 6 000 minutes pour évaporer 1 bidon). A l'issue des évaporations, du loess est ajouté dans le volume d'eau résiduel concentré en radioéléments de manière à ce que l'ensemble des échantillons mesurés ait la même densité et ainsi pouvoir comparer les résultats entre eux. Les mesures au spectromètre gamma sont réalisées à partir de matière lyophilisée.

Tableau 63 : Caractéristiques des particules de lœss et temps de contact entre l'eau de pluie et les échantillons dans les 9 bidons ; les références (E1) à (E9) renvoient en annexe A.3 aux concentrations en radioéléments des échantillons de lœss récupérés à l'issue du temps de contact ; ^(*) temps de contact entre l'eau de pluie et les parois en plastique des bidons.

Référence annexe A.3	Volume de d'eau de pluie (l)	Masse initiale (g)	Masse récupérée (%)	Temps de contact (minutes)	Matériau introduit					
					d ₂₅ (mm)	d ₅₀ (mm)	d ₇₅ (mm)	Fraction colloïdale		Matière organique (%)
								% V _{total}	% S _{sp totale}	
(E1)	32.5	10	89	70	0.023	0.035	0.050	1.7	60.5	2.94
(E2)	32.0	10	78	169	0.023	0.035	0.050	1.9	62.6	2.90
(E3)	32.4	10	88	292	0.021	0.033	0.047	2.1	62.4	---
(E4)	32.4	10	82	424	0.021	0.033	0.047	2.0	61.4	2.89
(E5)	32.1	10	85	1 451	0.023	0.036	0.051	1.9	62.3	3.07
(E6)	32.6	10	84	2 980	0.025	0.038	0.054	1.7	61.6	3.03
(E7)	32.3	10	87	4 780	0.024	0.037	0.052	1.8	62.6	3.08
(E8)	33.0	10	83	8 620	0.025	0.037	0.052	1.8	62.9	3.15
(E9)	31.7	10	82	13 480	0.026	0.039	0.055	1.6	62.0	3.27
(E16)	32.9			6 840 ^(*)						
(E17)	26.7			10 200 ^(*)						
(E18)	32.5			19 065 ^(*)						

III.3.3.2.2. Cinétiques d'adsorptions

Les représentations graphiques de l'évolution au cours du temps de la radioactivité des échantillons de lœss en Béryllium-7 et excès de Plomb-210 sont proposées respectivement sur la *Figure 188* et le *Figure 189*.

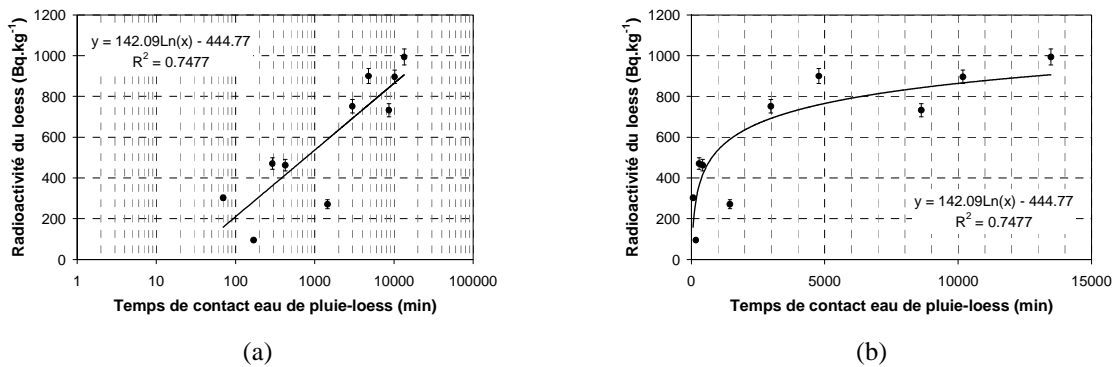


Figure 188 : Représentation graphique de la concentration du lœss en Béryllium-7 au cours du temps (a) suivant une échelle logarithmique et (b) linéaire.

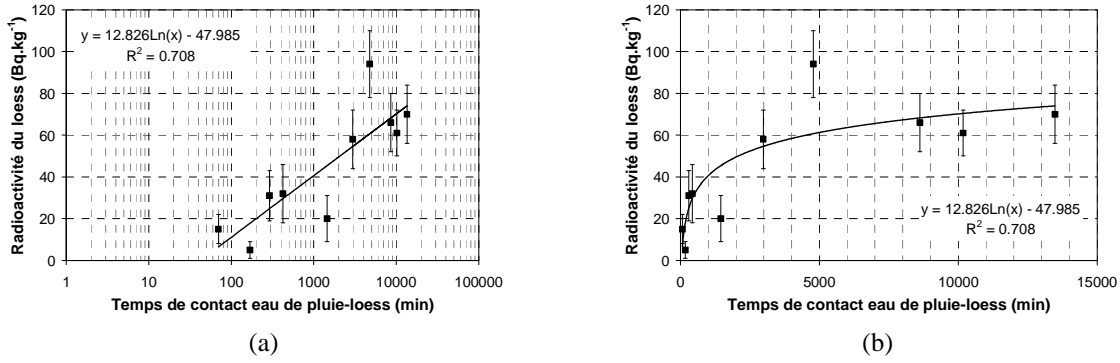


Figure 189 : Représentation graphique de la concentration du lœss en excès de Plomb-210 au cours du temps (a) suivant une échelle logarithmique et (b) linéaire.

Tableau 64 : Synthèse des concentrations mesurées en Béryllium-7 et excès de Plomb-210 sur les échantillons de lœss. (*) Temps de contact entre l'eau de pluie et les parois en plastique des bidons ; (**) valeur calculée correspondant à la concentration en radioélément soustraite du volume de pluie environnant l'échantillon.

Référence annexe A.3	Temps de contact (minutes)	Béryllium-7		Excès de Plomb-210	
		Bq.kg ⁻¹	Bq.m ⁻³	Bq.kg ⁻¹	Bq.m ⁻³
(E1)	70	303	93(**)	15	8(**)
(E2)	169	95	30(**)	5	12(**)
(E3)	292	471	145(**)	31	12(**)
(E4)	424	463	143(**)	32	16(**)
(E5)	1 451	271	85(**)	20	15(**)
(E6)	2 980	752	23(**)	58	2(**)
(E7)	4 780	900	279(**)	94	27(**)
(E8)	8 620	732	222(**)	66	19(**)
(E9)	13 480	993	313(**)	70	27(**)
(E16)	6 840(*)		362		9
(E17)	10 200(*)		322		16
(E18)	19 065(*)		127		26

L'équilibre radioactif est supposé être atteint entre les phases liquide et particulaire (k_d à l'équilibre) pour le temps de contact de 13 480 minutes. Alors les concentrations des particules en Béryllium-7 et excès de Plomb-210 sont représentatives de l'adsorption maximum des particules en radioéléments. On définit ainsi un ratio d'adsorption r_{ads} suivant l'Équation 97 (où $A_{is}(t)$ est la concentration des sédiments en radioélément i à l'instant t et $A_{is}(t_4)$ est la concentration maximum des sédiments en radioéléments i).

$$r_{ads} = \frac{A_{is}(t)}{A_{is}(t_\infty)} \tag{Équation 97}$$

Le graphique de la Figure 190 présente la fraction de Béryllium-7 et d'excès de Plomb-210 adsorbée par le lœss au cours du temps (la valeur supérieure à 1 s'explique probablement par la méthodologie expérimentale).

Cette expérience permet de poser deux constats. Le premier est que les pourcentages d'enrichissement des particules au cours du temps sont identiques (aux erreurs expérimentales près) dans le cas du

Béryllium-7 et de l'excès de Plomb-210. Ce résultat est important dans le cadre de la normalisation des concentrations des particules en radioéléments de courtes demi-vies (inférieures à l'année) par la concentration en excès de Plomb-210, souvent employée dans la littérature pour s'affranchir des modifications physico-chimiques des phases solide et liquide. En effet, nous venons de montrer que cette normalisation peut être effectuée non seulement sur des systèmes à l'équilibre mais également sur n'importe quel système hors équilibre. Cela est important lorsque, in situ, le traçage des sédiments est envisagé à la suite par exemple d'un événement pluvieux qui apporte au système, à $t = 0$, un excès supplémentaire de Plomb-210. Le second constat est que la fraction adsorbée n'est que de 0.5 après un temps de contact moyen de 10 heures entre l'eau de pluie et les particules, et de 0.8 après 3 jours.

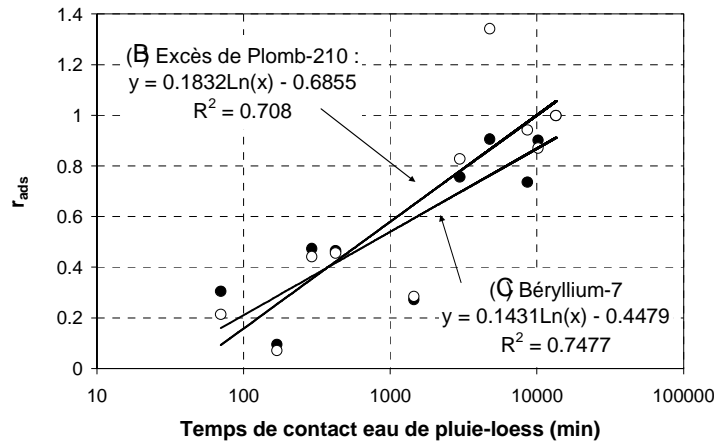


Figure 190 : Enrichissement des particules de loess en Béryllium-7 et excès Plomb-210. L'enrichissement maximal est défini pour le temps de contact de 13 480 minutes.

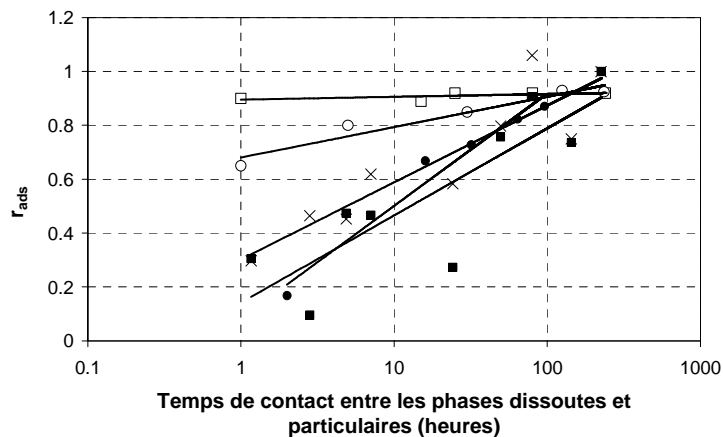


Figure 191 : Cinétiques de fixation du Béryllium-7, de l'excès de Plomb-210 et du Césium-137.

(□) travaux de Ohnuki et Kozai (1994) sur le Césium-137 ($y = 0.0045 \cdot \ln(x) + 0.8958$; $R^2 = 0.43$)

(○) travaux de Ohnuki (1994) sur le Césium-137 ($y = 0.0491 \cdot \ln(x) + 0.6806$; $R^2 = 0.94$)

(●) travaux de Sogon (1999) sur le Béryllium-7 ($y = 0.1817 \cdot \ln(x) + 0.0829$; $R^2 = 0.97$)

(•) nos travaux sur le Béryllium-7 ($y = 0.1431 \cdot \ln(x) + 0.4479$; $R^2 = 0.75$)

(×) nos travaux sur l'excès de Plomb-210 ($y = 0.1832 \cdot \ln(x) - 0.6855$; $R^2 = 0.71$).

Les cinétiques de fixation du Béryllium-7 et excès de Plomb-210 proposées dans le cadre de ces travaux sont en accord avec les résultats de Sogon (1999) obtenus également à partir d'une eau de pluie et un échantillon de sol (*Figure 191*). En revanche dans le cas du Césium-137, la mise à l'équilibre semble être plus rapide, que ce soit à partir de sols sableux (Ohnuki, 1994) ou de particules argileuses (smectite) (Ohnuki et Kozai, 1994).

III.3.3.2.3. Modèles d'évolution temporelle du coefficient de partage

Dans un volume fermé, pour un radioélément donné et à un instant t , si l'on définit w comme étant le ratio entre la radioactivité totale de la phase solide I_s (Bq) et celle de la phase liquide I_w (Bq) (*Équation 98*), alors le coefficient de partage k_d s'écrit suivant l'*Équation 99* (où V_w est le volume liquide et m_s la masse solide).

$$w(t) = \frac{I_s(t)}{I_w(t)} \quad \text{Équation 98}$$

$$k_d(t) = \frac{w(t) V_w}{1 - w(t) m_s} \quad \text{Équation 99}$$

La modélisation de $k_d(t)$ à partir des concentrations mesurées, de la masse de lœss et des volumes d'eau de pluie utilisés dans le cadre de cette expérience, est proposée sur la *Figure 193* (courbes en trait continu).

III.3.3.2.4. Limites des expériences en milieu clos

Certains problèmes méthodologiques liés aux expériences réalisées en volumes clos ont déjà été soulevés par Lieser et al. (1986) (k_d fortement dépendant du ratio entre le volume d'eau et la masse de sédiments) et par Hsu et Chang (1994) (résultats fonctions de l'intensité de secouage, la composition minéralogique des particules et la présence de substances organiques de haute masse moléculaire). Dans le cadre de ces travaux, nous souhaitons compléter ces premières remarques en mettant l'accent sur l'influence des conditions aux limites (parois), et sur la notion de source limitée en radioéléments. Il s'agit ici de chercher à avancer sur une méthodologie simple de laboratoire qui, malgré ses limites, reste incontournable (car de faible coût).

III.3.3.2.4.1 Influence des parois

Maintenant, on peut également se poser la question de l'influence des conditions aux limites dans un volume clos. Les résultats montrent (*Figure 192*) que les pertes de radioéléments par adsorption aux parois des contenants sont non négligeables. Elles représentent (après 9 jours de contact eau-parois) 60 % de la concentration initiale de la phase liquide dans le cas de l'excès de Plomb-210 et 45 % dans le cas du Béryllium (où les valeurs proposées sont corrigées des pertes par décroissance naturelle).

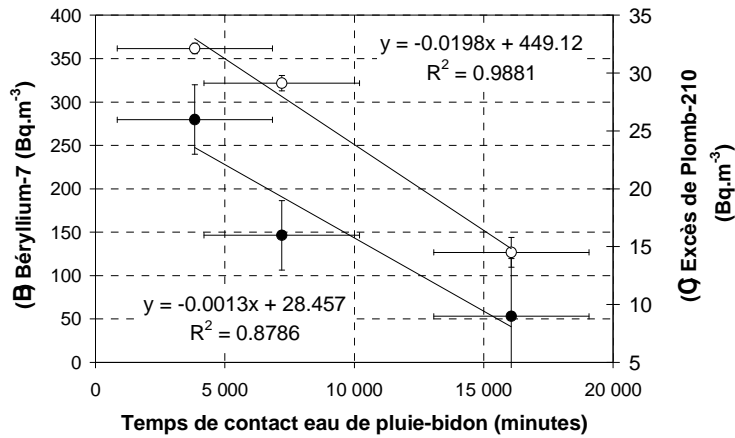


Figure 192 : Modélisation de l'évolution de la concentration en radioéléments dans l'eau de pluie d'un bidon (à partir des 3 bidons témoins (E16), (E17) et (E18)). Les pertes sont dues à l'adsorption des radioéléments par les parois en plastique.

Cela étant dit, l'évolution au cours du temps du coefficient de partage peut être modélisée en tenant compte de la présence des parois suivant 2 hypothèses :

- hypothèse 1 : les pertes par adsorption aux parois sont modélisées sans tenir compte de la présence des particules (modèles proposée sur la Figure 192) ;
- hypothèse 2 : les pertes par adsorption aux parois sont modélisées en tenant compte à chaque pas de temps Δt de l'adsorption des radioéléments par les particules (les coefficients directeurs des modèles proposée sur la Figure 192 sont conservés, mais l'ordonnée à l'origine devient une fonction du temps).

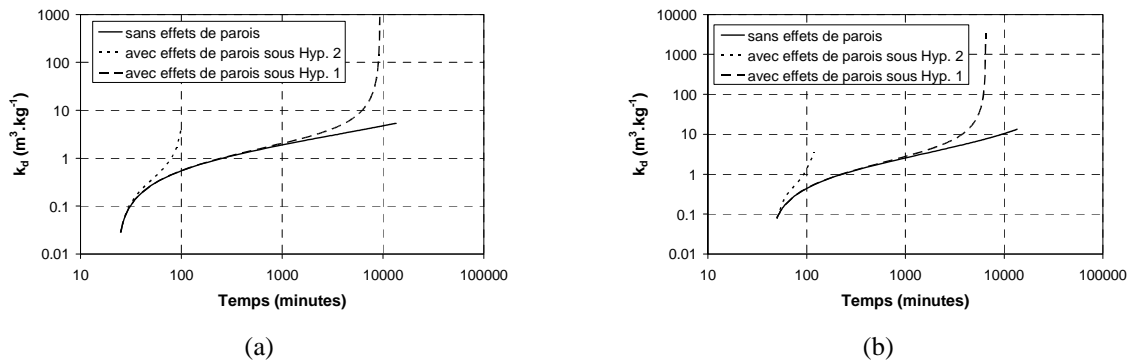


Figure 193 : Modélisation de l'évolution du coefficient de partage k_d au cours du temps dans le cas (a) du Béryllium-7 et (b) de l'excès de Plomb-210, sans effets de parois des contenants et avec effets de paroi sous les hypothèses 1 et 2.

Les modélisations des k_d suivant les hypothèses 1 et 2 sont présentées sur la Figure 193. Elles mettent en évidence l'influence importante des parois des contenants, qui, si elles ne sont pas prises en compte, entraînent une sous-estimation des k_d (tels que ceux proposés dans le Tableau 54). Cependant, l'importante sensibilité de k_d aux deux hypothèses ne nous permet pas pour le moment de proposer des valeurs de k_d corrigées, compte tenu de la précision de nos données.

III.3.3.2.4.2 Influence de la source limitée en radioéléments

Nous souhaitons dans ce paragraphe mettre en évidence une autre limite de ce protocole expérimental : celle liée à la disponibilité finie des radioéléments présents dans la phase liquide, alors qu'en rivière la particule est entourée d'une source infinie en radioéléments.

Dans le cas d'une source infinie en radioéléments i , le pourcentage d'adsorption de i par les particules au cours du temps est donné par l'Équation 100, où $I_s(t)$ (Bq) est la radioactivité totale de la phase solide à un temps t et I_w (Bq) la radioactivité totale (constante) de la phase liquide autour de la particule dans un volume donné. Alors, l'évolution au cours du temps du coefficient de partage $k_d(t)$ s'écrit suivant l'Équation 101, sous l'hypothèse que le nombre de site de fixation de la particule n'est pas limitant. Dans notre cas, le k_d est fonction de la probabilité d'interaction entre les radioéléments et les particules.

$$w(t) = \frac{I_s(t)}{I_w} \quad \text{Équation 100}$$

$$k_d(t) = w(t) \frac{V_w}{m_s} \quad \text{Équation 101}$$

On rappelle que dans le cas d'une source finie en radioéléments i , $I_w(t)$ est une fonction du temps (Équation 101), avec à $t = 0$, $I_w(t) = I_w$ tel qu'il est défini dans l'Équation 100. L'évolution au cours du temps du coefficient de partage $k_d(t)$ est donnée par l'Équation 99.

Le graphique de la Figure 194 montre que pour des masses de matériau et volumes de pluie de l'ordre de grandeur de ceux que nous avons utilisés dans la détermination expérimentale des cinétiques de fixation, les deux approches varient significativement dès lors que w est supérieur à 0.1. A noter que ce ratio peut être supérieur à 1 dans le cas d'une source infinie à partir du moment où le nombre de radioéléments fixés par les particules est identique à celui de la phase liquide dans le cas d'une source finie.

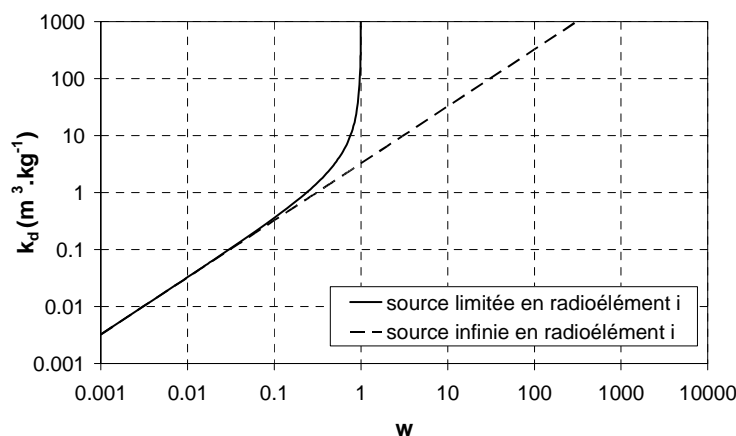


Figure 194 : Représentation graphique de l'Équation 101 et de l'Équation 99, avec $V_w = 30$ L et $m_s = 10$ g.

Après plus de 9 jours de contact du lœss avec l'eau de pluie, le ratio w est de 0.6 dans le cas du Béryllium-7 et de 0.8 dans le cas de l'excès de Plomb-210. Ces valeurs correspondent respectivement à des valeurs de k_d de 163 % et 400 % plus élevées que dans le cas d'un système avec source infinie en radioéléments i .

III.3.4. SYNTHÈSE SUR LE COEFFICIENT DE PARTAGE

Dans les rivières, à partir de l'ensemble de ces observations, le coefficient de partage semble devoir être interprété comme une variable fonction du temps $k_d(t)$ (approche envisagée par Johansson et al. (2001)). En effet, au-delà des cinétiques de sorptions des radioéléments et des variabilités temporelles des paramètres contrôlant les processus de sorption-désorption, la rivière a besoin de temps pour se ré-équilibrer en aval de chacune des confluences (ré-équilibre des paramètres physico-chimiques).

Quels sont les paramètres influents sur la détermination de $k_d(t)$ ou de k_d (à l'équilibre) ? La complexité des phénomènes, in situ, rend souvent les observations contradictoires. Dans cette situation, on est tenté de revenir à une analyse détaillée des processus en laboratoire. Mais, reprendre individuellement tous les paramètres mis en évidence et étudier leur poids dans la variabilité du k_d , et par conséquent (et surtout) dans les modèles de transport basés sur le concept du coefficient de partage, est-il envisageable, ou tout simplement pertinent ? L'interaction entre ces paramètres rend les prédictions extrêmement difficiles à établir. Par exemple, alors qu'une relation croissante est attendue entre la vitesse de sorption des radioéléments sur les particules et la concentration des particules, les mesures in situ montrent le contraire. Dans ce cas, cela est dû au fait que les colloïdes sont inclus dans la phase dissoute (pour cette raison, il peut être aussi recommandé de considérer les colloïdes en tant que phase à part entière). Mais qu'en est-il des autres paramètres tels que le pH, la matière organique dissoute, la conductivité (etc.), dont l'interaction peut modifier par exemple les processus de floculation-défloculation (Baik et al, 2004), et donc la valeur du k_d par un changement de taille apparente des sédiments (Abril et Fraga, 1996) ? La seule conclusion objective qu'il semble être possible de formuler est que le coefficient de partage est hautement dépendant du site d'étude parce qu'il est une fonction des conditions physico-chimiques des phases dissoutes et particulaires, et que par conséquent le concept du k_d doit être utilisé avec précaution dans les modèles.

La recherche du vecteur principal de transfert des radioéléments a pourtant fait l'objet de nombreuses études. Selon Lesourd-Moulin (1986) et Means et Crerar (1978), il s'agit principalement de la matière organique. Hecht et Cuney (1999) proposent les feldspaths. Enfin, Steinmann et al. (1999) considèrent qu'il s'agit des colloïdes (isolés ou associés à des particules plus grosses). Cela étant dit, en l'absence de colloïdes (isolés), nous avons montré que la relation entre la concentration en radioéléments d'une particule et sa surface spécifique suit une loi de puissance (depuis les argiles jusqu'aux graviers). Et ce, pour différents radioéléments et contextes physico-chimiques (qui définissent la variabilité autour de la valeur moyenne). Cela signifie également (confère les conclusions d'Asadov et Krofcheck (1999)) que les radioéléments sont adaptés pour tracer non seulement les particules fines mais aussi celles avec un diamètre jusqu'à 50 mm.

III.4

Mesure du temps de transit des sédiments dans une section longitudinale de rivière

Ce quatrième et dernier chapitre est consacré aux résultats de la mesure in situ du temps de transit des sédiments dans une section longitudinale de rivière. Ce chapitre est composé de deux parties. La première présente un cas d'étude : celui des sédiments transportés en suspension dans la Vilaine entre Rennes et Redon. Leur traçage est proposé à partir de deux radioéléments de courtes demi-vies : le Béryllium-7 et l'Iode-131. La seconde partie discute de résultats complémentaires (toujours sur l'estimation des temps de transit des sédiments), mettant en évidence, in situ, les cinétiques de fixations évoquées dans le chapitre III.3.

III.4.1. CAS D'ETUDE : LA VILAINE ENTRE RENNES ET GUIPRY

Ce paragraphe résume en français l'étude détaillée en anglais qui figure ci-après, et qui a fait l'objet d'une part d'une conférence internationale (Rhodes, juin 2006) et d'autre part d'une publication dans l'ouvrage intitulé "Monitoring, simulating, Prevention and Remediation of Dense and Debris Flows" (WIT Press, 2006).

Les vitesses moyennes de transport des sédiments en suspension ont été estimées dans la Vilaine, entre Rennes et Guipry, par le suivi de leur radioactivité naturelle, et sous des conditions hydrologiques idéales : régime d'étiage (flux d'eau permanent) et absence d'évènement pluvieux sur la période de mesure. Un régime d'étiage signifie des vitesses d'eau faibles (de l'ordre de 1 à 10 cm.s⁻¹). L'intérêt de la Vilaine est alors double : présence de particules solides d'origine organique à tracer et homogénéité des particules (nature et granulométrie). Notamment, l'hypothèse forte de surface spécifique moyenne constante est vérifiée. Les radioéléments utilisés sont le Béryllium-7 et l'Iode-131. Dans le contexte de l'expérience, les sources en Béryllium-7 sont : les apports via la section amont et les affluents (les dépôts atmosphériques par temps secs sont négligeables), et les sources de l'Iode-131 : les apports via la section amont (localisée à l'aval de l'émissaire de rejet de la station d'épuration de la ville de Rennes).

Des pièges à sédiments en suspension ont été positionnés dans la veine principale d'écoulement de la Vilaine entre le 21 et le 25/06/2005, *Figure 195*. Les matériaux récupérés ont été lyophilisés et leur radioactivité mesurée à l'aide d'un spectromètre gamma. Entre la section amont et le premier affluent (le Meu), les vitesses de transports moyennes obtenues par le suivi des concentrations en Béryllium-7 et l'Iode-131 sont identiques. Entre la confluence avec le Meu et la ville de Guipry, l'Iode-131 a permis d'une part d'estimer la vitesse moyenne de transport des particules, et d'autre part d'avancer sur la compréhension des processus mis en jeu par l'apport du Béryllium-7 dans la Vilaine par les 3 affluents que sont le Meu, la Seiche et le Semnon.

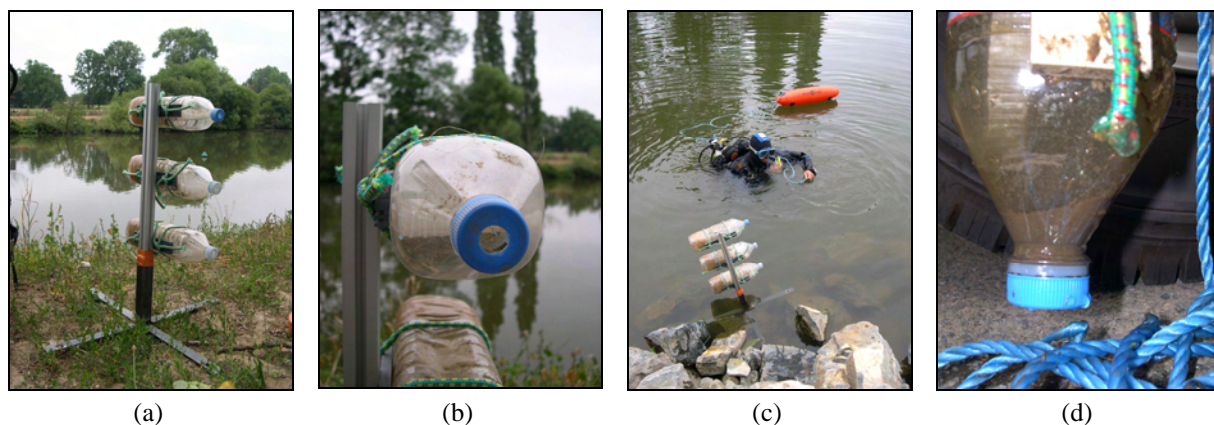


Figure 195 : (a) exemple de support de pièges (un échantillon correspond au regroupement de la matière piégée dans les 3 bouteilles) ; (b) piège vu de face ; (c) positionnement des pièges dans la Vilaine par un plongeur ; et (d) sédiments piégés.

III.4.1.1. Article scientifique

L'introduction de l'article ne fait que reprendre, en anglais, le principe du traçage déjà évoqué dans premiers chapitres de cette section. De ce fait, le lecteur pourra aborder la lecture directement à partir de la présentation du site.

Les symboles et notations utilisés dans cet article lui sont propres et explicités dans son corps de texte. Les concentrations en radioéléments des sédiments piégés dans la Vilaine sont référencées (S1) à (S7) en annexe A.3 (même référencement que dans l'article). Quant aux échantillons ayant servi à l'établissement de la cinétique de fixation de l'Iode-131 sur d'une part des sédiments de la Vilaine et d'autre part des particules de silice, ils sont également référencés en annexe A.3, respectivement de (cin1va) à (cin6va), et de (cin1si) à (cin6si).

Using in-situ radionuclides to model sediment transfer at the flow event time scale

P. Laguionie¹, A. Crave², P. Bonté¹ & I. Lefèvre¹

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, France

²Géosciences Rennes, CNRS, France

Abstract

Sediment flow modeling over geological time scales requires a good understanding of the sediment transport modes occurring in rivers. Mean sediment residence time within hydraulic networks in response to flow events needs to be determined. In this background, the fallout natural environment radionuclide beryllium-7 (⁷Be, half-life of 53.3 days) and the in-situ artificial radionuclide iodine-131 (¹³¹I, half-life of 8.05 days) provide reliable tools to better understand the sediment transfer at the flow event time scale. Our model is based on the radioactive decay of the ⁷Be and ¹³¹I associated with suspended sediments. The short half-lives of ⁷Be and ¹³¹I allow phenomena to be studied at the flow event time scale. In this context radionuclide inputs have to be well-identified. The artificial iodine ¹³¹I source is well-defined as this radionuclide most likely originates from hospitals where it is used in radiotherapy. In the case of ⁷Be, the possibility that cities are radionuclide traps as they may provide high radionuclide concentration to channels, at time *t*, compared with bank inputs, is discussed. Natural environment radionuclide potentiality to estimate mean sediment residence time in a river section is demonstrated from in-situ data.

Keywords: in-situ radionuclides, short-time scales, sediments, transfer model.

1 Introduction

Sediment transfer models in river usually consider a relief at the equilibrium state, whereas they are established from local erosion-sedimentation processes involved at short time scales. Thus, it is of primary importance to determine the



morphogenesis events which links the two time scales. In rivers, it is common that most of the annual suspended sediments are transported during a few large runoff events. These transported sediments can either rapidly pass through the river network to the catchment outlet, or settle in the channel before to be remobilized during following events. Several events may be required by sediments to reach the catchment outlet. Therefore, it is necessary to resort to in-situ measurement methods at the flow event time scale. Nowadays, these methods are confronted with three main metrological limits: (i) bedload measurement; (ii) sampling frequency which has to be representative of the transport phenomenon time scales; and (iii) location of data collection. Issued data uncertainties are at the origin of error propagations in spatial and temporal integrations of numerical models. That is why an in-situ, *i.e.* non-numerically, integration method is required when phenomena kinetics are both space- and time-scale dependent. There is no more need to distinguish bedload, saltation and suspended load, and sediment motionless periods are naturally taken into account. The use of sediment-associated time sensitive environmental tracers becomes necessary. Both natural and artificial environmental radionuclides afford a means of tracing sediment. Their radio-chronometric properties allow dealing with large space and time scale ranges, which agrees with sediment transport process scales. Environmental radionuclides have often been used to evaluate particulate transport processes in the environment Walling and Woodward [1] and they have the advantage to be worldwide present in environmental systems.

In these environmental systems, radionuclides are shared between both the dissolved and particulate phases. At the equilibrium state, the radioactivity ratio between these two phases is named the partition coefficient K_d (activity per kilogram of particles over activity per liter of water after filtration at $0.45 \mu\text{m}$). Theoretically, K_d model should be based on the thermodynamic chemical equilibrium Baik *et al.* [2]. Practically, it is used as a black box model and becomes an empirical parameter. In rivers, radionuclide adsorption and desorption kinetics are not negligible compared to the hydrodynamic process time scales. So, the partition coefficient has to be interpreted as a time-dependent variable $k_d(t)$. This is the main difference with the historically first use of radionuclides in estuarial, coastal and oceanic environments.

To measure sediment radioactivity, high-resolution gamma-spectrometry provides a non-destructive, multi-elemental and less time-consuming technique. There were recent advances in the use of the environmental radionuclides caesium-137 (half-life 30.07 years) and unsupported lead-210 (half-life 22.3 years) to quantify medium-term rates of erosion and sediment accumulation Blake *et al.* [3]. However, it still remains a need of exploring the potentiality of using other shorter-lived radionuclides to provide evidence of sediment mobilization, transport and storage over shorter time scales, particularly for individual events Blake *et al.* [3]. Beryllium-7 (^7Be , half-life 53.3 days) and iodine-131 (^{131}I , half-life 8.05 days) with their shorter half-lives offer considerable potential as short-term tracers. The restrictive criteria to use these gamma-ray emitter radionuclides as sediment tracers are: (i) half-life sensitive to



the hydrosedimentary process time scale; (ii) presence in the aquatic environments; (iii) known inputs in the water system; and (iv) radioactivity superior to the gamma-spectrometer detection threshold.

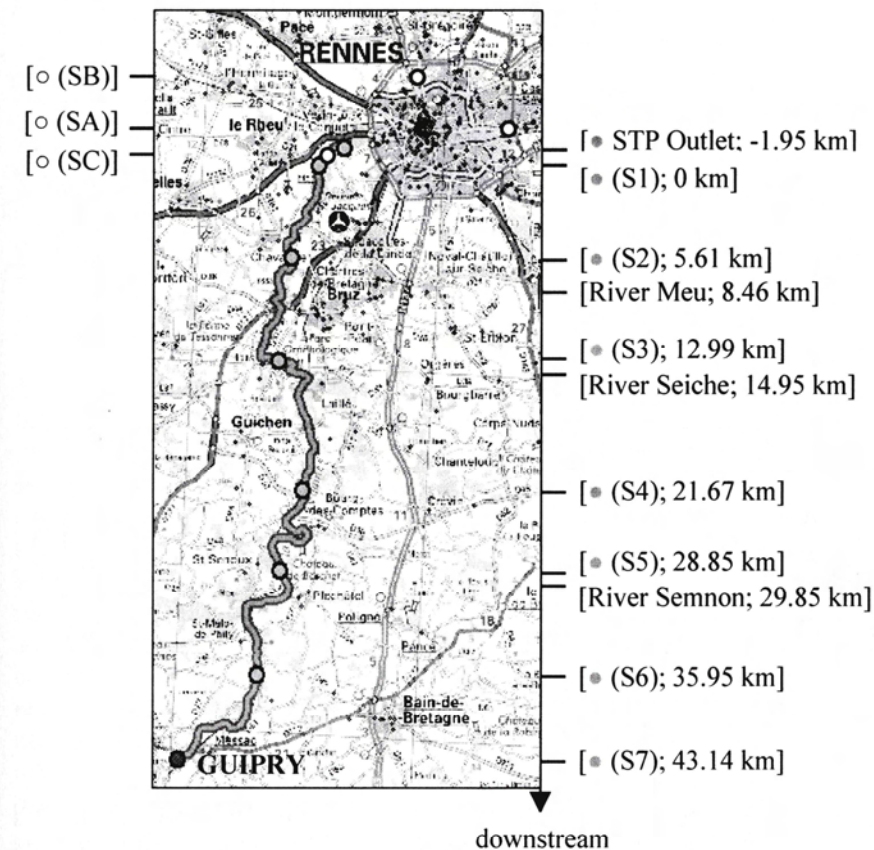


Figure 1: Samplers, sewage treatment plant (STP) outlet and main tributaries locations in the River Vilaine section from Rennes to Guipry.

^7Be was already successfully used in former studies to investigate the residence and settling time of particles in lakes, coastal waters Olsen *et al.* [4], and rivers Bonté *et al.* [5], Bonniwell *et al.* [6]. ^7Be is naturally produced in the upper atmosphere and diffuses through the atmosphere until it attaches to aerosols. ^7Be is supplied to a river section by both direct wet plus dry atmospheric deposition and particulate plus dissolved upstream cross-section inputs. The atmospheric deposition at the day-time scale is mainly governed by rainfall scavenging Wallbrink and Murray [7]. High K_d values show the ^7Be prevalent association to the particulate phase.

Concerning ^{131}I , it originates from hospitals where it is used in radiotherapy, research facilities, licensed manufacturers, and excreta from patients treated with



radioactive pharmaceuticals. Next, it enters municipal sewer systems through wastewater discharges. Originally in a dilute form, ^{131}I may become concentrated in the sludge solids during wastewater treatment. In rivers, ^{131}I is supposed to be essentially present in the dissolved phase Bonté *et al.* [5]. Due to its short half-life, over 90% of the ^{131}I decays away within 30 days. There is clearly a lack of data about ^{131}I radioactivity in river sediments.

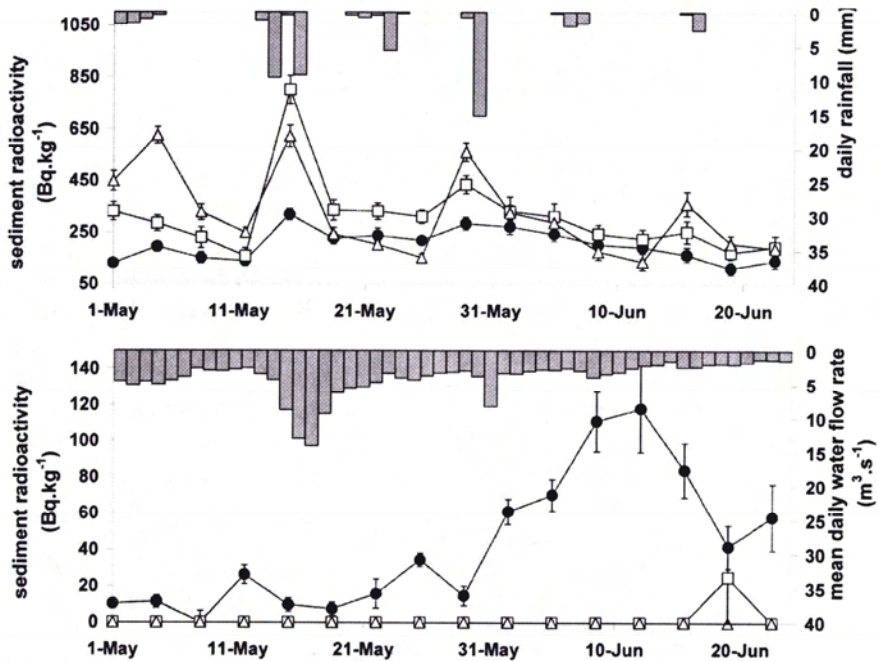


Figure 2: Results from sampling campaign 1; (up) ^{7}Be and (down) ^{131}I sediment radioactivity; ● in the river Vilaine downstream Rennes (SC), □ in the river Vilaine upstream Rennes (SA), △ in the river Ille upstream Rennes (SB).

2 Study area

River Vilaine catchment is located in the Region of Brittany in the North West of France, and characterized by low gradients and predominantly agricultural land use. The drained 10 400 km² elevate from 0 to 300 m above the sea level and receive an average annual rainfall around 800 mm. The river Vilaine is schist-, sandstone- and mud-bed river. The river section under interest is located between Rennes which is an urban area of around 200 000 inhabitants, and Guipry, a small village located 45 km downstream Rennes, fig. 1. At Rennes and Guipry, the daily mean water flows are respectively 11 and 27 m³.s⁻¹ in average and up to 183 and 491 m³.s⁻¹ during flood events. The three main tributaries along this river section are rivers Meu, Seiche and Semnon.



3 Methods

Due to the rainfall deficiency since 2001, the mean water flow rate recorded at Rennes gauging station linearly decreased from 2001 to 2005. However, the river Vilaine high suspended sediment concentrations during low water flow rates allow setting up an experiment methodology with: (i) a permanent hydraulic regime; and (ii) a homogeneous material made of detritus silica and organic material. This is a great advantage since particle radioactivity is size and mineralogy dependent He and Walling [8]. The mean particle diameter d_{50} is $9.1 \pm 5 \mu\text{m}$ (average of 58 particle size analysis on samples collected from Rennes to Guipry between March and June 2005; the particle sizes were measured using a laser diffraction granulometer, after removal of the organic fraction, and chemical dispersion).

3.1 Sampling strategy

Two sampling campaigns (1 and 2) were carried out: (i) 04/29-06/24/2005 to follow in time sediment radioactivity inputs into Rennes-Guipry river section; and (ii) 06/21-06/25/2005 to follow in space, from (S1) to (S7), fig. 1, the sediment radioactivity linear distribution. During the sampling campaign 1, three automatic samplers of the Rennes sewage treatment plant were used to collect sediment samples (SC), (SA) and (SB), respectively at 500 m upstream (S1), and in the Rivers Vilaine and Ille both upstream Rennes (note that Ille and Vilaine confluence is located in Rennes city center), fig. 1. Each sample results of the addition of sub-samples collected every 15 minutes during alternatively 3 and 4 days (from Tuesday to Friday and from Friday to Tuesday). Dates reported in results correspond to each sampling period mean date, fig. 2. Sampling points of campaign 2 are shown in fig. 1. Given its location relative to the treatment plant outlet, the first sampling point (S1) can be taken as the background point. The other points are sequentially labeled (S2) to (S7) along the River Vilaine. Each sampler consists in 3 horizontal bottles fixed on a vertical support from 0.25 to 0.61 m from the river bottom. Supports were directly laid on the river bottom by a diver in cross-section areas with the highest water velocities. Time-integrative suspended sediment samplings occurred during 94 ± 3 hours. More than 4 g (dried weight) of sample were collected at each sampling point. Turbidity profiles and maximum river cross-section heights were recorded (06/22-06/23/2005) by an in-situ multi-parameter Troll 9000 equipped with a pressure sensor. Samples of campaigns 1 and 2 were freeze-dried during 24 hours and then sub-sampled or directly put in tightly closed plastic boxes for gamma counting. Meteorological information was recorded from 04/29 to 05/25/2006 to check there was no major ^7Be atmospheric deposition onto the catchment during the sampling period, and water flow rates were retrieved from the French DIREN database to check the permanence of the hydraulic regime.

Adsorption kinetics of water radioactivity (^7Be in experiment k_1 and ^{131}I in experiment k_2) by sediments was investigated in two different contexts. Experiment k_1 (10/19-10/28/2004): 9 samples of non-radioactive clay sediment (10



g) were resuspended in rain water volumes (30 l) for different periods of time ranging from 70 min to 9.4 days. Experiment k_2 (01/14-01/19/2006): 6 samples of non-radioactive mud sediment (10 g) and 6 samples of non-radioactive silica sediment (10 g) were resuspended in water volumes (20 l) collected at the sewage treatment plant outlet for different periods of time ranging from 135 min to 5 days. Samples of experiment k_1 and k_2 were periodically manually shaken during the required contact times. After a given settling time, sediments were collected back by siphoning and centrifugation, freeze-dried during 24 hours and then sub-sampled or directly put in tightly closed plastic boxes for gamma counting.

3.2 Gamma spectrometry

Coaxial N-type HPGe detectors were used for gamma-radioactivity measurements (8192 channels, low background). Efficiencies and backgrounds are periodically controlled with an internal sediment standard. A minimum data collection period of 50 000 s was sufficient to provide good statistics. Due to the short half-lives of the radionuclides used, sample radioactivities were decay corrected back from the collection period to the counting starting date.

4 Results and discussion

4.1 Inputs

Rainfall was particularly low over the sampling period and caused low water flow rates, fig. 2. Consequently, a steady-state hydraulic regime can be assumed, especially during the 25 last days with a mean water flow of $2.4 \pm 1.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Fig. 2 clearly shows a correlation between ^7Be concentration fluctuations over the sampling period at the three sampling stations (SA), (SB) and (SC), and rainfall events. Whereas time-punctual high concentrations were expected downstream Rennes urban area (SC), the highest concentrations occur in Rivers Ille (SB) and Vilaine (SA) upstream Rennes city. This can be explained by the Rennes drainage system which stocks urban area runoff water consecutively to a rainfall event and rejects it to river Vilaine after treatment during wet periods. For the last 25 days, radioactivity ratio between the dissolved and particulate phases can be considered at the equilibrium state as there is no significant rainfall event during this long period of time.

In the case of ^{131}I , there is clearly no relation between its concentration and mean daily water flow even if sewage treatment plant discharge can represent up to a third of the total Vilaine water flow, fig. 2. The only ^{131}I source is confirmed to be the sewage treatment plant. However, one exception is the upstream Rennes station (SA) non-null value (06/19/2006), which shows that time-punctual uncontrolled rejects to river may also occur. Inputs to Rennes-Guipry river section are characterized by a large pick of ^{131}I concentrations spread over the last 25 days.

4.2 Adsorption kinetics of water radioactivity by sediment

Results of experiments k_1 and k_2 are plotted in figure 3. With ^7Be , a time-dependent enrichment ratio, r , can be defined as the ratio of the radionuclide



concentration in sediments at a t time to the radionuclide concentration in sediments at the infinity time, *i.e.* when the equilibrium between the solid and dissolved phase radioactivity is reached. From data plotted in figure 3, the enrichment ratio may be modeled, under the assumption of equilibrium reached, as follow:

$$r = 142 \ln t + 137 \quad (1)$$

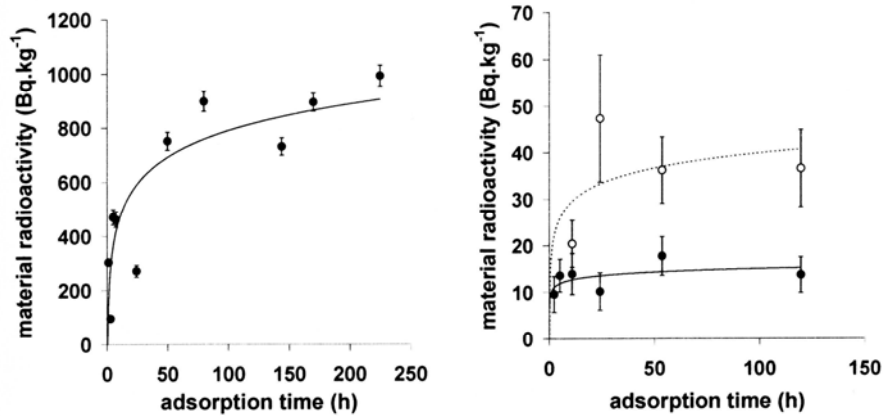


Figure 3: Results from experiment k_1 (left): adsorption of ^7Be by clay; results from experiment k_2 (right): adsorption of ^{131}I by \bullet silica and \circ mud; the smooth curves are least-squares fitted results for the logarithmic function; the precision on radioactivity values is provided at the 95% (left) and 68.3% (right) level of confidence.

With ^{131}I , adsorption kinetics is less obvious to analyze, fig. 3. The equilibrium state seems to be reached rapidly. However, the infinity time is difficult to experiment due to the ^{131}I short half-life of 8.05 days.

4.3 Mean sediment residence time

In a one-dimensional scheme, sediment radioactivity along river section is given by eqn. (2):

$$A_i(x) = \sum_j A_{i,0}^j \exp\left(-\frac{\lambda_i x^j}{V_s}\right) \quad (2)$$

where λ_i (s^{-1}) is the i -radionuclide constant decay, V_s (m.s^{-1}) the mean sediment velocity, and $A_{i,0}^j$ and $A_i^j(x)$ (Bq.kg^{-1}) respectively the sediment radioactivity through a j -numbered source cross-section (tributaries or upstream cross-section) and at a x^j -distance (m) from it.



Table 1: Physico-Geochemical parameters recorded from (S1) to (S7); suspended sediment concentrations are determined from multi-parameter Troll 9000 laboratory calibration with in-situ sediment; sediment concentrations are mean values calculated over sampler height (0.25 to 0.61 m from the river bottom).

Location	^{131}I concentration (Bq.kg $^{-1}$)	^7Be concentration (Bq.kg $^{-1}$)	Maximum water height (m)	Suspended sediment concentration (mg.l $^{-1}$)
(S1)	58±5	118±18	2.21	20±11
(S2)	24±2	100±12	1.70	20±5
(S3)	Sampler turned upside down			
(S4)	13±3	93±15	1.76	11±4
(S5)	10±2	94±13	2.25	8±2
(S6)	Sampler turned upside down			
(S7)	3±3	97±21	2.08	8±2

In figure 4, the fit of eqn. (2) with (S1) and (S2) radioactivity values, table 1, gives almost the same mean sediment velocities: 5.4 mm.s $^{-1}$ with ^7Be data and 6.8 mm.s $^{-1}$ with ^{131}I data. Next, eqn. (2) fits well with (S4), (S5) and (S7) ^{131}I radioactivity data, which gives a mean sediment velocity of 18 mm.s $^{-1}$ in the downstream part of the river section. This means that tributaries Meu and Seiche increase water velocities in the river Vilaine section, whereas tributary Semnon does not bring any transport energy to the system. This result agrees well with hydraulic data analysis. Indeed, over the 25 last days of the sampling period 1, the mean water discharge at Guipry can be shared as follow: 74% from the upstream cross-section, 11% from tributary Meu, 12% from tributary Seiche and 3% from tributary Semnon, whereas the maximum water height remains almost unchanged, table 1.

Whereas the only source of ^{131}I originates from the upstream cross-section, ^7Be can also come from tributaries, which explains the ^7Be concentration increasing in samples (S4), (S5) and (S7). This can be modeled considering a null-sediment concentration in tributary water flow, *i.e.* the dissolved phase alone is radioactive. This hypothesis is valid from the suspended sediment concentration gap between (S2) and (S4), table 1. Then, downstream from tributaries, the total sediment radioactivity results from the addition of the sediment radioactivity expected under the hypothesis of no tributary with the time-dependant sediment enrichment due to the sudden dissolved phase radioactivity increase. The enrichment ratio is modeled by eqn. (1). The unknown parameter is the radionuclide concentration in the tributary dissolved phase. Considering the same radionuclide concentration in the different tributary dissolved phases, this parameter becomes proportional to the tributary water discharge. Tributaries Meu and Seiche were artificially added to form a single tributary at 14.95 km downstream from (S1). With the mean sediment velocity of 18 mm.s $^{-1}$ previously obtained from ^{131}I data, ratio of Meu plus Seiche over



Semnon dissolved phase radioactivity is equal to 0.38. This value and the water flow ratio 0.13 are of the same order of magnitude in regard to assumptions made.

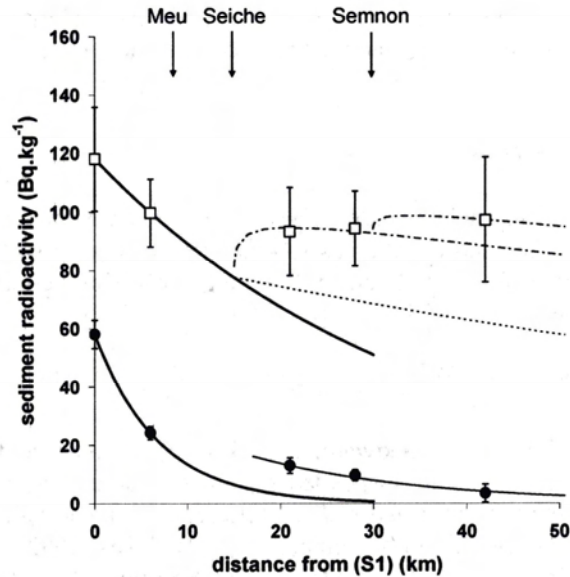


Figure 4: Sediment concentration of samples (S1), (S2), (S4), (S5) and (S7) in \square ^7Be and \bullet ^{131}I ; the full-line smooth curves are least-squares fitted results for the eqn. (2); the dotted-line curve is the expected sediment radioactivity in ^7Be without any tributary; the broken-line curves are fitted results taken into account the three main tributaries (Meu, Seiche and Semnon); the precision on radioactivity values is provided at the 68.3% level of confidence.

As a result, sediments spend 32 days in the first 14.95 km of the river section and 9.6 days in the following 14.9 km. Over this time period, the steady-state hydraulic regime can be assumed, fig. 2. Due to radioactivity input variability, fig. 2, the mean sediment velocity is overestimated towards Guipry with ^7Be data, and in the first third of the section with ^{131}I data.

5 Conclusions

The results presented in this paper confirm the potential for using ^{131}I and ^7Be as tracers in river sediment transfer investigations at the flow event time scale. The use of in-situ ^7Be (half-life of 53.3 days) and artificial radionuclide ^{131}I (half-life of 8.05 days) was investigated in favourable conditions: (i) a permanent hydraulic regime; (ii) a homogeneous material in suspension. Whereas high time-punctual concentrations were expected downstream Rennes urban area, a sampling campaign showed that Rennes drainage system regulates ^7Be inputs in river section. Sewage treatment plant outlet was confirmed to provide a well-



identified source of ^{131}I into the system, which is helpful to discuss ^7Be data. A simple one-dimensional model based on the ^{131}I and ^7Be sediment concentration analysis was proposed to estimate mean sediment velocity, and thus mean sediment residence time in a river section. Its main particularity is to take into account tributary ^7Be inputs and adsorption kinetics of dissolved ^7Be by sediments.

Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge CNRS-INSU department for their support, and the IAV Institute and the Rennes sewage treatment plant staff for their real help. The authors wish also to thank V. Riézoü for his helpful contribution to this experimental work.

References

- [1] Walling, D.E. and Woodward, J.C., Use of radiometric fingerprints to derive information on suspended sediment sources. *Proc. On the Oslo symposium on erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins*, I.A.H.S. Publication, 210, pp. 153-164, 1992.
- [2] Baik, M.H., Cho, W.J. and Hahn, P.S., Sorption of U(VI) onto granite surfaces: a kinetic approach. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, **260(3)**, pp. 495-502, 2004.
- [3] Blake, W.H., Walling, D.E. and He, Q., Using cosmogenic beryllium-7 as a tracer in sediment budget investigations. *Geografiska Annaler*, **84A(2)**, pp. 89-101, 2002.
- [4] Olsen, C.R., Larsen, I.L., Lowry, P.D., Cutshall, N.H. and Nichols, M.M., Geochemistry and deposition of ^7Be in river estuarine and coastal waters. *Journal of Geophysical Research*, **91**, pp. 896-908, 1986.
- [5] Bonté, P., Mouchel, J.M., Thomas, A.J., Le Cloarec, M.F., Dumoulin, J.P., Sogon, S. and Tessier, L., Buffering of suspended sediment transport in lowland river during low water stages: quantification in river Seine using environmental radionuclides. *Acta Geologica Hispanica*, **35(3-4)**, pp. 339-355, 2000.
- [6] Bonniwell, E.C., Matisoff, G. and Whiting, P.J., Determining the times and distances of particle transit in a mountain stream using fallout radionuclides. *Geomorphology*, **27**, pp. 75-92, 1999.
- [7] Wallbrink, P.J. and Murray, A.S., Fallout of ^7Be in south Eastern Australia. *Journal of Environmental Radioactivity*, **25**, pp. 213-228, 1994.
- [8] He, Q. and Walling, D.E., Interpreting particle size effects in the adsorption of ^{137}Cs and unsupported ^{210}Pb by mineral soils and sediments. *Journal of Environmental Radioactivity*, **30(2)**, pp. 117-137, 1996.



III.4.1.2. Résultats complémentaires

Pour compléter cette étude, la variabilité à très court terme des sources en Iode-131 dans les rejets de la station d'épuration a été mesurée. Pour cela, des échantillons de matières en suspension (6.5 g) ont été placés dans des bidons contenant chacun 20 L de rejets prélevés le 06/01/2006 entre 11h45 et 12h15 sur un pas de temps de 5 minutes. Ils ont été récupérés après 100 h de contact avec les eaux de rejet de la station d'épuration, puis lyophilisés et mesurés au spectromètre gamma. Les résultats (Tableau 65) montrent notamment la présence d'Iode-131 dans les rejets de la station d'épuration sur des pas de temps de 5 minutes et à des concentrations constantes.

Tableau 65 : Synthèse des concentrations mesurées sur des échantillons de matières en suspension mis en contact pendant 100 h avec des eaux de rejets de la station d'épuration de la ville de Rennes (pH entre 6.6 et 6.7).

Référence annexe A.3	Béryllium-7	$\pm 2\sigma$	Excès de Plomb-210	$\pm 2\sigma$	Iode-131	$\pm 2\sigma$
(SII-1)	104	22	139	34	107	9
(SII-2)	121	21	133	32	55	7
(SII-3)	133	48	111	58	44	11
(SII-4)	101	32	67	46	48	10
(SII-5)	116	31	100	44	47	12
		σ		σ		σ
moyenne	115	13	110	29	60 48 sans (SII-1)	26 5 sans (SII-1)

D'autre part, la mesure de la concentration en Iode-131 sur des matières prélevées ponctuellement en entrée de station d'épuration est relativement bien corrélée avec les concentrations mesurées dans les matières en suspension de la Vilaine à Apigné (prélèvements intégrés sur 2 ou 3 jours). Cela signifie que l'on dispose d'une source continue en Iode-131, indépendante des conditions hydrologiques et facilement estimables par des prélèvements ponctuels en entrée de station d'épuration. Ce résultat est intéressant dans l'objectif de mener ultérieurement des études systématiques.

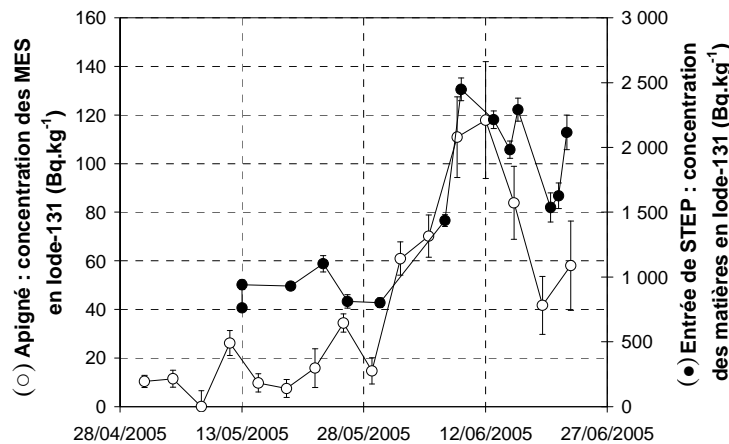


Figure 196 : mise en évidence de la corrélation entre la concentration en Iode-131 mesurée dans les sédiments en suspension de la Vilaine à Apigné et celle mesurée dans les matières humides en entrée de station d'épuration (STEP).

III.4.2. MISE EN EVIDENCE IN SITU DES CINETIQUES DE FIXATION

L'expérience de traçage des sédiments en suspension a été renouvelée en octobre 2005 et en janvier 2006, sur les 10 premiers kilomètres (*Figure 197*), à savoir entre l'aval de l'émissaire de rejets de la station d'épuration et le premier affluent (le Meu). Etudier cette portion longitudinale spécifique de la Vilaine permet d'une part de disposer du traceur de courte demi-vie qu'est l'Iode-131, et d'autre part d'être en présence d'un milieu naturel dont la seule source significative de Béryllium-7 soit la section amont (hors période de pluie). Les flux d'eau correspondent (à nouveau) à un régime d'étiage. La pluviométrie n'est pas nulle sur les 2 périodes de piégeage (*Figure 198*), complexifiant ainsi l'interprétation des concentrations en Béryllium-7.

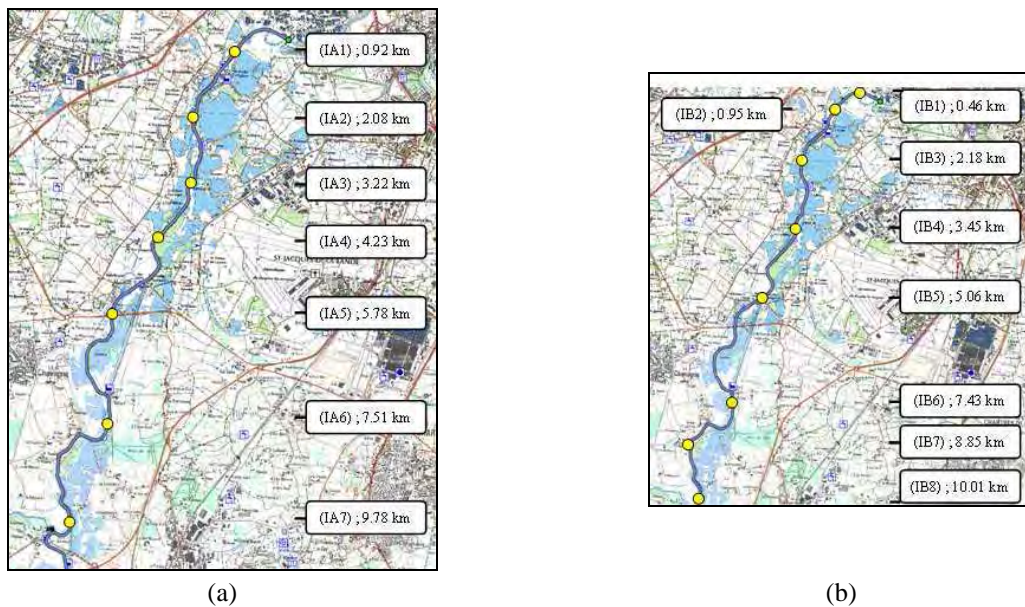


Figure 197 : positionnement des pièges référencés (a) de (IA1) à (IA7) lors de la période de piégeage du 21 au 24/10/2005, et (b) de (IB1) à (IB8) lors de la période de piégeage du 09 au 12/01/2006.

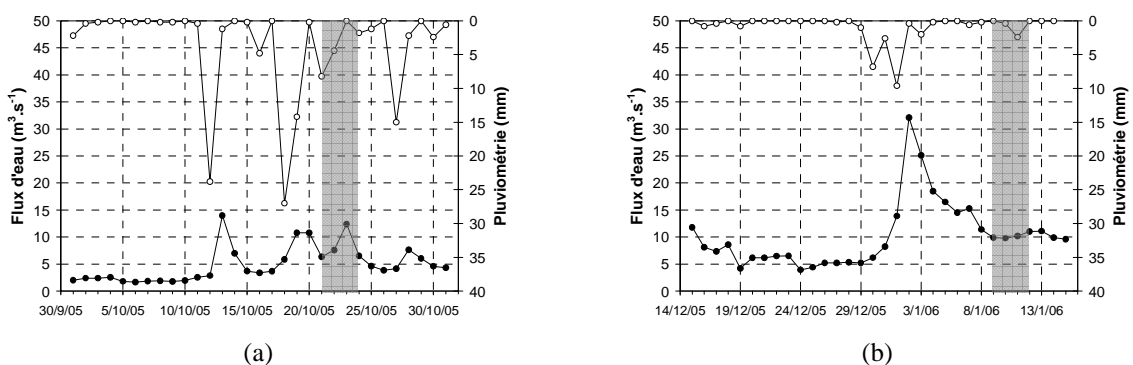


Figure 198 : Conditions hydrologiques avant et pendant les périodes de piégeages (zones grisées) ; (a) du 21 au 24/10/2005, et (b) du 09 au 12/01/2006 ; les pluviométries ont été mesurées par Météofrance à Rennes Saint-Jacques (station 35281001) et les flux d'eau par la DIREN Bretagne au Boël (station J7500610).

III.4.2.1. Période de piégeage des sédiments du 21 au 24/10/2005

L'évolution croissante (suivant une loi logarithmique) des concentrations des sédiments en Iode-131 (associée à une évolution décroissante dans le cas du Béryllium-7) laisse supposer la mise en évidence in situ de la cinétique de fixation de l'Iode-131, *Figure 199* (a). Les normalisations par l'excès de Plomb-210 et le pourcentage de Potassium n'infléchissent pas la tendance, mettant en évidence des conditions physico-chimiques stables pendant la période d'étude, *Figure 199* (b). L'homogénéité géométrique des sédiments est confirmée par l'analyse granulométrique laser : diamètre moyen de $8.3 \pm 0.8 \mu\text{m}$.

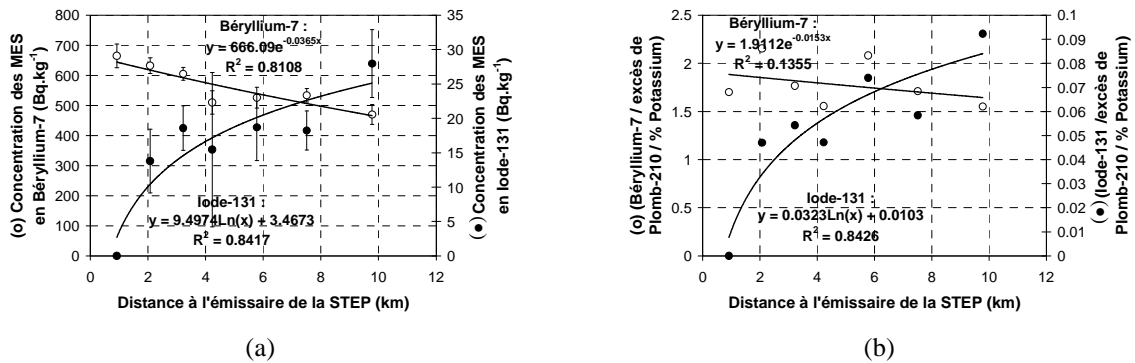


Figure 199 : (a) Concentration des sédiments en Béryllium-7 et Iode-131 en fonction de la distance à l'émissaire de la station d'épuration (STEP) et (b) normalisation de ces concentrations par l'excès de Plomb-210 et le potassium. Les concentrations en radioéléments sont présentées en annexe A.3 sous les références : (IA1) à (IA7).

L'Equation 86 du chapitre III.1 s'ajuste aux 3 mesures de concentrations des sédiments en Béryllium-7 (*Figure 200*) pour une vitesse moyenne de sédiments V_s de 3.5 mm.s^{-1} .

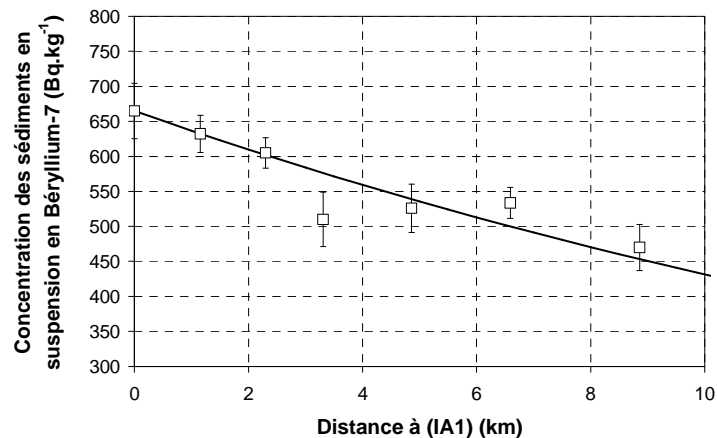


Figure 200 : Ajustement de l'Equation 86 du chapitre III.1 sur les mesures de concentrations des sédiments en Béryllium-7, de (IA1), à (IA7).

III.4.2.2. Période de piégeage des sédiments du 09 au 12/01/2006

Pour vérifier si l'évolution croissante des concentrations des sédiments en Iode-131 précédemment observée n'est pas la conséquence d'une fluctuation du terme source, lors de la période de piégeage des sédiments entre le 09 et le 12/01/2006, les sources en radioéléments ont été contrôlées (Figure 201). Ce suivi montre une source pouvant être considérée comme stable pour l'Iode-131 (en écartant la valeur nulle), alors que le signal en Béryllium-7 est sujet à des variations plus importantes. Cependant, ces variations sont probablement dues à des modifications de conditions physico-chimiques du milieu puisque la normalisation par l'excès de Plomb-210 et le pourcentage de potassium (Figure 201 (b)) lisse le signal. En revanche, cette normalisation met en évidence une diminution constante au cours du temps de la source en Béryllium-7.

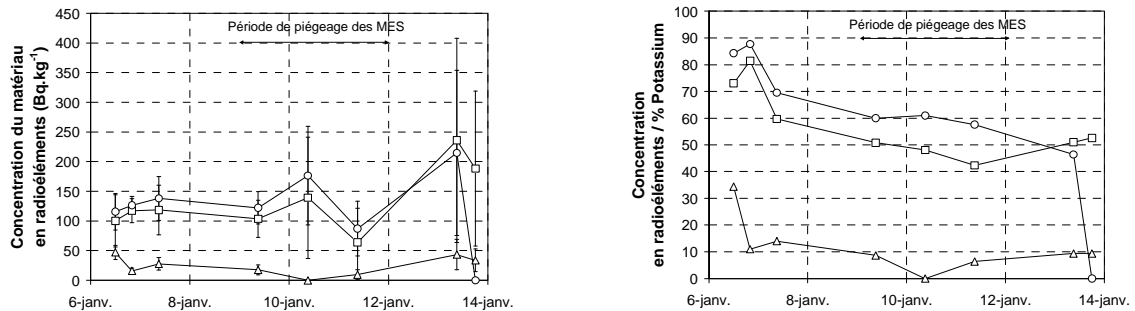


Figure 201 : Concentrations des matières en suspension en (Δ) Iode-131, (\square) excès de Plomb-210 et (o) Béryllium-7, entre le 06 et le 14/01/2006. Les mesures sont référencées en annexe A.3 (chronologiquement) (SI1-5), puis (SI2) à (SI8).

III.4.2.2.1. En repère Eulérien

De ce fait, l'évolution croissante des concentrations des sédiments en Béryllium-7 (Figure 202 (a)) est probablement à relier à la diminution constante de la source, alors que celle en Iode-131 confirme la mise en évidence in situ des cinétiques de fixation de l'Iode-131 sur les sédiments. Les normalisations par l'excès de Plomb-210 et le pourcentage de Potassium confirment ces tendances, Figure 202 (b).

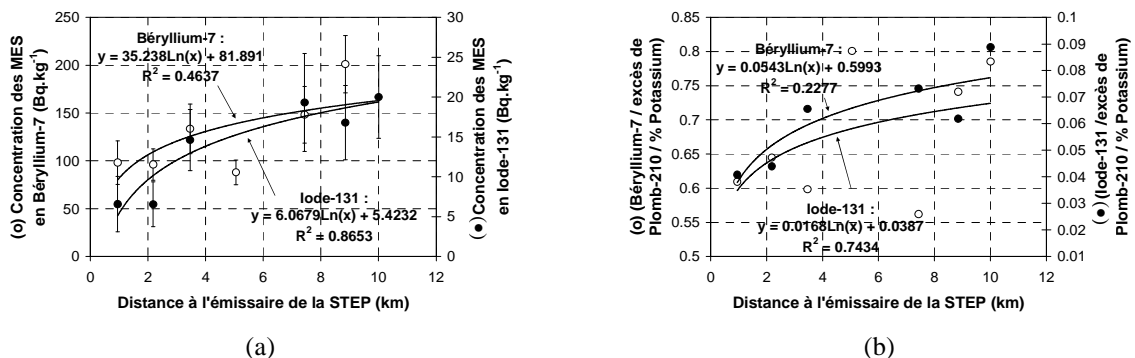


Figure 202 : (a) Concentration des sédiments en Béryllium-7 et Iode-131 en fonction de la distance à l'émissaire de la station d'épuration (STEP) et (b) normalisation de ces concentrations par l'excès de Plomb-210 et le potassium. Les concentrations en radioéléments sont présentées en annexe A.3 sous les références : (IB1) à (IB8).

L'homogénéité géométrique des sédiments est mesurée par analyse granulométrique laser : diamètre moyen de $9.5 \pm 1.0 \mu\text{m}$.

III.4.2.2.2. En repère Lagrangien

En plus des 8 pièges fixes localisés de (IB1) à (IB8) sur la *Figure 197*, un piège a été déplacé tous les jours. Initialement positionné au niveau de (IB1) (du 09 au 10/01/2006), il a été déplacé en (IB5) (du 10 au 11/01/2006) puis en (IB6) (du 11 au 12/01/2006) de manière à suivre un volume fluide (eau + sédiments) en repère Lagrangien. En effet, in situ, les vitesses d'eau sont estimées à 5 cm.s^{-1} (4.3 km.jour^{-1}) entre (IB1) et (IB5), et à 3 cm.s^{-1} (2.6 km.jour^{-1}) entre (IB5) et (IB6) (augmentation de la section mouillée moyenne). Les résultats présentés sur la *Figure 196* mettent toujours en évidence une évolution croissante de la concentration des sédiments en Iode-131 en fonction de la distance à la station d'épuration, et confirment ainsi (à nouveau) la mise en évidence d'une cinétique de fixation. En revanche, les sédiments du volume fluide suivi s'appauvrissent en Béryllium-7. Par conséquent la tendance observée sur la *Figure 202* (dans le cas du Béryllium-7) semble être liée aux conditions hydrologiques du bassin (tarissement de la source en Béryllium-7 ou hétérogénéité spatiale de la pluie sur le miroir de la rivière), plutôt qu'à une cinétique de fixation du Béryllium-7 dissous sur les sédiments.

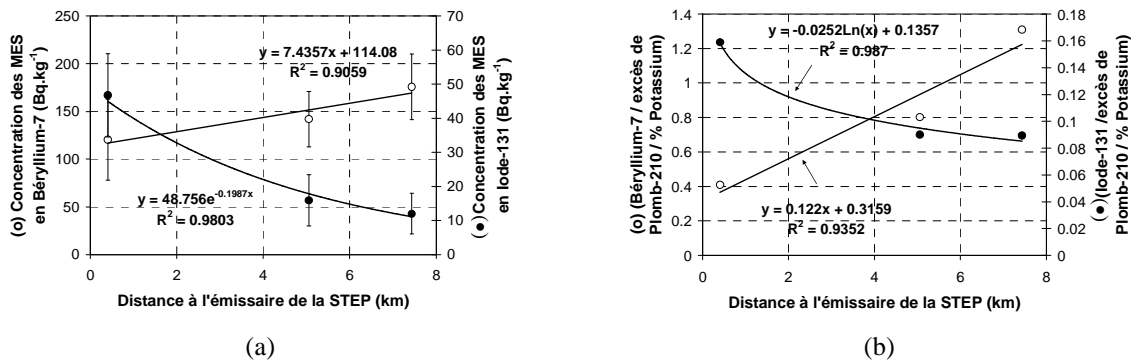


Figure 203 : (a) Concentration des sédiments en Béryllium-7 et Iode-131 en fonction de la distance à l'émissaire de la station d'épuration (STEP) et (b) normalisation de ces concentrations par l'excès de Plomb-210 et le Béryllium-7. Les concentrations en radioéléments sont présentées en annexe A.3 sous les références : (IB9) à (IB11).

L'Equation 86 du chapitre III.1 s'ajuste aux 3 mesures de concentrations des sédiments en Béryllium-7 (Figure 204) pour une vitesse moyenne de sédiments V_s de 2.8 mm.s^{-1} . Une vitesse de 2.8 mm.s^{-1} signifie que le temps de transit moyen des sédiments entre (IB5) et (IB6) (Figure 197 (b)) est de 28.8 jours.

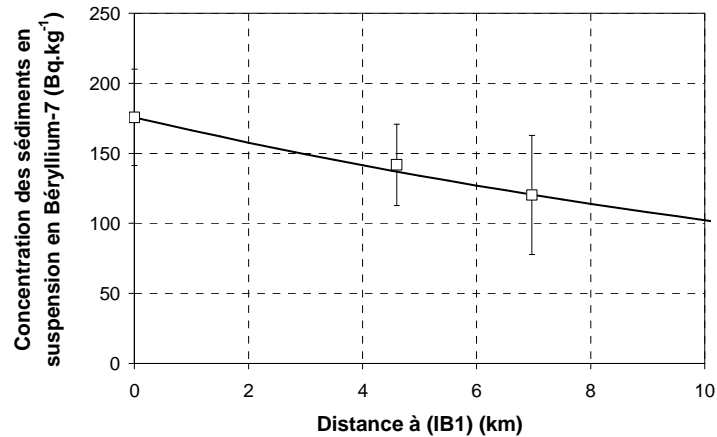


Figure 204 : Ajustement de l'Equation 86 du chapitre III.1 sur les mesures de concentration des sédiments en Béryllium-7 (IB9), (IB10) et (IB11).

III.4.2.2.3. Déséquilibre radioactif entre les sédiments en suspension et de fond

Enfin des sédiments ont été prélevés au fond de la Vilaine au niveau des pièges (IB1) à (IB8), *Figure 197*. Les mesures mettent en évidence un déséquilibre radioactif entre les sédiments de fond et les matières en suspension, à granulométrie et nature apparentes équivalentes (cf. les résultats de la normalisation par l'excès de Plomb-210 et le pourcentage de Potassium).

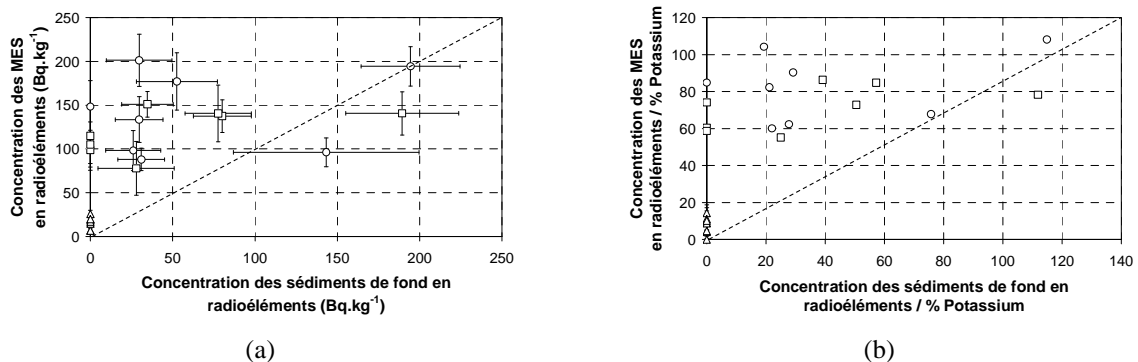


Figure 205 : Concentrations des matières en suspension en (Δ) Iode-131, (\square) excès de Plomb-210 et (\circ) Béryllium-7, en fonction des concentrations des sédiments du fond de la Vilaine (chaque point de la représentation graphique correspond à une même hauteur d'eau). Les sédiments de fond sont référencés en annexe A.3 de (FB1) à (FB8) et se situent respectivement au niveau de (IB1) à (IB8) sur la Figure 197 (b).

Interprété en termes de mécanisme, cela signifie (une nouvelle fois) qu'un découplage est à envisager entre la boîte "sédiments en suspension" et la boîte "sédiments de fond", avec pour chacune de ces boîtes des processus de transport différents.

III.4.3. SYNTHÈSE SUR LA MESURE DU TEMPS DE TRANSIT DES SÉDIMENTS EN SUSPENSION DANS LA VILAINE

La méthode de traçage des sédiments par le suivi de la décroissance radioactive en Béryllium-7 et en Iode-131, appliquée à la Vilaine lors de conditions hydrologiques favorables, a permis l'estimation des vitesses moyennes des sédiments (et de leur temps de transit) sur 2 biefs distincts, *Tableau 66*. Il est intéressant de noter que sur une distance de 15 km en aval de Rennes, les vitesses moyennes de sédiments obtenues à partir du Béryllium-7 et de l'Iode-131 (lors de la même expérience), ou du Béryllium-7 seul (lors de 3 expériences différentes, pour des flux d'eau équivalents), sont du même ordre de grandeur : $4.6 \pm 1.8 \text{ mm.s}^{-1}$. Ces résultats sont encourageants dans le sens où ils valident le protocole expérimental dans un contexte où la variabilité des flux est faible.

L'écart entre les vitesses moyennes des sédiments et les vitesses maximum de l'eau (rapport de 10 à 100) peut sembler important compte tenu du diamètre moyen des particules de $9.5 \pm 1.0 \mu\text{m}$. In situ, on observe localement que les suspensions sont transportées à la même vitesse que l'eau. Mais, dans ce cas, il s'agit de vitesses apparentes. L'intérêt du traçage des sédiments est justement de déterminer la vitesse réelle moyenne des sédiments entre deux sections transversales de rivière, qui intègre (entre autres) les phases de piégeage dans les cellules de convection près des berges, de repos sur le fond de la rivière et de remise en suspension par les turbulences locales. Et, d'après nos résultats, ces phases constituent un aspect important du transport des sédiments en période d'étiage. Nous avons également mesuré un déséquilibre radioactif entre les sédiments en suspension et les sédiments du fond pour une hauteur d'eau donnée. L'absence de fonction de mélange met en évidence deux compartiments sédimentaires isolés. De ce fait, en période d'étiage, les phases de piégeage dans les cellules de convection sont à privilégier par rapport à des phases de dépôt et remise en suspension des particules.

Tableau 66 : Estimation des vitesses et temps de résidence des sédiments en suspension entre Rennes et Guipry par le suivi de leur concentration en Béryllium-7 et/ou Iode-131.

Sédiments en suspension	0 (Rennes) – 10 km		0 (Rennes) – 15 km		15 – 30 (Guipry) km
	Béryllium-7 (10/2005)	Béryllium-7 (01/2006)	Béryllium-7 (06/2005)	Iode-131 (06/2005)	Iode-131 (06/2005)
Vitesse (mm.s^{-1})	3.5	2.8	6.8	5.4	18
Temps de résidence (jours)	33.1	41.3	25.5	32	9.6

Au-delà de la détermination des vitesses moyennes des sédiments, ce chapitre a mis en évidence une variable importante à prendre en compte dans le traçage des sédiments sur des périodes de temps de quelques jours : le temps caractéristique de mise à l'équilibre du système en aval d'une confluence (Béryllium-7) ou de rejets dissous (Iode-131 par l'émissaire de la station d'épuration). On peut voir dans ces temps caractéristiques l'expression des cinétiques de fixation mises en évidence dans le chapitre III.3 (au sens du k_d).

Enfin, ce chapitre a également montré la faisabilité du traçage des sédiments par l'Iode-131 (demi-vie de 8.0 jours) dans un contexte hydrologique idéal. Ainsi, nous disposons, à l'aval de Rennes, d'une source ponctuelle de radioactivité (dans l'espace), continue (dans le temps), facilement contrôlable, et indépendante des aléas climatiques (si ce n'est une dilution du signal par une possible augmentation des débits de rejets de la station d'épuration lors du traitement des premiers flots d'orage, par exemple).

En perspective, l'Iode-131 peut être utilisé pour mieux contraindre les sources en Béryllium-7. Enfin, d'un point de vue méthodologique, nous pensons qu'il est difficile d'utiliser des radioéléments de demi-vie plus courte dans le sens où le piégeage des sédiments, la lyophilisation, et le comptage en spectrométrie gamma nécessitent plusieurs jours. Les résultats proposés dans ce chapitre sont le fruit de la grande réactivité dont nous disposons, avec un site d'études proche du laboratoire (Géosciences Rennes).

Conclusion sur la mesure du temps

En régime d'étiage, le temps de transit des sédiments en aval de Rennes a été déterminé par le suivi de leur décroissance en radioactivité naturelle (loi exponentielle), suivant le linéaire de la Vilaine (la concentration des sédiments en radioéléments est mesurée par spectrométrie gamma haute résolution). Pour cela, les outils de traçage utilisés ont été le Béryllium-7 (origine atmosphérique, demi-vie de 53.3 jours) et l'Iode-131 (origine anthropique, demi-vie de 8.02 jours). Ces deux radioéléments ont une demi-vie de l'ordre de grandeur des temps de transit mesurés : 30 jours en moyenne pour un transport sur les 15 premiers kilomètres en aval de Rennes, puis 10 jours sur les 15 kilomètres suivants (l'augmentation de la vitesse moyenne de transport est attribuée à la présence des affluents). Les vitesses moyennes réelles des sédiments sont alors de 10 à 100 fois inférieures aux vitesses apparentes de l'eau. Cet écart de valeur met en évidence des phases de recirculation importantes des sédiments. L'hypothèse d'une succession de processus de dépôt et remise en suspension en période d'étiage est invalidée par la mesure d'un déséquilibre radioactif (et donc l'absence de fonction de mélange) entre les sédiments en suspension et les sédiments de fond.

La mise en évidence, in situ, du profil exponentiel de décroissance n'est possible que dans un contexte hydro-sédimentaire à l'équilibre, avec une source ponctuelle (et permanente) en radioéléments (par la section amont du bief étudié). En dehors de ces hypothèses, dans le cas de fortes variabilités spatiales et temporelles des flux d'eau, de sédiments et de radioéléments, il est nécessaire de recourir à des modèles conceptuels pour déterminer les temps de transit des particules. Dans ces modèles, un paramètre important est le coefficient de partage des radioéléments entre les phases particulaires et dissoutes. Les résultats bibliographiques montrent que ce paramètre est dépendant des propriétés physico-chimiques des phases solide et liquide du milieu environnemental. Actuellement, chaque étude est focalisée sur l'influence d'un paramètre particulier affectant la valeur du k_d . Ainsi, une vue globale de son comportement est d'autant plus difficile à appréhender qu'il existe un manque de données acquises in situ.

Cependant, à partir de l'argile et jusqu'à des particules de diamètre moyen de 50 μm , une tendance en loi de puissance apparaît lorsque l'on relie la concentration des particules en radioéléments (par unité de masse) à leur surface spécifique. Et ce, à partir d'échantillons issus de contextes différents et pour des radioéléments endogènes aux particules (Béryllium-7 et Césium-137), ou en excès sur les particules (excès de Plomb-210). Pour une surface spécifique donnée, les variations (de deuxième ordre) des concentrations sont à relier à l'état d'équilibre radioactif de l'échantillon, à la minéralogie des particules et aux conditions physico-chimiques environnementales. Cela signifie que les radioéléments peuvent être utilisés pour tracer les particules sur une large gamme de granulométrie, et non uniquement les fines. En rivière, il est important de pouvoir tracer chaque classe particulaire de manière indépendante, étant donné que le transport est associé à un tri granulométrique, et que chaque taille de particule est transportée suivant des cinétiques différentes.

Sur les particules de taille millimétrique, les radioéléments ne sont pas forcément fixés directement sur des sites de minéralogie particulière (au sens chimique), mais peuvent être associés à des argiles, elles-mêmes liées de manière "irréversibles" à ces particules. Par un raisonnement similaire, on peut

également supposer que les radioéléments sont toujours associés aux colloïdes. Etant donné que les colloïdes sont intégrés dans la phase liquide (par définition), étudier le coefficient de partage entre les radioéléments particuliers et dissous, revient à étudier la répartition des colloïdes entre les phases solides et liquides. Mais, dans l'objectif d'utiliser les radioéléments pour tracer les particules, la recherche du vecteur principal de transfert des radioéléments n'est pas de première importance tant que, à l'instant t , les ratios de répartition des radioéléments sur les vecteurs possibles sont constants.

L'enrichissement au cours du temps des particules en Béryllium-7 et Iode-131 a été mesuré en laboratoire à partir de particules (initialement non radioactives) mises en contact avec des volumes d'eau de pluie (riche en Béryllium-7) et de rejet de la station d'épuration (riche en Iode-131). Cet enrichissement a ensuite été mis en évidence, in situ, par l'analyse couplée des concentrations des sédiments en Béryllium-7 (sources multiples) et Iode-131 (source ponctuelle). De ce fait, il semble que le coefficient de partage ne peut être interprété comme constante sur des pas de temps de quelques jours, mais doit être considéré comme une variable fonction du temps, $k_d(t)$. On distingue alors les cinétiques d'adsorption des radioéléments par les particules, des cinétiques de remise à l'équilibre (au sens du k_d) du système à l'aval d'une confluence (la pluviométrie étant hétérogène sur un bassin versant, chaque affluent peut être associé à des flux de d'eau, de sédiments et de Béryllium-7 différents). Cependant, l'exercice mené sur le cas d'étude du traçage des sédiments dans la Vilaine, montre que ces cinétiques peuvent avoir le même temps caractéristique.

Concernant les sources de radioéléments, nous avons montré l'intérêt de disposer d'une source ponctuelle en Iode-131 pour étudier le comportement du Béryllium-7 dans un contexte hydrologique simple. En période d'étiage nous avons également montré que la présence de la station d'épuration (par ses rejets) était à l'origine d'un lissage de la variabilité du signal en radioéléments (notamment Béryllium-7). Malgré ce contexte favorable, la variabilité temporelle de la concentration des sédiments transitant par une section d'écoulement est rarement inférieure à 50 % de la valeur moyenne (dans le cas du Béryllium-7, de l'excès de Plomb-210 ou du Césium-137).

La perspective de ce travail est de déterminer la vitesse moyenne des sédiments pour différents flux d'eau, et notamment lors des crues. Un flux d'eau important signifie une pluviométrie importante sur le bassin versant et donc un apport conséquent en Béryllium-7 dont la pluie est la fonction principale de dépôt. L'outil de traçage est alors présent de manière significative. La difficulté est que les sources en Béryllium-7 sont alors multiples. Si certaines peuvent être négligées (apport par la nappe et les berges), d'autres doivent être contrôlées (apport par la section amont et par dépôt direct sur le miroir de la rivière). Les localisations et fréquences des échantillonnages nécessaires à caler les paramètres sources d'un modèle conceptuel peuvent atteindre un nombre élevé d'échantillons à analyser, nombre devenant rapidement irréaliste avec nos moyens expérimentaux (1 spectromètre gamma, 2 au maximum) : les 12 à 24 heures nécessaires à mesurer la concentration d'un échantillon en radioéléments sont importantes comparées aux courtes demi-vies Béryllium-7 (53.3 jours) et surtout du l'Iode-131 (8.03 jours).

A noter qu'en période de crue, il est également important d'inclure dans les bilans en radioéléments une éventuelle dilution du signal par la remise en suspension de sédiments de fond non radioactifs, et un terme de perte par la sédimentation de particules radioactives. Cela passe par la connaissance de la radioactivité initiale (avant une crue) des sédiments de fond et le suivi (pendant la crue) des taux d'érosion et de sédimentation (la perche de turbidimètres présentée dans la section II de ce mémoire constitue alors un outil intéressant).

Conclusion Générale

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre général du transport des sédiments dans les rivières.

L'analyse du couplage entre les flux d'eau et de sédiments, réalisée à partir de chroniques de données journalières moyennes de bassins versants de superficies et de lithologies différentes, met en évidence des flux d'eau seuils. Ces seuils délimitent des plages de valeurs sur lesquelles le couplage flux d'eau-flux de sédiments suit une loi de puissance particulière. Autrement dit, ils délimitent des processus de transport différents. Nous avons montré que des seuils définis par des flux d'eau faibles pouvaient délimiter des transports de sédiments de natures différentes (c'est-à-dire le passage d'un transport de sédiments organiques à un transport de sédiments terrigènes avec l'augmentation du flux d'eau). Quant aux seuils associés à des flux d'eau importants, ils pourraient mettre en évidence une disponibilité limitée en sédiments. Entre ces deux types de seuils (lorsque le transport n'est pas limité par le stock de sédiments disponibles), il existe une large gamme de flux d'eau sur laquelle la loi de puissance empirique est bien définie, avec la puissance $(b + 1) = 1.93 \pm 0.28$. Cette valeur est à comparer à celle de 1.64 ± 0.47 , obtenue à partir de l'ensemble des données. L'analyse que nous proposons permet d'une part de diminuer de 50 % la variabilité sur la puissance, et d'autre part de proposer une valeur moyenne d'environ 2.

Pour les flux les plus importants, alors que la distribution de la probabilité d'occurrence des flux d'eau suit une loi de puissance, nous avons également montré que cette loi permet de décrire la distribution de la probabilité d'occurrence des flux de sédiments. Cependant, la variabilité de la puissance associée aux distributions des flux d'eau (de - 4.60 à 1.47) est supérieure d'un facteur 6 à celle de la puissance associée aux distributions des flux de sédiments (de - 0.84 à 0.037). Cela signifie que le flux d'eau permet d'expliquer seulement une partie et non la totalité des processus de transport des sédiments. La limite de la variable flux d'eau comme variable explicative du transport des sédiments s'observe également à l'échelle de temps du passage d'une onde de crue, où la relation du couplage flux d'eau-flux de sédiments peut présenter une hystérésis.

Concernant les processus de transport des matières en suspension dans la Vilaine (hors périodes de crues), les résultats obtenus dans le cadre de ces travaux laissent supposer un transport de sédiments associé à une longueur supérieure au linéaire de la Vilaine, sur l'ensemble de son bassin. En effet, les observations in situ, faites sous l'eau par un plongeur ou depuis les berges lors de la mise à courre des biefs, montrent une absence de sédiments fins sur le fond de la Vilaine. L'affleurement du substratum est également observé en de nombreux endroits. De plus, la comparaison entre les contraintes de cisaillement de fond en période d'étiage et les seuils de mobilisation de suspensions non consolidées (déterminés en laboratoire par analyse rhéologique), montre que l'énergie de cisaillement développée au fond de la Vilaine est suffisante en période d'étiage pour mobiliser des sédiments non consolidés. Enfin, nous avons mis en évidence une discontinuité granulométrique et un déséquilibre radioactif entre les sédiments en suspension et les sédiments de fond, liés à l'absence de fonction de mélange entre ces deux compartiments sédimentaires.

Nous avons montré qu'il n'y a pas de sédimentation globale dans la Vilaine en période d'étiage. Cependant, des zones de piégeage des sédiments en suspension sont présentes, localement, en amont des portes d'écluses. Dans ces zones, les sédiments se déposent sur le fond et se consolident en quelques semaines en l'absence de perturbation hydraulique. La mesure in situ des seuils de mise en mouvement de ces sédiments consolidés met en évidence des contraintes de cisaillement 20 à 2.10^5 fois supérieures à celles développées par la Vilaine en période d'étiage (que nous avons estimées par la mesure des profils de vitesse). Dans une rivière où les sédiments fins consolidés sont représentatifs de la nature du fond, ces seuils de cisaillement peuvent être à l'origine des hystérésis précédemment évoquées. Une des perspectives de ce travail est l'étude des temps caractéristiques des processus de consolidation des sédiments, qui sont à corrélés à la fréquence d'occurrence des crues.

Lorsque les sédiments fins nappent le fond d'une rivière, leur mobilisation en période de crue peut générer des concentrations de fond élevées (plusieurs centaines de grammes par litre). Les propriétés d'écoulement en sont affectées. Suivant l'approche rhéologique, le mélange "eau + sédiments fins" peut être considéré comme un fluide homogène, défini par un seuil de cisaillement et une viscosité apparente (fonctions de la concentration en sédiments). Dans ce cadre, nous avons proposé un modèle de prédiction du flux moyen de sédiments en réponse à l'établissement d'un profil de vitesse. Le principe du modèle repose sur l'introduction des propriétés rhéologiques du fluide dans les équations générales d'écoulement. Les résultats montrent l'importance de prendre en compte une viscosité apparente dépendante de la profondeur.

Ces travaux de thèse ont également participé au développement d'une méthode d'intégration en rivière des modes de transport des sédiments. Cette méthode repose sur le suivi de la décroissance radioactive des particules et permet d'estimer leur vitesse moyenne de transport entre deux sections de rivière. Nous avons ciblé le travail expérimental sur deux radioéléments de courtes demi-vies : le Béryllium-7 (53.3 jours) et l'Iode-131 (8.03 jours), de manière à pouvoir étudier les processus de transport au pas de temps de l'onde de crue (objectif à long terme). Le travail réalisé a permis d'avancer dans la compréhension, d'une part, du coefficient de partage des radioéléments entre les phases particulaires et dissoutes, et d'autre part, des cinétiques de fixation des radioéléments sur les particules. La vitesse moyenne de transport des sédiments : $4.6 \pm 1.8 \text{ mm.s}^{-1}$, a été estimée dans la Vilaine lors de contextes hydrologiques particuliers (pas ou peu de pluie, flux quasi-permanents). Cependant, le suivi des sources met en évidence de fortes variabilités temporelles du signal radioactif, laissant présager la difficulté d'appliquer cette méthode en période de crue.

En perspective, le suivi au cours d'une onde de crue du profil logarithmique des vitesses (près de l'interface eau-sédiments), couplé d'une part au suivi des processus d'érosion et de sédimentation, et d'autre part à la mesure de la composante fluctuante verticale de la vitesse, devrait permettre de valider ou non l'approche de la mobilisation des sédiments basée sur l'analyse de la contrainte de cisaillement de fond. Puis, pendant la phase de transport, la détermination des flux par couplage des mesures de profils de vitesse et de concentration sur la hauteur totale de l'écoulement, initiée dans le cadre de ces travaux de thèse, doit être systématisée sur toute une gamme de flux d'eau. En période d'étiage, nous avons montré que 35 % du flux total pouvait être localisé dans les 15 % de hauteur d'eau proche du substratum. Par conséquent, la définition d'un protocole d'échantillonnage adapté au régime d'écoulement est de première importance dans le calcul des bilans de matière et l'analyse du couplage entre les flux d'eau et de sédiments.

Annexes

Acte de conférence - 41^{ème} colloque du Groupe Français de Rhéologie, Cherbourg (18-20/10/2006)

Etude du comportement rhéologique multi-échelles de mélanges liquide–solide issus du milieu naturel marin

P. Laguionie*, Y. Mélinge**, C. Lanos**, A. Crave***

* LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement / Unité Mixte CEA-CNRS) (UMR 1572) - Domaine du CNRS - Avenue de la Terrasse - 91 198 Gif sur Yvette Cedex

**LGCGM – Equipe Matériaux et thermique de l'habitat – EA 3913
INSA Rennes – 20 Av des Buttes de Coësmes – CS14315 – 35043 Rennes Cedex

***Géosciences Rennes – Equipe Transfert - UMR 6118 CNRS/Université de Rennes I - Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cedex, FRANCE

Résumé : Dans cet article, nous présentons l'étude des propriétés rhéologiques de vases naturelles prélevées en milieu marin. Les courbes d'écoulement identifiées sont caractérisées par un comportement de type Bingham. L'influence de la concentration volumique solide sur le seuil et la viscosité plastique sont évaluées. Nous procédons également à une décomposition du matériau en différentes étendues granulaires en conservant systématiquement les fractions les plus fines. La viscosité plastique est peu influencée par la variation des classes granulaires présentes mais fortement conditionnée par la concentration volumique solide. L'interprétation est réalisée à partir du modèle de Kriger-Dougherty. Le seuil est, quant à lui, également fonction de la concentration volumique solide mais est aussi fortement influencé par une modification de la distribution granulométrique initiale du matériau.

Mots-clé : suspensions naturelles, boues, modèle de Krieger Dougherty, modèle de Coussot, interactions granulaires.

1. Introduction

Ce travail a pour principal objectif d'identifier le comportement rhéologique de suspensions issues du milieu naturel de type fluvial ou marin. Dans ces travaux, nous nous attachons à étudier les propriétés de suspensions issues du milieu marin.

La frange Granulométrique étudiée est comprise entre 0 et 800 μm avec une distribution imposée par le contexte naturel de sédimentation sur le fond. La phase solide est principalement composée de minéraux et de matière organique détritique.

Nos travaux s'appuient sur la méthode de caractérisation multi-échelles proposée par Toutou [1] dans le cadre de l'étude des propriétés rhéologiques de géo-suspensions polydisperses à base cimentaire. L'originalité des présents travaux réside dans le fait que l'on est amené à décrire les interactions de familles de grains au sein d'une suspension naturelle pour laquelle la composition peut être identifiée a posteriori.

Quelques spécificités du matériau sont tout d'abord présentées, ainsi que les moyens expérimentaux et protocoles de mesures adoptés.

On s'attache à identifier successivement le comportement rhéologique de familles de suspensions dont on réduit l'étendue granulaire de la fraction solide en éliminant progressivement les fractions de grains les plus gros. Ce principe de décomposition permet d'évaluer le rôle des interactions granulaires sur la modification du

comportement rhéologique de la suspension polydisperse. Ainsi, on distingue successivement le rôle de différentes étendues granulaires et de la concentration volumique solide sur la viscosité plastique et le seuil de cisaillement.

2. Matériaux utilisés

Les matériaux utilisés dans le cadre de ces travaux sont issus du milieu marin et prélevés dans la baie de Quiberon. La teneur en eau moyenne des échantillons prélevés est de 58,3 %. Pour les besoins de l'étude, les éléments grossiers comme les granulats, coquillages, ... sont rejetés pour ne conserver que la fraction fine. L'analyse granulométrique en fréquences non cumulées représentée sur la figure 1 montre une distribution bimodale avec un mode majeur à 100 μm et un second mode moins marqué à 5 μm . Le diamètre maximum est borné à 800 μm .

L'estimation de la masse volumique réelle présente une valeur de 2438 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. La fraction organique est de 6,8 %. Outre l'omniprésence de limons et sables fins, l'analyse au microscope électronique à balayage révèle la présence de feuillets argileux, de diatomées, de fragments de diatomées et confirme le caractère détritique.

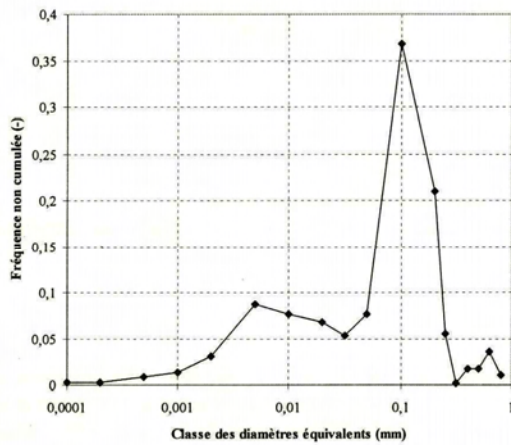


Figure 1 : Courbe granulométrique du matériau étudié.

3. Moyens expérimentaux et protocoles de mesure

La caractérisation des suspensions est réalisée au moyen d'un rhéomètre Malvern gémini 150 équipé d'une cellule plan-plan de 40 mm de diamètre. Les essais sont réalisés à vitesse de cisaillement imposée au moyen d'une rampe de structuration ($150 \text{ s}^{-1} > \dot{\gamma} > 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) suivie d'une rampe de déstructuration ($10^{-3} \text{ s}^{-1} < \dot{\gamma} < 150 \text{ s}^{-1}$). La durée de chacune des rampes est de 300 s. Un pré-cisaillement de 150 s^{-1} est imposé à la suspension pendant 60 s avant de débiter la caractérisation. La température de la cellule est contrôlée et asservie à 20°C . L'entrefer de cisaillement est de 2,5 mm. Les suspensions sont testées au jeune âge de manière à minimiser le risque d'une activité de la matière organique qui pourrait participer à la structuration des mélanges liquide-solide. Les suspensions sont recomposées par le mélange du matériau conditionné en poudre et d'eau placée à la température de consigne du rhéomètre pour étudier l'influence de la concentration volumique solide comprise entre 0,3 et 0,5. Les phénomènes de sédimentation et de remise en suspension entraînent sur les fonds marins de possibles ségrégations. Dans le but d'analyser la contribution des tranches granulaires sur le comportement rhéologique des suspensions, le matériau est décomposé en différents domaines granulométriques obtenus par tamisage en s'attachant à conserver systématiquement les fractions fines. Dans ce travail, nous étudions successivement les suspensions formées à partir des fractions granulaires comprises entre 0 et $800 \mu\text{m}$; 0 et $630 \mu\text{m}$; 0 et $400 \mu\text{m}$; 0 et $250 \mu\text{m}$; 0 et $160 \mu\text{m}$; 0 et $125 \mu\text{m}$; 0 et $80 \mu\text{m}$. Cette décomposition inclut le pic majeur mis en évidence sur la figure 1.

4. Résultats

4.1 Traitement des données et influence de $\dot{\gamma}$

Les modélisations sont réalisées sur les courbes de structuration. Pour une suspension quelconque du programme expérimental, nous présentons sur la figure 2 trois rhéogrammes types obtenus lors de la caractérisation.

On distingue différentes zones dans l'évolution de la contrainte en fonction du taux de cisaillement :

- aux bas gradients de vitesses, on considère que le film fluide n'est pas complètement cisailé et cette partie du rhéogramme est rejetée de l'analyse,

- aux forts gradients de vitesses de cisaillement, la dispersion des valeurs de la contrainte indique que l'écoulement est instable et peut conduire à des éjections hors de la cellule,

- Pour les vitesses de cisaillement intermédiaires, on distingue une évolution dont la modélisation au moyen du modèle de Bingham caractérise honnêtement le comportement de la suspension. Quelle que soit la suspension étudiée, l'acceptation de ce type de modèle est vérifiée au moyen du coefficient de régression qui reste supérieur à 86 %.

Les résultats présentés sur la figure 2 montrent bien que l'augmentation de la concentration volumique solide induit une augmentation globale de la contrainte de cisaillement qui induit par conséquent une modification de la contrainte limite de cisaillement et de la viscosité plastique.

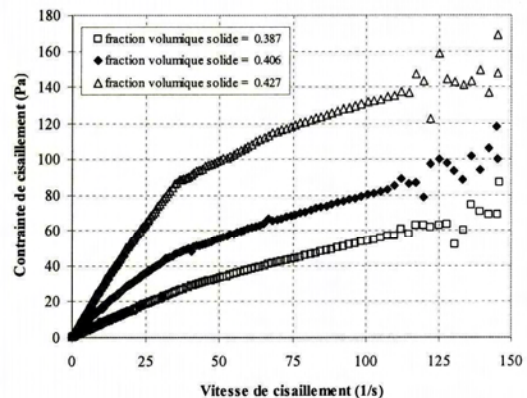


Figure 2 : Illustration de l'évolution de la contrainte de cisaillement en fonction du taux de cisaillement. Influence de la concentration volumique solide. Fractions granulométriques infra $160 \mu\text{m}$. Courbes de structuration.

4.2 Viscosité plastique

L'influence de la concentration volumique solide sur la viscosité plastique, pour les différentes fractions granulaires étudiées est présentée sur la figure 3. Hormis quelques données aberrantes, ces résultats montrent que la viscosité est peu influencée par le retrait des classes granulaires qui composent ce matériau d'origine

naturelle. Cette constatation laisse penser que ce paramètre est gouverné par la fraction fine (0-80 μ m) du matériau qui est dans ce cas commune à toutes les suspensions décomposées. En revanche, l'augmentation de la concentration volumique solide affecte de manière caractéristique la viscosité. Un lien fonctionnel avec ϕ , dans la gamme 0,35 à 0,47, est mis en évidence. En deçà de 0,35, on attribue la modification de tendance à un effet de ségrégation.

Toutefois, l'erreur associée à chaque valeur moyenne de la viscosité plastique, reportée sur la figure 3, laisse supposer qu'un modèle de structuration de type unités structurales proposée par Toutou [1] dans le cas des pâtes cimentaires serait suffisant pour distinguer un léger effet de taille d'unités afin de compléter l'interprétation.

La modélisation du paramètre viscosité plastique est donc réalisée au moyen du modèle de Krieger-Dougherty [2].

$$\mu = \mu_0 \left(1 - \frac{\phi}{\phi_M}\right)^{-\eta \cdot \phi_M} \quad (1)$$

avec μ_0 , la viscosité du fluide suspensé, ϕ_M , la concentration volumique solide de packing et η , la viscosité intrinsèque.

Des travaux antérieurs [3] réalisés avec des matériaux similaires mais issus du milieu fluvial montre la validité de l'approche. Le modèle est ajusté sur les données par un algorithme de régression par les moindres carrés. La valeur du coefficient de régression permet de tester la pertinence de l'hypothèse. Celle-ci est de 95,3 %. La viscosité du fluide suspensé est de 0,103 Pa.s ; la concentration volumique solide de packing calculée est de 50,01 % et le facteur de forme est de 1,56. La persistance du séjour des éléments les plus fins au sein de l'eau peut expliquer l'écart de la valeur de la viscosité calculée par rapport à celle de l'eau. Toutefois, cette hypothèse reste à confirmer.

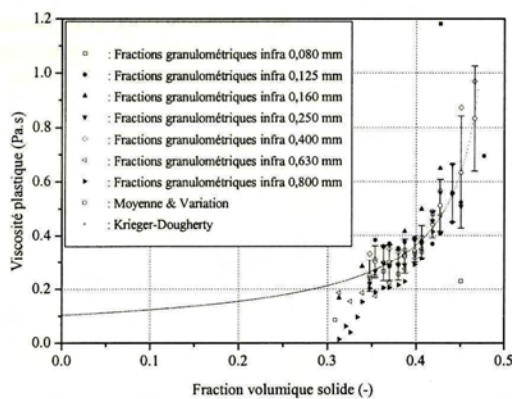


Figure 3 : Evolution de la viscosité plastique en fonction de la concentration volumique solide pour les différentes fractions granulaires étudiées.

4.3 Seuil limite de cisaillement

L'évolution de la contrainte limite de cisaillement, τ_0 , est analysée comme une fonction de la concentration volumique solide. La figure 4 synthétise les résultats obtenus. Quelle que soit la fraction granulaire considérée, ces résultats montrent que l'augmentation de la concentration volumique solide entraîne une augmentation marquée de la valeur de la contrainte limite de cisaillement. Le lien est fonctionnel. Par ailleurs, ces résultats montrent que les fractions les plus fines présentent un seuil plus élevé à concentration volumique solide fixée.

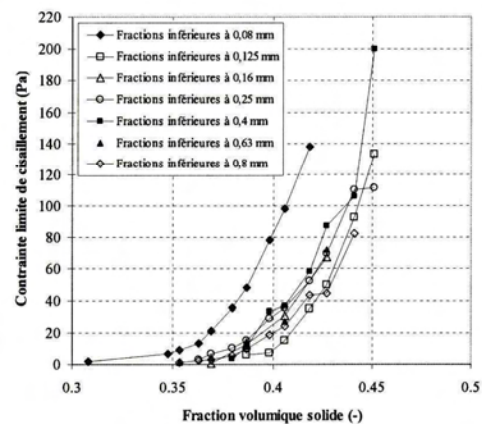


Figure 4 : Evolution de la contrainte limite de cisaillement en fonction de la concentration volumique solide pour les différentes fractions granulaires étudiées.

Comme dans le cas de mélanges à base cimentaire, nous avons testé la possibilité de modéliser ces évolutions au moyen d'un formalisme mathématique proposé par Coussot [4] sans chercher, ici, à traduire physiquement la pertinence de ce choix. A ce stade de l'avancement des travaux, nous souhaitons montrer plus spécifiquement l'influence de la taille des grains et leur représentativité.

$$\tau_0 = \tau_0^* \left(1 - \frac{\phi}{\phi_M}\right)^n \quad (2)$$

avec τ_0^* , le seuil du fluide suspensé, ϕ_M , la concentration volumique solide de packing et n , un coefficient positif.

Pour chaque cas analysé, le coefficient de régression R^2 est supérieur à 95 %. Par souci de cohérence avec l'analyse de la viscosité plastique, la modélisation est, en outre, réalisée pour ϕ supérieure à 0,35. Pour chaque fraction granulaire, le diamètre de grain moyen est calculé compte tenu de la courbe granulométrique. En analysant les résultats dans un repère seuil - diamètre de grain moyen, on obtient les résultats présentés sur la figure 5. Dans un milieu que l'on peut qualifier comme étant saturé et pour les différentes valeurs de la concentration volumique solide inférieure à 0,42, les résultats montrent

que la contrainte limite de cisaillement est maximale en présence d'une étendue granulaire composée des éléments les plus fins. La prise en compte des classes granulaires suivantes provoque (à ϕ fixée), tout d'abord, une diminution du seuil qui atteint un minimum en présence des étendues infra 0,125 mm ($D_{moy} = 63 \mu\text{m}$) ou 0,160 mm ($D_{moy} = 126 \mu\text{m}$). Ces classes granulaires correspondent à la taille dominante des particules de la suspension initiale (figure 1). Au-delà, le seuil augmente à nouveau jusqu'à la fraction granulaire excluant la classe de 0,25 mm. La présence des éléments solides les plus gros engendre une décroissance régulière du seuil (en particulier pour les faibles valeurs de la fractions volumiques solides).

Pour ϕ supérieure à 0,42, on distingue encore le passage par un minimum de seuil autour de 80 μm mais au-delà le seuil semble présenter un palier relativement stable.

La tendance décrite montre nettement un effet de taille de grains et de la représentativité de ces tailles sur le seuil. Ce résultat est assez similaire à l'effet d'une modification de la granularité d'un sol sur l'évaluation de son seuil de plasticité [5]. Un parallèle entre l'évolution du seuil d'une suspension et le comportement d'un sol plastique écrouissable semble s'imposer. Nos résultats montrent que les particules fines perturbent l'évolution du seuil en fonction de la compacité. Il est probable qu'un effet de forme de grain complique l'interprétation. Il convient de confirmer cette analyse en traitant, notamment le cas des étendues granulaires situées en deçà de celles présentées ici. Ce travail est en cours de réalisation.

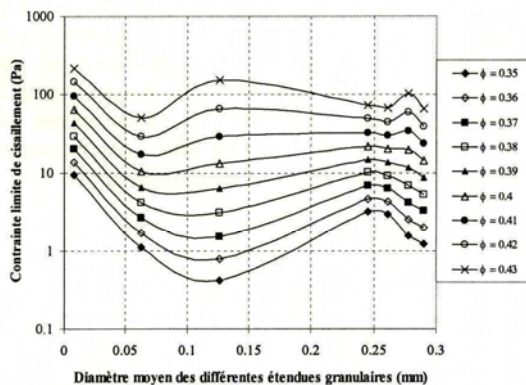


Figure 5 : Evolution de la contrainte limite de cisaillement en fonction du diamètre de grain moyen, pour différentes valeurs de la concentration volumique solide.

5. Conclusion

Dans cet article, nous avons montré que le comportement rhéologique de vases issues du milieu marin peut être appréhendé par une approche multi-échelles. On montre que la viscosité plastique est peu affectée par les différentes tailles de grains qui caractérisent le matériau et l'influence de la concentration volumique solide est décrite en moyenne par le modèle de Krieger-Dougherty. En revanche lorsque les interactions granulaires sont suffisantes pour qu'un seuil de cisaillement existe, nos résultats montrent que ce seuil est influencé par la concentration volumique solide, qu'un modèle de type Coussot permet de décrire, mais également par les tailles de grains et la probabilité de présence de ces tailles dans la suspension.

5. Référence

- [1] Toutou. Z, Lanos. C, Monnet. P, Pantet. A, "Rhéométrie des géosuspensions : de la pâte de ciment au micro-béton". Revue Rhéologie éditée par le Groupe Français de Rhéologie, vol. 4, 18-31 (2003).
- [2] Krieger. IM, Dougherty. TJ, A mechanism for non newtonian flow in suspensions of rigid spheres. Trans. Soc. Rheol. 137-52 (1959).
- [3] Quentin. X, Etude de la probabilité de transport solide dans un bief de la vilaine. Projet de fin d'études INSA Rennes - Dpt GCU (2005).
- [4] Coussot. P, Ancey. C, Rhéophysique des pâtes et des suspensions. EDP Sciences. (1999).
- [5] Evesque P., Lanos C. : " La mécanique du sable mouillé". ouvrage: Des grands écoulements naturels à la dynamique du tas de sable, ed. CEMAGREF, B. Ildefonse, C. Allain, P. Coussot, pp. 231-252, (1997).

Acte de conférence - 41^{ème} colloque du Groupe Français de Rhéologie, Cherbourg (18-20/10/2006)

Etude des propriétés d'érosion de massifs vaseux en milieu fluvial

Y. Mélinge*, P. Laguionie**, A. Crave***, C. Lanos*, A. Penasso****

*LGCGM – Equipe Matériaux et thermique de l'habitat – EA 3913

INSA Rennes – 20 Av des Buttes de Coësmes – CS14315 – 35043 Rennes Cedex

** LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement / Unité Mixte CEA-CNRS) (UMR 1572) - Domaine du CNRS - Avenue de la Terrasse - 91 198 Gif sur Yvette Cedex

***Géosciences Rennes – Equipe Transfert - UMR 6118 CNRS/Université de Rennes I - Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cedex, FRANCE

****IAV – Bd de Bretagne – BP 11 – 56130 La Roche Bernard

Résumé : Dans cet article, nous nous intéressons à la mobilisation d'un massif vaseux soumis à l'érosion par un fluide en écoulement. Cette configuration peut se produire dans différents contextes naturels. Le cas du bief compris entre Guipry et Malon de la Vilaine présente ce type d'altération. L'identification de la distribution de contrainte limite de cisaillement au sein d'un massif obtenu par sédimentation et consolidation de particules apportées par un écoulement est suivie au cours du temps et comparée à la contrainte de cisaillement pariétale associée à un écoulement fluide turbulent bidimensionnel qui se produit au dessus de l'interface. L'adéquation des résultats conforte la méthode d'investigation.

Mots-clé : Structuration/consolidation, vase, contrainte de cisaillement, couche limite turbulente

1. Introduction

Dans un contexte naturel fluvial, selon l'échelle de temps et d'espace considérée, on est confronté au problème de transport de matière solide. Généralement, on distingue du transport par charriage, par saltation et par suspension. Dans le cadre de nos travaux, le mode par suspensions est seulement considéré de par le caractère vaseux des matériaux constituant le fond de l'ouvrage étudié. Il convient de déterminer le type d'événement (orage, périodes de crues, ...) capable de mobiliser la matière solide. Dès lors que le massif formant le fond en amont est déstructuré au « passage » de l'événement, le massif constituant le fond de l'ouvrage est reformé par un processus de sédimentation. L'activité biologique, l'environnement météorologique contribuent à la structuration du massif en déposition qui offre « au cours du temps » une résistance accrue si la période d'apparition d'un nouvel événement l'autorise.

Pour traduire le potentiel de mise en mouvement, nous avons retenu un scénario couplant rhéologie et mécanique des fluides :

- Reproduction d'un processus de dépôt (sédimentation) du mélange liquide-solide,
- Processus de structuration/consolidation du massif déposé. La configuration retenue impose une phase d'agitation permettant d'homogénéiser le mélange liquide-solide, suivi d'une période de repos,
- Au terme d'une période de « vieillissement » du mélange, nos travaux conduisent à la mise en évidence de la structuration rhéologique. Celle-ci

est obtenue par la détermination de la distribution de la contrainte seuil de cisaillement en fonction de la profondeur dans le massif. Le tri granulométrique s'opérant au cours du processus de sédimentation impose à la suspension un comportement rhéologique particulier.

- Ces travaux sont conclus par la simulation d'un processus d'érosion au moyen d'un banc de transport fonctionnant à débit imposé. La génération d'un écoulement de couche limite bidimensionnelle turbulente au dessus du massif consolidé permet de déterminer la contrainte de cisaillement pariétale. Les valeurs obtenues sont en accord et en continuité avec les valeurs mesurées selon l'approche rhéologique.

2. Propriétés des matériaux

Pour toutes les manipulations effectuées en laboratoire, le matériau est celui prélevé sur site réel entre Guipry et Malon de la vilaine (35). L'analyse qualitative permet de déceler au sein de la vase des éléments hétérogènes de taille centimétrique tels que des petits branchages, des coquillages, des morceaux de feuilles, des graines et des graviers. Ces éléments sont systématiquement retirés et l'on caractérise le matériau homogène vaseux dont l'étendue granulométrique est comprise entre 10^{-4} et 0,315 mm. Par ailleurs, La courbe granulométrique en fréquence laisse apparaître deux pics distincts correspondant à des tailles de particules de 5 μm et 30 μm . Cette identification montre une faible présence d'argile (< 10%) et une répartition équitable entre les limons et les sables fins. En complément, nous avons effectué une identification de la teneur en matière

organique dont la valeur moyenne est de 6,44%, ce qui constitue une valeur courante pour ce genre de matériau. Une analyse par microscopie électronique à balayage permet de distinguer de façon plus précise les principaux constituants de cette fraction granulométrique. On note la présence de quelques éléments biogènes (dont la présence est confirmée par micro analyse) au sein d'une quantité importante d'éléments de petites tailles. Parmi ceux-ci, on distingue la présence de diatomées centriques et tubulaires ainsi que des fragments de diatomées, des feuillettes argileux et différents cristaux. Enfin, la masse volumique réelle de cette fraction granulométrique présente une valeur moyenne de 2490 kg.m^{-3} . Additionné d'eau, le comportement rhéologique du mélange est de type visco-plastique et est bien représenté par la loi de Bingham.

3. Moyens expérimentaux

L'identification des propriétés rhéologiques est réalisée au moyen d'un rhéomètre Brookfield RS 220 configuré en vane test. Celui-ci est piloté en vitesse imposée à raison de $0,05 \text{ tr.min}^{-1}$. Ce choix permet d'identifier la contrainte limite de cisaillement du matériau à caractériser. Pour le séchage des matériaux et l'identification de la fraction volumique solide, nous utilisons une étuve ventilée calibrée à 40°C . La simulation d'érosion est réalisée dans un canal prismatique de section transversale rectangulaire de 20 cm de largeur et de 5 m de longueur totale. Dans ce canal, on distingue à l'entrée une zone de tranquillisation séparée du canal par une série de filtre en nid d'abeilles. Une longueur d'établissement de 1,8 m est matérialisée derrière le filtre et les parois du canal sont lisses. Ensuite, on distingue la zone d'érosion d'une longueur totale de 1,3 m. Enfin, une zone lisse termine le canal avec à son extrémité un déversoir à surverse de hauteur réglable. Ce banc de transport est équipé d'un débitmètre électromagnétique E&H promag W pour le contrôle d'alimentation à l'amont. Un vélocimètre à technologie ultra sonore PCM Pro Nivus est implanté dans la zone d'érosion. Celui-ci fonctionne par résolution de fonctions d'intercorrélations sur un total de seize fenêtres. Seule la distribution de la composante longitudinale est identifiable ici. Par ailleurs ce système est équipé d'un capteur de détection de la surface libre pour l'identification de la hauteur d'eau. A l'aval de la zone d'érosion, est disposée une sonde multi-paramètres In Situ Inc. Troll 9000 pour l'identification de la turbidité à 24,4 mm de l'interface eau-sédiments structurés et la température du fluide. La mise en mouvement du fluide est réalisée par un groupe de pompage (pompe centrifuge guinard TGM M1531 associée à une boîte de vitesse à quatre rapports et un moteur CC AEG AJ160 de 18,5kW de puissance). L'eau traitée est pompée dans une cuve de 200 m^3 .

4. Protocoles expérimentaux

4.1 Structuration et propriétés de cisaillement des mélanges liquide-solide

Au cours de travaux précédents [1], nous avons montré qu'un processus de sédimentation dans une colonne fluide au repos peut constituer un scénario adéquat pour simuler en laboratoire la structuration d'un massif naturel. Pour la réalisation des essais rhéologiques, le matériau conditionné en poudre est additionné d'eau en colonne de sédimentation telle que la hauteur totale maximum soit du même ordre de grandeur que la colonne réalisée durant la simulation d'érosion. Par ailleurs, la colonne sédimentée/consolidée présente, in fine, une hauteur de 40 mm. L'ensemble liquide-solide est agité énergiquement pendant 5 minutes de manière à disposer d'un mélange homogène, de dissiper les gaz, ... l'agitation est verticale. Puis l'ensemble est mis au repos et le processus sédimentaire est suivi. Le protocole retenu impose au massif en construction un tri granulométrique identifiable a posteriori. En quelques secondes les diamètres les plus importants constituent le socle du massif, tandis qu'au terme de 4 heures les principaux éléments les plus fins sont déposés et le processus d'équilibrage des pressions interstitielles dans la zone déposée est déjà bien avancée puisqu'on distingue nettement au cours du temps la présence d'une asymptote pour l'identification de la position de l'interface fluide/mélange liquide-solide. Par ailleurs, on note que « le massif » est organisé sous forme de strates. Au cours du temps, ce mélange peut évoluer de par le caractère organique des matériaux solides et l'ambiance de conservation du mélange. Des travaux antérieurs [2] montrent que le suivi de la distribution de contrainte limite de cisaillement au sein du massif au cours du temps est un bon indicateur de la structuration des mélanges.

4.2 Simulation d'érosion des mélanges liquide-solide

Le protocole de préparation du massif à éroder est identique à celui décrit précédemment. La zone d'érosion est isolée du reste du canal afin de prévoir la structuration du massif pendant la même durée de temps. Pour ne pas perturber les propriétés de l'écoulement, le vélocimètre est complètement immergé dans le massif à hauteur imposée. Les essais d'érosion sont réalisés à débit imposé. Chaque valeur de débit imposé est maintenue durant de 20 min. Pour chaque valeur, un profil moyen de distribution de vitesse verticale est mis en évidence en prenant soins de faire converger les moments statistiques d'ordre 1 et 2. Un profil moyen se distingue par une zone à fort gradient et une zone à faible gradient. La technologie de mesure de vitesse retenue permet d'accéder seulement à la zone externe de la couche limite créée par la génération de l'écoulement [3-4]. Celle-ci est peu voire pas affectée par la présence de la rugosité de surface [4]. Pour ces travaux, nous admettons que la

couche limite créée est bidimensionnelle et que les gradients locaux de la composante transversale de vitesse sont petits devant ceux de la composante longitudinale. Le gradient longitudinal de pression est par hypothèse négligeable. Dans ces conditions, nous retenons la loi de Clauser [5] pour l'identification de la distribution de vitesse dans cette partie de la couche (1).

$$\frac{u_e - \bar{u}}{u_\tau} = -\frac{1}{k} \ln\left(\frac{y}{\delta}\right) + 2,5 \quad (1)$$

u_e représente la condition de vitesse à l'extérieur de la couche limite ; u_τ représente la vitesse de frottement pariétale et est donnée par (2).

$$\tau = \rho u_\tau^2 \quad (2)$$

τ représente la contrainte de frottement pariétale. δ représente l'épaisseur totale de la couche limite.

Par ailleurs, la durée imposée à chaque valeur de débit permet d'être assuré d'une réelle mobilisation solide et de la stabilisation de la fraction volumique solide lorsqu'il y a transport au sein de l'écoulement.

5. Résultats

5.1 Caractérisation rhéologique du massif

La caractérisation rhéologique du massif débute après une semaine de repos du mélange. A différentes reprises et pour différentes valeurs d'enfoncement de l'outil du rhéomètre, l'identification du couple qui conduit à la rupture par cisaillement en condition statique permet après traitement d'évaluer la distribution de contrainte de cisaillement limite. A raison d'un essai hebdomadaire sur un massif sein, la structuration au cours du temps peut être identifiée. Ce suivi est illustré en moyenne en distinguant trois strates principales notée couche de surface (altitudes comprises entre 0 et 10 mm), couche inf. 1 (altitudes comprises entre 10 et 20 mm) et couche inf. 2 (altitudes comprises entre 20 et 30 mm), figure 1.

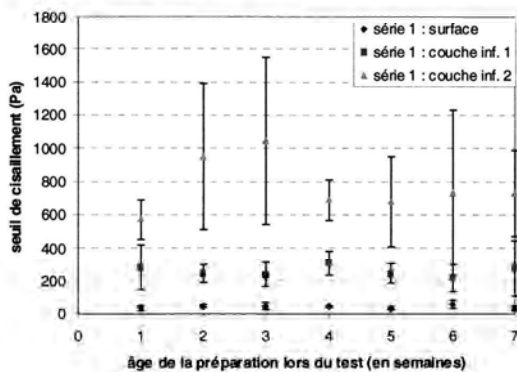


Figure 1 : Evolution de la contrainte limite de cisaillement au sein de massif vaseux consolidé.

On note qu'en moyenne au cours du temps, le seuil de cisaillement évolue de façon significative depuis la date de fabrication (âge 0) notamment pour la couche inf. 2. A cette altitude, le seuil se stabilise après trois semaines. En complément, nous présentons sur la figure 2 la distribution granulométrique moyenne obtenue pour les différentes strates.

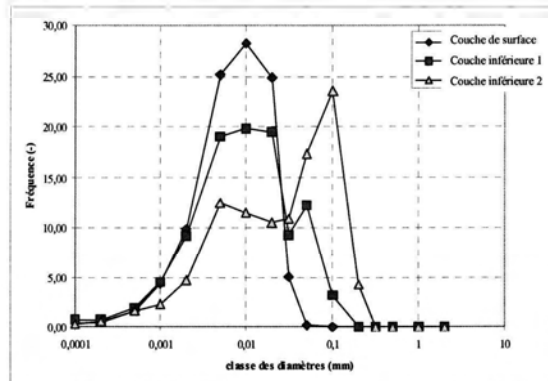


Figure 2 : Variation de distribution des grains avec l'enfoncement dans le massif.

La couche de surface est caractérisée par une distribution uni modale avec un mode centré à 10 μm . L'enfoncement dans le massif maintient la présence de ce mode qui est progressivement écrêté ; tandis que pour la couche inf. 2 un second mode émerge autour de 100 μm . Les résultats présentés sur la figure 1 suggère que la structuration du massif conditionne le type d'événement capable de le mobiliser. Pour clore ce travail, nous imposons pour la suite une durée de « vieillissement » des mélanges de 15 jours afin de déterminer l'événement laboratoire (contrainte de frottement en couche limite turbulente) qui conduit à la mobilisation du sol (remise en suspension).

5.2 Propriétés de l'écoulement généré au dessus du massif

L'histoire de la simulation d'érosion est synthétisée sur la figure 3 qui montre l'évolution des nombres de Froude et de Reynolds obtenus au cours de l'essai, avec :

$$F_r = \frac{V_{moy}}{\sqrt{gh}}; R_e = \frac{\rho V_{moy} \cdot h}{\mu} \quad (3)$$

V_{moy} représente la vitesse moyenne débitante.

La valeur du nombre de Froude indique que l'écoulement est largement prédominé par l'énergie potentielle comme c'est le cas dans les ouvrages naturels fluviaux. La valeur du nombre de Reynolds indique que certains intervalles de débit présentent un régime de transition ($0,5 \text{ l/s} < Q < 2 \text{ l/s}$), mais la majorité présente surtout un régime turbulent. Lors de l'apparition de la mobilisation solide, le nombre de Reynolds est compris entre 9878 et 12224. La contrainte de cisaillement est comprise entre 0,078 Pa et 0,134 Pa.

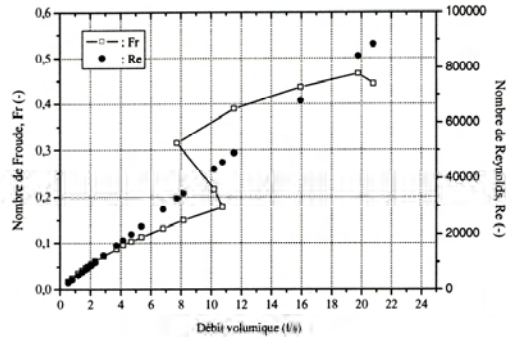


Figure 3 : Evolution du nombre de Froude et du nombre de Reynolds au cours de l'essai de simulation d'érosion.

Finalement, pour la période de vieillissement imposée au mélange (15 jours) la figure 4 synthétise l'évolution de la contrainte de cisaillement mesurée par la méthode scissométrique et l'analyse des propriétés de couche limite.

La concordance des résultats montre que les deux méthodes (caractérisation rhéologique du massif, modèle d'écoulement fluide) sont complémentaires dans le cas présenté et l'analyse rhéologique doit permettre d'estimer la contrainte limite de mobilisation et par conséquent la vitesse de frottement u_{*c} .

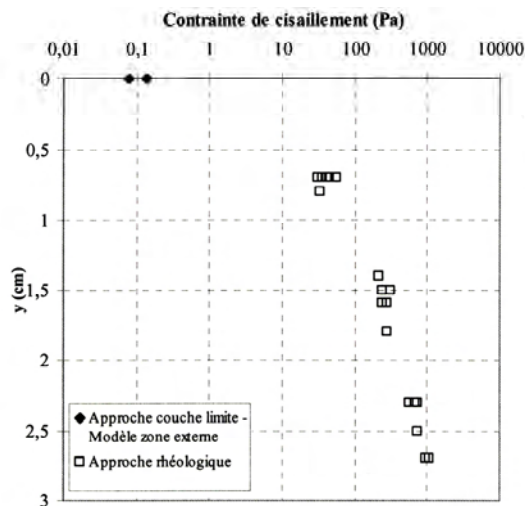


Figure 5 : comparaison des contraintes de cisaillement au moyen des deux approches. L'altitude 0 correspond à la position de l'interface à éroder.

6. Conclusion

Dans cet article, nous avons montré qu'en présence de matériaux vaseux constituant le radier d'ouvrages naturels, la mobilisation de l'interface peut être étudiée par une approche couplant rhéologie et mécanique des fluides. Il convient à présent de compléter les résultats présentés en distinguant notamment l'aspect mécanique de la consolidation par rapport à l'activité biogène. Les travaux actuels que nous menons devraient, en outre, nous permettre de mieux estimer la distribution de la contrainte de cisaillement. Finalement, pour ce type de matériau, traiter le problème avec l'hypothèse de cisaillement simple dans le massif en présence d'un régime laminaire et un régime turbulent caractérisant l'écoulement du fluide avec développement de couche limite s'avère acceptable.

7. Références

- [1] Mélinge, Y., Laguionie, P., Crave, A., Lanos, C. Mobilisation solide en milieu naturel fluvial Transposition des données laboratoire au contexte naturel. Congrès Français de Génie Civil, AUGC Montpellier (2006).
- [2] Quentin, X. Etude de la probabilité de transport solide dans un bief de la vilaine. Projet de fin d'études INSA Rennes - Dpt GCU (2005).
- [3] Foucaut, J.M. *Etude théorique et expérimentale des phénomènes d'envol et de saltation de particules dans une couche limite turbulente*. Thèse de doctorat, Université de Lille, Lille, France (1994).
- [4] Chassaing, P. *Turbulence en mécanique des fluides*. (Cépaduès éditions 2000).
- [5] Clauser, F.H. *Advances in applied mechanics*. (New York Academic press, vol 4).

A.3

Récapitulatif des comptages en spectrométrie gamma haute résolution

Référence	Masse ou Volume (g) ou (L)	Date de référence	Date de comptage	Temps de comptage	Spectre	Iode-131 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Béryllium-7 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(A08030)	5.08	01/04/2005	26/04/2005	73 305	a08030gg	0.000	17.099	91.947	24.210
(A08074)	5.04	01/04/2005	27/04/2005	90 036	a08074gg	16.681	15.822	110.040	22.461
(A08122)	4.86	01/04/2005	28/04/2005	79 527	a08122gg	0.000	18.794	106.094	26.646
(A08170)	5.24	01/04/2005	29/04/2005	159 281	a08170gg	0.000	14.046	121.856	17.927
(A28033)	5.22	01/04/2005	29/04/2005	159 692	a28033mi	0.000	17.528	129.401	18.978
(A28075)	5.83	01/04/2005	03/05/2005	64 858	a28075mi	0.000	37.240	126.669	28.244
(A28122)	5.64	01/04/2005	09/05/2005	33 195	a28122mi	0.000	87.357	120.434	43.298
(A28170)	5.65	01/04/2005	01/05/2005	74 013	a28170mi	0.000	29.003	142.799	26.744
(A38030)	5.52	01/04/2005	10/05/2005	33 023	a38030mi	0.000	89.469	138.749	46.514
(A38072)	4.58	01/04/2005	21/05/2005	143 655	a38072mi	0.000	140.565	151.782	28.221
(A38119)	4.34	01/04/2005	20/05/2005	81 100	a38119mi	0.000	184.791	147.064	38.947
(A38170)	5.21	01/04/2005	11/05/2005	34 874	a38170mi	0.000	103.690	159.233	46.889
(apign1)	6.21	06/05/2005	15/05/2005	86 158	apign4mi	11.482	3.469	194.917	19.822
(apign10)	4.66	07/06/2005	21/06/2005	84 944	apign13m	70.147	6.688	244.222	27.928
(apign11)	4.45	10/06/2005	28/06/2005	53 334	apign14m	110.886	16.583	203.585	35.584
(apign12)	4.51	14/06/2005	05/07/2005	35 589	apign15m	117.908	24.055	193.214	43.936
(apign13)	3.92	17/06/2005	08/07/2005	100 402	apign16m	83.874	15.021	164.985	28.158
(apign14)	5.15	21/06/2005	10/07/2005	68 232	apign17m	41.671	11.889	111.942	24.262
(apign15)	5.20	24/06/2005	18/07/2005	58 318	apign18m	57.979	18.334	141.842	28.580
(apign2)	5.54	10/05/2005	25/05/2005	76 041	apign5mi	0.000	6.478	151.195	22.692
(apign3)	6.13	13/05/2005	24/05/2005	66 544	apign6mi	26.185	5.111	140.115	21.554
(apign4)	7.95	17/05/2005	28/05/2005	72 940	apign7mi	9.706	3.740	319.654	22.402
(apign5)	6.27	20/05/2005	29/05/2005	74 350	apign8mi	7.445	3.708	227.124	22.763
(apign6)	6.05	24/05/2005	09/06/2005	56 608	apign9mi	15.830	7.932	238.521	29.360
(apign7)	6.05	27/05/2005	10/06/2005	235 696	apign10m	34.386	3.693	219.545	13.441
(apign8)	6.68	31/05/2005	13/06/2005	73 699	apign11m	14.724	5.344	284.820	24.818
(apign9)	5.48	03/06/2005	14/06/2005	63 642	apign12m	60.899	6.883	273.656	29.246
(B08035)	6.85	13/04/2005	27/05/2005	71 613	b08035nn	0.000	100.710	76.770	24.559
(B08076)	6.39	13/04/2005	07/06/2005	47 318	b08076nn	0.000	351.133	93.982	38.421
(B08124)	5.64	13/04/2005	07/06/2005	48 882	b08124nn	0.000	368.224	101.511	38.886
(B08143)	5.41	13/04/2005	06/06/2005	48 581	b08143nn	0.000	336.362	93.781	42.164
(B18030)	5.92	13/04/2005	31/05/2005	72 533	b18030mi	0.000	143.471	90.772	30.361
(B18072)	6.31	13/04/2005	07/06/2005	48 168	b18072mi	0.000	313.294	121.421	37.220
(B18119)	7.22	13/04/2005	04/06/2005	80 489	b18119mi	0.000	156.922	78.589	24.226
(B18169)	5.07	13/04/2005	05/06/2005	60 841	b18169mi	0.000	280.150	88.493	39.090
(B28033)	5.49	13/04/2005	14/06/2005	87 523	b28033nn	0.000	519.339	76.593	34.467
(B28074)	7.90	13/04/2005	17/06/2005	182 489	b28074nn	0.000	329.149	65.012	17.582
(B28122)	5.58	13/04/2005	19/06/2005	90 872	b28122nn	0.000	768.171	101.326	36.527
(B28170)	8.54	13/04/2005	15/06/2005	84 175	b28170nn	0.000	381.653	71.156	25.410
(B38030)	5.24	13/04/2005	07/06/2005	56 877	b38030nn	0.000	351.964	95.347	41.670
(B38074)	4.48	13/04/2005	08/06/2005	76 306	b38074nn	0.000	410.652	80.392	40.433
(B38122)	4.96	13/04/2005	13/06/2005	110 178	b38122nn	0.000	466.875	92.035	35.751
(B38170)	5.08	13/04/2005	10/06/2005	241 404	b38170nn	0.000	237.230	96.762	21.676
(baud1)	4.38	06/05/2005	27/05/2005	96 206	baud4-mi	0.000	11.809	285.130	29.819
(baud10)	3.55	07/06/2005	07/07/2005	56 166	baud13mi	0.000	42.823	312.351	50.260
(baud11)	4.29	10/06/2005	11/07/2005	83 939	baud14mi	0.000	30.017	245.443	34.954
(baud12)	4.56	14/06/2005	17/07/2005	72 479	baud15mi	0.000	37.719	226.185	36.483
(baud13)	4.62	17/06/2005	22/07/2005	54 825	baud16mi	0.000	51.501	252.964	42.783

Référence	Masse ou Volume (g) ou (L)	Date de référence	Date de comptage	Temps de comptage	Spectre	Iode-131 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Béryllium-7 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(baud14)	3.83	21/06/2005	22/07/2005	171 135	baud17mi	24.998	24.955	173.357	24.938
(baud15)	3.14	24/06/2005	24/07/2005	70 225	baud18mi	0.000	42.208	195.169	43.702
(baud2)	4.53	10/05/2005	01/06/2005	47 194	baud5-mi	0.000	17.174	229.824	40.477
(baud3)	4.79	13/05/2005	02/06/2005	53 966	baud6-mi	0.000	13.406	157.920	31.584
(baud4)	5.43	17/05/2005	07/06/2005	49 193	baud7-mi	0.000	13.606	801.005	54.387
(baud5)	4.63	20/05/2005	08/06/2005	55 757	baud8-mi	0.000	12.463	336.341	39.577
(baud6)	4.97	24/05/2005	19/06/2005	91 533	baud9-mi	0.000	15.469	332.138	31.775
(baud7)	4.60	27/05/2005	25/06/2005	151 722	baud10mi	0.000	16.071	311.548	26.096
(baud8)	5.23	31/05/2005	27/06/2005	83 110	baud11mi	0.000	19.975	435.577	35.295
(baud9)	4.00	03/06/2005	29/06/2005	41 504	baud12mi	0.000	30.080	332.454	55.916
(BV1)	43.10	13/11/1999	23/11/1999	138 468	phg-01va			119.157	9.270
(BV10)	57.00	13/11/1999	11/12/1999	151 143	phl-10va			0.000	4.846
(BV2)	77.40	13/11/1999	25/11/1999	103 478	phl-02va			11.818	3.749
(BV3)	76.60	13/11/1999	30/11/1999	84 863	phl-03va			8.830	3.829
(BV4)	93.50	13/11/1999	01/12/1999	86 143	phl-04va			0.000	3.546
(BV5)	91.50	13/11/1999	03/12/1999	110 203	phl-05va			0.000	3.142
(BV7)	58.80	13/11/1999	09/12/1999	99 247	phl-07va			0.000	5.962
(BV8)	60.00	13/11/1999	10/12/1999	90 956	phl-08va			0.000	6.530
(BV9)	76.80	13/11/1999	02/12/1999	90 504	phl-09va			0.000	4.094
(C08035)	5.44	27/04/2005	25/05/2005	83 210	c08035nn	0.000	30.483	140.074	27.370
(C08077)	5.38	27/04/2005	26/05/2005	36 000	c08077nn	0.000	48.811	145.814	42.636
(C08124)	5.40	27/04/2005	28/05/2005	72 440	c08124nn	0.000	42.090	114.828	29.989
(C08143)	5.68	27/04/2005	29/05/2005	74 139	c08143nn	0.000	45.757	144.860	29.446
(C18034)	6.33	27/04/2005	30/05/2005	87 840	c18034nn	0.000	40.087	100.568	23.788
(C18077)	6.51	27/04/2005	01/06/2005	47 291	c18077nn	0.000	66.603	116.666	33.287
(C28033)	7.71	27/04/2005	31/05/2005	72 609	c28033nn	0.000	39.519	124.284	22.707
(C28079)	6.10	27/04/2005	01/06/2005	49 522	c28079nn	0.000	67.080	142.234	34.429
(C38031)	6.21	27/04/2005	03/06/2005	106 736	c38031nn	0.000	51.982	126.844	23.572
(C38072)	4.88	27/04/2005	02/06/2005	37 963	c38072nn	0.000	109.101	194.593	50.342
(C38120)	6.36	27/04/2005	05/06/2005	61 546	c38120nn	0.000	81.360	141.868	32.278
(C38169)	5.67	27/04/2005	04/06/2005	80 731	c38169nn	0.000	71.498	138.806	30.354
(cin1si)	0.91	14/01/2006	18/01/2006	47 329	cin1siha	9.565	7.611	0.000	25.618
(cin1va)	0.57	14/01/2006	19/01/2006	50 744	cin1vaha	0.000	12.382	0.000	38.649
(cin2si)	1.14	14/01/2006	22/01/2006	76 451	cin2siha	13.603	7.020	0.000	16.194
(cin2va)	0.50	14/01/2006	23/01/2006	43 317	cin2vaha	0.000	20.790	0.000	51.065
(cin3si)	1.03	14/01/2006	19/01/2006	36 695	cin3siha	13.938	8.778	0.000	27.283
(cin3va)	0.63	14/01/2006	20/01/2006	85 598	cin3vaha	20.423	10.076	31.054	29.342
(cin4si)	1.27	15/01/2006	25/01/2006	60 807	cin4siha	10.153	8.035	0.000	16.817
(cin4va)	0.57	15/01/2006	26/01/2006	33 288	cin4vaha	47.335	27.314	0.000	52.543
(cin5si)	0.95	16/01/2006	28/01/2006	145 061	cin5siha	17.760	8.310	0.000	15.961
(cin5va)	0.74	16/01/2006	27/01/2006	79 996	cin5vaha	36.217	14.235	0.000	27.391
(cin6si)	1.18	19/01/2006	26/01/2006	43 731	cin6siha	13.720	7.660	0.000	21.291
(cin6va)	0.60	19/01/2006	26/01/2006	45 772	cin6vaha	36.615	16.675	0.000	43.402
(E1)	8.90	15/10/2000	21/10/2000	250 916	kd1-lomi			303.495	12.212
(E10)	9.10	15/10/2000	23/11/2000	137 579	eqlo01mi			896.275	32.900
(E11)	8.80	15/10/2000	28/11/2000	86 875	eqbs01mi			279.071	26.516
(E12)	9.50	15/10/2000	21/11/2000	175 261	eqsa01mi			340.951	18.305
(E13)	8.00	15/10/2000	25/11/2000	257 258	eqsb01mi			62.096	11.491
(E14)	26.70	15/10/2000	18/11/2000	229 597	eqpl01mi			321.669	8.537
(E16)	32.90	15/10/2000	16/11/2000	141 213	eqpl08mi			126.903	6.382
(E17)	26.70	15/10/2000	18/11/2000	229 597	eqpl01mi			321.669	8.537
(E18)	32.50	15/10/2000	15/11/2000	52 230	eqpl06mi			361.860	16.759
(E2)	7.80	15/10/2000	04/11/2000	260 946	kd2-lomi			95.419	7.687
(E3)	8.80	15/10/2000	08/11/2000	91 999	kd3-lomi			470.751	27.840
(E4)	8.20	15/10/2000	02/11/2000	84 566	kd4-lomi			463.122	28.232
(E5)	8.50	15/10/2000	03/11/2000	83 636	kd5-lomi			271.393	22.003
(E6)	8.40	15/10/2000	24/10/2000	80 358	kd6-lomi			752.036	33.228

Référence	Masse ou Volume (g) ou (L)	Date de référence	Date de comptage	Temps de comptage	Spectre	Iode-131 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Béryllium-7 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(E7)	8.70	15/10/2000	26/10/2000	74 947	kd7-lomi			899.570	36.985
(E8)	8.30	15/10/2000	01/11/2000	92 241	kd8-lomi			731.744	32.292
(E9)	8.20	15/10/2000	07/11/2000	92 543	kd9-lomi			992.786	39.255
(FB1)	4.75	09/01/2006	16/01/2006	51 917	iofdb2mi	0.000	3.983	194.489	30.070
(FB2)	10.67	09/01/2006	09/02/2006	92 583	iofdb3va	0.000	14.801	26.014	16.804
(FB3)	4.92	09/01/2006	12/02/2006	66 790	iofdb4va	0.000	52.651	143.303	56.392
(FB4)	6.48	09/01/2006	30/01/2006	96 127	iofdb5mi	0.000	6.852	29.629	14.429
(FB5)	10.14	09/01/2006	12/02/2006	66 581	iofdb6nn	0.000	18.997	30.958	14.216
(FB6)	12.20	09/01/2006	13/02/2006	88 504	iofdb7nn	0.000	14.637	0.000	9.060
(FB7)	5.66	09/01/2006	08/02/2006	78 805	iofdb8mi	0.000	19.499	29.667	19.889
(FB8)	5.91	09/01/2006	10/02/2006	157 657	iofdb9va	0.000	20.780	52.561	24.572
(IA1)	4.90	24/10/2005	09/11/2005	84 473	iod-a7	0.000	8.061	665.003	39.499
(IA2)	5.02	24/10/2005	07/11/2005	169 742	iod-a6	13.790	4.640	632.262	26.431
(IA3)	4.68	24/10/2005	04/11/2005	258 488	iod-a5	18.580	3.241	605.054	21.578
(IA4)	4.46	24/10/2005	14/11/2005	84 987	iod4-mip	15.460	11.219	510.113	38.839
(IA5)	4.83	24/10/2005	03/11/2005	86 719	iod-a3	18.698	4.817	525.906	34.397
(IA6)	4.67	24/10/2005	04/11/2005	259 521	iod-a2gg	18.224	2.849	533.652	22.253
(IA7)	4.94	24/10/2005	02/11/2005	83 443	iod-a1	27.955	4.921	469.979	32.792
(IB1)	5.58	12/01/2006	22/01/2006	78 558	iodeb2mi	25.705	4.398	194.329	22.538
(IB10)	3.58	11/01/2006	24/01/2006	85 551	iob102mi	15.930	7.476	141.948	29.023
(IB11)	5.56	12/01/2006	25/01/2006	40 742	iob103mi	12.008	5.967	175.792	34.439
(IB2)	7.20	12/01/2006	19/01/2006	35 357	iodeb3mi	6.572	3.485	98.183	22.904
(IB3)	6.31	12/01/2006	20/01/2006	85 384	iodeb4mi	6.562	2.806	96.227	16.404
(IB4)	5.36	12/01/2006	18/01/2006	48 213	iodeb5mi	14.620	3.833	133.519	26.089
(IB5)	7.96	12/01/2006	21/01/2006	95 060	iodeb6mi	0.000	2.275	87.975	12.879
(IB6)	5.89	12/01/2006	23/01/2006	37 676	iodeb7mi	19.323	6.145	148.351	29.616
(IB7)	4.97	12/01/2006	19/01/2006	51 507	iodeb8mi	16.792	4.660	201.214	29.943
(IB8)	5.19	12/01/2006	18/01/2006	37 735	iodeb9mi	20.015	5.183	177.032	32.655
(IB9)	3.45	10/01/2006	23/01/2006	43 100	iob101mi	46.750	12.223	120.390	42.413
(K1)	20.00	19/05/2000	16/06/2000	75 618	lag-p1pl			232.852	15.312
(K10)	20.00	19/05/2000	07/08/2000	117 987	lag-plfe			9.605	9.025
(K11)	40.00	19/05/2000	01/08/2000	102 922	lagc10fe			116.200	8.680
(K2)	20.00	19/05/2000	20/06/2000	83 719	lag_p2P2			54.599	4.060
(K3)	100.60	19/05/2000	14/07/2000	116 582	lag-sabm			43.009	2.988
(K4)	76.30	19/05/2000	12/07/2000	144 313	lag-loem			122.605	5.201
(K5)	72.00	19/05/2000	04/07/2000	85 368	lag-c10m			81.934	5.059
(K6)	20.00	19/05/2000	29/07/2000	221 821	lagloept			0.000	1.855
(K7)	40.00	19/05/2000	27/07/2000	102 298	lagc10pt			1.444	1.347
(K8)	20.00	19/05/2000	02/08/2000	126 136	lag-p1fe			19.910	8.641
(K9)	20.00	19/05/2000	03/08/2000	133 226	lag-p2fe			225.447	15.155
(L1)	89.20	13/11/1999	24/03/2000	112 111	lag01-mi			16.005	8.130
(L10)	0.50	10/03/2000	20/05/2000	257 848	lag-08pt			0.000	67.550
(L11)	1 453.85	24/03/2000	28/04/2000	123 902	lag-11pt			0.000	0.022
(L12)	315.57	24/03/2000	23/06/2000	70 187	lag12tmp			0.319	0.271
(L13)	80.00	24/03/2000	19/04/2000	107 633	lag-09mi			0.000	1.570
(L19)	74.70	24/03/2000	02/05/2000	105 509	lag-19mi			0.000	1.972
(L2)	29.20	13/11/1999	28/03/2000	94 736	lag-02mi			240.627	30.454
(L20)	87.40	24/03/2000	03/05/2000	74 442	lag-20mi			2.182	2.132
(L22)	8.00	24/03/2000	22/06/2000	94 191	lag-22pt			13.759	9.257
(L23)	20.00	24/03/2000	05/05/2000	264 973	lag-23pt			6.246	1.386
(L24)	10.00	24/03/2000	02/05/2000	100 035	lag-24pt			7.570	4.020
(L26)	8.00	24/03/2000	16/05/2000	96 892	lag-26pt			0.000	6.050
(L27)	31.06	24/03/2000	04/05/2000	100 921	lag-27mi			9.531	6.593
(L28)	45.39	24/03/2000	16/05/2000	88 373	lag-28mi			24.849	5.745
(L29)	46.43	24/03/2000	17/05/2000	81 583	lag-29mi			25.738	6.120
(L3)	85.90	13/11/1999	04/04/2000	229 092	lag-03mi			0.000	6.040
(L30)	47.25	24/03/2000	09/06/2000	108 313	lag-30mi			20.195	6.827
(L31)	74.47	24/03/2000	31/05/2000	102 351	lag-31mi			5.235	3.857

Référence	Masse ou Volume (g) ou (L)	Date de référence	Date de comptage	Temps de comptage	Spectre	Iode-131 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Béryllium-7 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(L32)	91.41	24/03/2000	01/06/2000	92 433	lag-32mi			0.000	3.160
(L33)	51.24	24/03/2000	02/06/2000	105 455	lag-33mi			15.459	5.826
(L34)	84.96	24/03/2000	06/06/2000	98 985	lag-34mi			5.200	3.294
(L35)	82.45	24/03/2000	07/06/2000	73 569	lag-35mi			5.786	4.965
(L36)	91.43	24/03/2000	08/06/2000	90 681	lag-36mi			0.000	3.325
(L37)	23 070	24/03/2000	23/05/2000	86 279	lag-37mi			0.030	0.012
(L38)	11 523	24/03/2000	25/05/2000	102 091	lag-38mi			0.068	0.020
(L39)	8 078.10	24/03/2000	24/05/2000	85 489	lag-39mi			0.051	0.034
(L4)	72.40	13/11/1999	29/03/2000	109 495	lag-04mi			34.780	10.435
(L40)	5 880.30	24/03/2000	26/05/2000	88 048	lag-40mi			0.052	0.046
(L41)	89.50	24/03/2000	20/04/2000	70 156	lag-10mi			0.000	1.733
(L5)	11.20	13/11/1999	30/03/2000	174 282	lag-05mi			204.387	38.053
(L6)	102.40	10/03/2000	18/05/2000	137 642	lag-06pt			0.527	0.497
(L7)	67.90	10/03/2000	14/04/2000	82 449	lag06-2m			0.000	2.949
(L8)	457.30	10/03/2000	31/05/2000	85 227	lag-07pt			0.000	0.153
(L9)	68.70	10/03/2000	18/04/2000	76 137	lag07-2m			0.000	3.109
(M1)	18.20	15/10/2000	30/11/2000	81 269	sbbp01mi			0.000	7.667
(M2)	14.00	15/10/2000	20/10/2000	71 147	lobp-01m			0.000	7.742
(M3)	10.00	15/10/2000	17/12/2000	140 190	sabv01mi			0.000	10.260
(M4)	28.00	15/10/2000	26/10/2000	101 674	bsbp-01m			0.000	2.769
(rault1)	7.67	06/05/2005	17/05/2005	65 556	rault4mi	0.000	3.526	625.728	32.389
(rault10)	6.09	07/06/2005	24/06/2005	76 711	rault13m	0.000	5.991	289.206	26.553
(rault11)	6.61	10/06/2005	13/07/2005	47 027	rault14m	0.000	29.797	177.454	32.204
(rault12)	5.75	14/06/2005	12/07/2005	50 324	rault15m	0.000	23.430	137.943	32.116
(rault13)	6.06	17/06/2005	18/07/2005	36 081	rault16m	0.000	33.717	361.106	46.788
(rault14)	5.89	21/06/2005	21/07/2005	61 587	rault17m	0.000	25.126	207.833	31.725
(rault15)	6.68	24/06/2005	25/07/2005	74 161	rault18m	0.000	21.938	189.829	25.443
(rault2)	8.18	10/05/2005	01/06/2005	49 409	rault5mi	0.000	10.105	328.183	30.154
(rault3)	7.77	13/05/2005	03/06/2005	112 527	rault6mi	0.000	6.130	249.763	18.259
(rault4)	6.88	17/05/2005	06/06/2005	48 478	rault7mi	0.000	10.275	622.090	43.062
(rault5)	8.07	20/05/2005	07/06/2005	56 710	rault8mi	0.000	6.390	244.178	24.670
(rault6)	9.42	24/05/2005	17/06/2005	182 456	rault9mi	0.000	4.832	203.273	12.059
(rault7)	9.34	27/05/2005	20/06/2005	101 910	rault10m	0.000	6.301	152.970	15.103
(rault8)	7.71	31/05/2005	23/06/2005	60 144	rault11m	0.000	9.586	561.184	35.522
(rault9)	6.75	03/06/2005	06/07/2005	83 114	rault12m	0.000	22.766	327.314	28.410
(S1)	3.56	25/06/2005	05/07/2005	57 060	apig01mi	58.111	9.685	118.137	35.441
(S2)	4.45	25/06/2005	30/06/2005	71 162	cice01mi	24.184	4.515	99.701	23.043
(S4)	3.22	25/06/2005	01/07/2005	74 006	boue01mi	13.005	5.379	93.319	30.183
(S5)	3.93	25/06/2005	29/06/2005	69 236	moli01mi	9.672	3.885	94.316	25.576
(S7)	3.69	25/06/2005	29/06/2005	29 248	guip01mi	0.000	6.158	97.276	42.679
(SI1-1)	1.17	06/01/2006	13/01/2006	74 506	iod1-1ha	107.172	9.454	103.556	21.662
(SI1-2)	1.47	06/01/2006	12/01/2006	59 205	iod1-2ha	55.486	7.119	120.621	20.504
(SI1-3)	1.44	06/01/2006	16/01/2006	30 641	iod1-3pt	44.175	11.139	133.327	48.143
(SI1-4)	1.38	06/01/2006	13/01/2006	33 476	iod1-4ha	48.198	10.294	101.344	31.941
(SI1-5)	1.41	06/01/2006	16/01/2006	33 042	iod1-5ha	47.066	11.733	115.514	30.911
(SI2)	1.45	06/01/2006	14/01/2006	147 338	iod2-1ha	15.811	4.415	126.453	14.772
(SI3)	1.42	07/01/2006	20/01/2006	55 012	iod2-2pt	27.801	10.637	137.994	36.826
(SI4)	1.46	09/01/2006	23/01/2006	96 770	iodin4pt	17.615	8.276	122.221	27.160
(SI5)	0.50	10/01/2006	16/01/2006	52 002	iodin5pt	0.000	13.525	176.378	82.909
(SI6)	0.90	11/01/2006	18/01/2006	52 159	iodin6pt	9.619	8.221	87.087	46.129
(SI7)	0.35	13/01/2006	19/01/2006	35 389	iodin7pt	43.438	25.866	214.639	139.102
(SI8)	0.39	13/01/2006	19/01/2006	51 157	iodin8pt	33.582	19.201	0.000	100.603
(step1)	2.64	02/05/2005	10/05/2005	52 869	step3-mi	1363.931	33.932	181.433	46.777
(step10)	2.91	09/06/2005	23/06/2005	21 235	step14mi	2447.922	88.088	155.739	69.339
(step11)	2.94	13/06/2005	24/06/2005	25 309	step15mi	2214.275	67.033	243.937	64.881
(step12)	3.53	15/06/2005	01/07/2005	30 184	step16am	1982.853	66.305	130.158	46.082
(step13)	2.55	16/06/2005	04/07/2005	31 826	step16bm	2291.626	89.852	117.742	67.794
(step14)	3.27	20/06/2005	19/07/2005	31 158	step17am	1536.999	112.326	130.398	54.676

Référence	Masse ou Volume (g) ou (L)	Date de référence	Date de comptage	Temps de comptage	Spectre	Iode-131 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Béryllium-7 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(step15)	2.62	21/06/2005	20/07/2005	53 695	step17bm	1626.450	98.870	97.641	53.088
(step16)	2.84	22/06/2005	20/07/2005	30 196	step18mi	2115.632	133.884	139.953	66.784
(step2)	3.07	04/05/2005	16/05/2005	76 647	step4-mi	1069.110	27.728	199.214	36.842
(step3)	4.34	13/05/2005	20/05/2005	58 435	step6-mi	762.631	18.019	131.851	27.229
(step4)	3.35	13/05/2005	26/05/2005	35 769	step7-mi	940.469	38.229	187.505	46.738
(step5)	3.84	19/05/2005	30/05/2005	86 655	step8-mi	929.782	20.741	177.012	27.540
(step6)	2.66	23/05/2005	10/06/2005	32 385	step9-mi	1102.995	62.587	278.444	67.611
(step7)	3.18	26/05/2005	14/06/2005	32 300	step10mi	810.910	51.740	303.925	59.600
(step8)	2.85	30/05/2005	15/06/2005	52 355	step11mi	802.030	37.147	210.078	47.842
(step9)	2.50	07/06/2005	22/06/2005	60 668	step13mi	1436.213	45.903	215.114	48.578

Référence	Excès Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Césium-137 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Potassium (%)	Excès Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(A08030)	80.211	23.583	5.504	2.537	1.864	0.000	37.601	112.978	23.295
(A08074)	90.074	21.488	2.446	2.225	1.842	0.000	33.816	123.407	21.221
(A08122)	86.700	22.488	4.362	2.382	1.944	0.000	37.918	122.541	22.177
(A08170)	82.124	15.271	4.382	1.635	1.952	0.000	27.033	116.913	15.068
(A28033)	79.575	15.907	4.969	1.498	1.925	0.000	43.410	124.849	15.669
(A28075)	67.294	23.243	18.930	2.837	1.928	0.000	71.577	113.002	22.892
(A28122)	81.831	32.358	4.762	2.956	1.804	119.610	114.602	126.651	31.842
(A28170)	79.133	21.985	5.723	2.028	2.024	0.000	61.914	125.677	21.645
(A38030)	84.557	32.287	4.378	3.167	1.918	0.000	125.531	130.102	31.722
(A38072)	85.548	18.194	4.883	1.735	1.928	0.000	94.896	131.820	17.880
(A38119)	83.036	24.842	6.540	2.442	1.944	0.000	125.881	132.411	24.405
(A38170)	93.652	32.663	5.106	3.134	1.960	0.000	128.833	137.596	32.116
(apign1)	82.456	18.063	3.523	1.697	1.606	0.000	28.803	120.043	17.824
(apign10)	109.774	23.563	3.591	2.134	1.660	0.000	42.206	149.256	23.254
(apign11)	137.140	32.168	3.589	2.877	1.570	0.000	63.321	185.009	31.733
(apign12)	87.578	38.412	6.333	3.688	1.613	0.000	79.658	146.429	37.821
(apign13)	93.819	24.488	4.674	2.430	1.622	0.000	54.397	135.208	24.137
(apign14)	83.168	23.526	3.757	2.163	1.555	0.000	48.293	123.457	23.196
(apign15)	70.782	26.265	5.038	2.388	1.728	0.000	61.274	115.107	25.886
(apign2)	94.485	21.457	4.916	1.996	1.569	0.000	40.525	135.868	21.163
(apign3)	98.983	21.332	2.972	1.859	1.552	0.000	34.439	136.194	21.059
(apign4)	98.999	17.383	4.053	1.514	1.462	0.000	27.494	134.812	17.174
(apign5)	82.857	20.075	3.148	1.727	1.422	0.000	31.141	123.189	19.817
(apign6)	76.855	23.305	2.837	1.993	1.390	0.000	44.108	116.737	22.986
(apign7)	104.768	11.997	4.785	1.083	1.575	0.000	21.158	147.670	11.839
(apign8)	85.843	19.451	3.422	1.639	1.602	0.000	33.284	125.397	19.193
(apign9)	91.404	24.571	4.547	2.170	1.596	0.000	38.023	130.240	24.263
(B08035)	89.330	34.662	2.337	2.324	1.788	0.000	91.552	119.639	34.369
(B08076)	96.939	46.230	6.094	3.168	2.047	0.000	163.600	138.415	45.771
(B08124)	119.395	51.239	4.626	3.358	1.954	0.000	173.158	154.892	50.774
(B08143)	0.000	51.378	7.258	3.488	1.992	0.000	178.445	58.282	50.901
(B18030)	69.027	20.971	4.336	1.962	1.810	0.000	96.923	106.288	20.636
(B18072)	70.382	24.520	4.713	2.257	1.746	0.000	137.117	109.370	24.100
(B18119)	57.226	16.376	3.928	1.522	1.520	0.000	88.054	86.588	16.115
(B18169)	58.636	25.033	5.215	2.470	1.697	0.000	141.889	98.568	24.603
(B28033)	106.265	38.720	6.624	2.587	1.952	0.000	179.896	139.850	38.333
(B28074)	80.492	18.863	4.250	1.313	1.594	0.000	90.129	102.243	18.677
(B28122)	91.688	36.951	6.084	2.571	2.180	0.000	193.823	128.405	36.560
(B28170)	92.762	27.066	3.121	1.760	1.674	0.000	120.970	117.057	26.801

Référence	Excès Plomb-210		Césium-137		Potassium (%)	Excès Thorium-234		Plomb-210	
	(Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	(Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ		(Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	(Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(B38030)	61.864	50.359	3.712	3.401	2.182	0.000	180.234	97.918	49.889
(B38074)	102.901	49.023	6.943	3.516	1.974	0.000	181.298	144.204	48.546
(B38122)	135.599	38.094	5.115	2.662	2.023	0.000	156.356	171.414	37.717
(B38170)	108.447	24.835	4.252	1.655	1.974	0.000	96.765	145.394	24.591
(baud1)	86.177	23.433	5.384	2.267	1.601	0.000	51.172	144.092	23.063
(baud10)	83.396	36.012	6.551	3.618	1.774	0.000	100.924	133.054	35.457
(baud11)	100.345	26.461	5.086	2.431	1.745	0.000	73.373	164.552	26.020
(baud12)	128.818	28.370	6.630	2.522	1.758	0.000	80.651	192.253	27.937
(baud13)	94.476	30.882	9.020	3.033	1.653	0.000	98.078	149.260	30.392
(baud14)	87.619	19.272	5.051	1.889	1.631	0.000	56.509	143.893	18.953
(baud15)	104.350	35.709	5.716	3.476	1.556	0.000	103.096	164.308	35.116
(baud2)	108.693	33.459	0.000	2.724	1.540	0.000	73.304	154.221	33.011
(baud3)	101.882	29.303	4.924	2.667	1.504	0.000	59.816	147.483	28.887
(baud4)	174.444	32.275	5.502	2.526	1.812	0.000	64.734	221.263	31.909
(baud5)	153.319	31.306	6.897	2.852	1.778	0.000	60.735	206.524	30.880
(baud6)	110.779	23.158	4.797	2.014	1.836	0.000	57.470	163.322	22.827
(baud7)	119.043	18.795	5.266	1.636	1.810	0.000	49.410	169.545	18.517
(baud8)	139.736	23.674	5.312	2.161	1.747	0.000	57.724	197.971	23.322
(baud9)	112.872	41.388	7.454	3.903	1.930	0.000	99.118	179.869	40.755
(BV1)	165.171	10.934	4.492	0.969	1.759	0.000	9.569	226.336	10.793
(BV10)	12.211	5.755	2.151	0.630	1.391	0.000	11.223	46.891	5.636
(BV2)	0.000	4.699	0.673	0.501	1.088	0.000	5.903	20.271	4.584
(BV3)	0.000	4.764	0.000	0.501	0.767	0.000	7.165	16.128	4.655
(BV4)	0.000	4.528	0.000	0.487	2.216	0.000	7.077	12.655	4.416
(BV5)	0.000	4.303	0.848	0.450	1.554	0.000	6.955	24.918	4.213
(BV7)	0.000	7.723	0.000	0.745	2.124	0.000	14.819	54.743	7.539
(BV8)	0.000	7.949	0.000	0.767	2.427	0.000	15.361	44.473	7.778
(BV9)	0.000	5.515	3.070	0.672	1.613	0.000	8.749	21.675	5.397
(C08035)	59.606	39.255	4.797	2.769	2.024	0.000	65.356	100.313	38.963
(C08077)	118.219	57.771	0.000	4.185	1.926	0.000	104.933	149.238	57.326
(C08124)	88.424	43.524	5.278	3.109	2.078	0.000	78.461	126.165	43.202
(C08143)	52.764	40.152	3.380	2.706	1.781	158.656	75.578	81.850	39.868
(C18034)	69.434	33.213	3.580	2.215	1.802	0.000	63.469	98.836	32.960
(C18077)	105.419	46.050	3.574	3.051	1.786	0.000	91.145	136.889	45.704
(C28033)	71.714	30.424	3.621	2.035	1.508	0.000	60.008	99.605	30.188
(C28079)	81.949	46.791	3.221	3.080	1.885	0.000	96.644	118.180	46.419
(C38031)	105.755	31.368	5.086	2.177	1.713	0.000	65.377	130.411	31.134
(C38072)	92.123	63.981	4.707	4.133	1.943	0.000	135.102	124.411	63.460
(C38120)	98.327	39.794	5.385	2.655	1.615	0.000	91.879	129.465	39.473
(C38169)	136.107	39.758	3.653	2.623	2.080	0.000	84.992	171.844	39.445
(cin1si)	0.000	44.846	0.000	4.971	0.410	0.000	42.394	0.000	44.108
(cin1va)	0.000	78.907	0.000	7.928	1.726	0.000	78.530	0.000	77.704
(cin2si)	0.000	28.555	3.233	3.183	0.291	0.000	31.567	0.000	28.052
(cin2va)	0.000	96.466	0.000	9.583	1.418	0.000	101.967	0.000	94.984
(cin3si)	0.000	46.475	0.000	5.200	0.506	0.000	45.894	0.000	45.762
(cin3va)	0.000	54.920	0.000	5.819	1.615	0.000	53.553	91.156	54.045
(cin4si)	0.000	28.344	0.000	3.044	0.394	0.000	32.544	0.000	27.863
(cin4va)	0.000	96.205	0.000	9.864	1.882	0.000	104.975	0.000	94.531
(cin5si)	0.000	25.777	0.000	2.817	0.391	0.000	30.614	0.000	25.288
(cin5va)	0.000	48.893	0.000	5.085	1.608	0.000	56.568	130.719	47.908
(cin6si)	0.000	37.615	0.000	4.045	0.354	0.000	40.101	0.000	37.026
(cin6va)	150.818	73.367	0.000	8.338	1.715	0.000	78.287	190.245	72.070
(E1)	14.731	6.692	0.724	0.620	1.281	14.541	11.475	48.744	6.570
(E10)	60.981	10.801	0.978	0.832	1.469	0.000	39.771	99.410	10.624
(E11)	18.328	10.021	0.000	1.002	0.248	0.000	44.225	32.519	9.844
(E12)	23.890	6.450	0.000	0.597	0.280	0.000	22.781	27.086	6.365
(E13)	0.000	5.599	0.594	0.591	0.000	0.000	24.330	9.254	5.495
(E14)	16.074	2.842	0.288	0.219	0.525	14.508	9.535	29.042	2.796

Référence	Excès Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Césium-137 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Potassium (%)	Excès Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(E16)	9.341	2.599	0.000	0.221	0.399	0.000	9.026	17.376	2.555
(E17)	16.074	2.842	0.288	0.219	0.525	14.508	9.535	29.042	2.796
(E18)	26.186	5.345	0.000	0.373	0.425	0.000	17.313	35.644	5.269
(E2)	4.722	3.716	0.000	0.299	0.255	0.000	49.403	12.073	3.657
(E3)	30.717	12.421	0.000	0.994	1.391	0.000	34.404	64.715	12.219
(E4)	32.155	13.791	0.000	1.109	1.290	0.000	37.290	65.161	13.586
(E5)	19.648	10.639	0.000	0.856	0.822	0.000	56.812	41.329	10.471
(E6)	58.339	13.925	0.000	1.130	1.314	0.000	24.416	91.425	13.728
(E7)	93.620	15.948	1.182	1.103	1.487	0.000	26.885	128.434	15.751
(E8)	65.704	13.615	0.000	1.077	1.337	0.000	34.921	97.602	13.426
(E9)	70.257	14.300	0.000	1.078	1.389	0.000	38.708	105.282	14.100
(FB1)	189.396	34.310	3.298	2.921	1.693	0.000	44.655	241.786	33.933
(FB2)	0.000	14.639	0.000	2.029	1.181	0.000	31.208	53.063	14.235
(FB3)	0.000	42.011	0.000	5.413	1.891	0.000	91.813	206.160	40.316
(FB4)	80.157	17.621	4.136	1.616	1.401	0.000	35.980	125.977	17.367
(FB5)	27.875	23.138	2.080	1.570	1.114	0.000	53.422	48.627	22.935
(FB6)	34.695	15.678	0.000	1.141	0.886	0.000	38.983	51.158	15.530
(FB7)	77.622	20.192	4.712	1.957	1.537	0.000	57.766	122.859	19.855
(FB8)	0.000	20.113	4.334	2.937	1.801	0.000	43.197	100.317	19.595
(IA1)	184.074	26.572	6.751	2.270	2.123	0.000	45.826	226.752	26.272
(IA2)	157.199	17.662	5.610	1.544	1.867	0.000	30.185	201.868	17.457
(IA3)	176.050	15.166	6.217	1.323	1.945	0.000	22.797	219.687	14.999
(IA4)	159.571	27.190	6.431	2.400	2.054	0.000	55.328	202.309	26.869
(IA5)	128.376	24.996	6.239	2.087	1.969	0.000	38.004	178.031	24.682
(IA6)	152.785	15.426	4.091	1.383	2.042	0.000	15.884	183.502	15.292
(IA7)	146.691	25.488	6.907	2.191	2.065	43.780	36.458	193.304	25.203
(IB1)	140.658	22.813	4.092	2.032	1.797	0.000	34.512	175.646	22.567
(IB10)	96.956	31.075	7.095	2.925	1.824	0.000	52.181	152.282	30.669
(IB11)	80.828	30.673	0.000	2.765	1.661	0.000	51.461	131.255	30.238
(IB2)	98.590	25.879	4.737	2.367	1.634	45.780	37.254	130.117	25.568
(IB3)	105.163	18.598	3.464	1.632	1.419	0.000	27.300	132.702	18.394
(IB4)	137.486	30.555	4.976	2.672	1.623	0.000	39.455	167.555	30.269
(IB5)	77.832	14.669	5.283	1.350	1.411	35.388	22.840	108.628	14.493
(IB6)	150.936	32.334	4.303	2.699	1.749	0.000	48.316	182.332	31.997
(IB7)	140.617	31.585	5.584	2.691	1.931	0.000	42.319	172.865	31.269
(IB8)	115.022	35.037	6.679	3.233	1.960	0.000	46.843	162.027	34.614
(IB9)	144.332	43.752	0.000	4.054	2.037	0.000	75.507	194.579	43.181
(K1)	87.396	7.625	0.000	0.532	0.000	0.000	8.839	87.377	7.578
(K10)	0.000	2.914	0.000	0.306	0.020	0.000	42.143	0.000	2.851
(K11)	13.292	2.017	0.000	0.162	0.017	0.000	19.856	13.665	1.986
(K2)	38.644	3.418	0.000	0.209	0.016	0.000	5.133	38.887	3.386
(K3)	26.491	1.981	0.000	0.093	0.012	0.000	5.928	27.805	1.964
(K4)	46.054	3.920	0.000	0.182	1.325	0.000	16.755	75.588	3.864
(K5)	49.086	3.647	0.000	0.163	0.309	0.000	8.004	50.871	3.621
(K6)	0.000	0.992	0.000	0.120	0.000	0.000	7.208	0.000	0.975
(K7)	0.000	6.429	0.000	0.096	0.000	0.000	17.269	0.000	6.391
(K8)	0.000	2.832	0.000	0.305	0.000	0.000	33.975	0.000	2.775
(K9)	51.897	4.435	0.000	0.299	0.021	0.000	36.141	52.469	4.383
(L1)	0.000	3.086	1.461	0.243	1.711	0.000	158.544	25.259	3.007
(L10)	0.000	33.996	0.000	4.657	0.000	0.000	257.618	0.000	33.347
(L11)	0.000	0.018	0.000	0.002	0.001	0.000	0.048	0.000	0.018
(L12)	0.000	0.106	0.000	0.014	0.002	0.000	1.458	0.000	0.103
(L13)	0.000	2.427	0.000	0.175	0.663	0.000	6.035	12.486	2.382
(L19)	0.000	2.542	0.000	0.190	0.608	0.000	8.988	11.096	2.494
(L2)	82.199	10.350	9.953	0.923	1.978	0.000	456.657	146.039	10.107
(L20)	0.000	2.639	0.000	0.200	0.555	0.000	9.975	12.192	2.588
(L22)	0.000	3.516	0.000	0.498	0.000	0.000	46.836	0.000	3.441

Référence	Excès Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Césium-137 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Potassium (%)	Excès Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(L23)	1.942	0.876	0.000	0.119	0.023	0.000	2.957	2.461	0.860
(L24)	0.000	2.893	0.000	0.389	0.000	0.000	8.456	0.000	2.845
(L26)	8.719	3.956	0.000	0.510	0.113	27.666	18.063	10.918	3.884
(L27)	0.000	7.495	0.863	0.507	1.470	0.000	24.719	37.863	7.380
(L28)	0.000	6.629	3.013	0.522	1.885	0.000	31.689	60.863	6.490
(L29)	14.751	6.771	3.000	0.536	1.854	0.000	33.970	69.223	6.627
(L3)	0.000	2.371	1.476	0.184	1.964	0.000	168.247	29.622	2.307
(L30)	0.000	6.057	3.318	0.458	1.845	0.000	56.901	62.757	5.910
(L31)	0.000	3.893	0.510	0.272	0.657	0.000	32.970	35.842	3.790
(L32)	0.000	3.116	0.293	0.209	0.626	0.000	26.392	23.852	3.041
(L33)	0.000	5.788	3.080	0.450	1.967	0.000	46.234	64.516	5.645
(L34)	0.000	2.979	0.000	0.206	0.609	0.000	29.354	20.145	2.906
(L35)	0.000	4.863	0.333	0.296	0.668	0.000	48.469	38.349	4.743
(L36)	0.000	3.026	0.301	0.199	0.603	0.000	30.958	19.840	2.955
(L37)	0.000	0.012	0.001	0.001	0.004	0.000	0.078	0.073	0.012
(L38)	0.000	0.015	0.000	0.001	0.003	0.000	0.102	0.065	0.015
(L39)	0.000	0.035	0.003	0.002	0.013	0.000	0.228	0.199	0.034
(L4)	0.000	4.015	3.591	0.358	1.826	0.000	230.436	41.912	3.903
(L40)	0.000	0.047	0.005	0.003	0.018	0.000	0.321	0.332	0.046
(L41)	0.000	2.617	0.000	0.195	0.558	0.000	6.717	10.089	2.566
(L5)	41.872	7.813	6.233	0.802	1.576	0.000	549.670	88.064	7.585
(L6)	1.066	0.273	0.000	0.034	0.000	0.000	1.747	1.168	0.269
(L7)	0.000	4.473	1.429	0.376	2.027	0.000	14.611	28.597	4.390
(L8)	0.000	0.066	0.000	0.009	0.000	0.000	0.679	0.000	0.065
(L9)	0.000	4.429	1.453	0.358	1.834	0.000	15.888	25.999	4.339
(M1)	0.000	4.120	0.000	0.441	0.000	0.000	22.349	0.000	4.035
(M2)	0.000	8.402	0.000	0.758	1.317	0.000	14.984	23.282	8.215
(M3)	0.000	4.225	0.000	0.456	0.151	0.000	179.316	0.000	4.141
(M4)	0.000	2.774	0.000	0.252	0.123	0.000	6.249	0.000	2.724
(rault1)	261.186	23.422	4.161	1.629	1.467	0.000	29.761	297.945	23.225
(rault10)	123.115	22.356	4.323	1.724	1.763	0.000	40.373	182.328	22.038
(rault11)	94.612	24.936	3.105	2.096	1.605	0.000	73.942	137.965	24.562
(rault12)	98.828	26.787	5.301	2.338	1.507	0.000	71.167	145.875	26.386
(rault13)	127.792	32.225	4.421	2.810	1.826	0.000	88.633	176.441	31.762
(rault14)	124.421	25.520	6.890	2.290	1.631	0.000	66.025	174.297	25.165
(rault15)	145.403	21.211	4.066	1.717	1.657	68.920	56.812	192.376	20.920
(rault2)	145.937	22.279	2.055	1.690	1.422	0.000	43.680	181.725	22.022
(rault3)	100.533	14.121	2.309	1.129	1.485	0.000	29.514	137.492	13.935
(rault4)	214.489	27.853	3.642	2.018	1.510	0.000	49.285	249.556	27.584
(rault5)	90.194	18.879	2.638	1.609	1.575	0.000	38.166	123.233	18.636
(rault6)	71.654	9.245	1.456	0.686	1.388	0.000	22.210	104.540	9.115
(rault7)	69.196	12.220	2.220	0.968	1.372	0.000	30.024	104.978	12.034
(rault8)	187.009	22.389	3.421	1.552	1.375	42.483	41.979	226.388	22.139
(rault9)	106.314	19.397	3.233	1.572	1.663	73.912	55.286	149.692	19.131
(S1)	131.825	37.700	7.671	3.447	1.888	0.000	55.996	174.183	37.275
(S2)	81.684	26.990	6.562	2.641	1.973	0.000	37.743	133.489	26.623
(S4)	79.568	32.347	8.741	3.481	1.760	0.000	49.176	137.358	31.847
(S5)	75.086	29.281	6.990	2.933	1.860	0.000	40.933	130.529	28.850
(S7)	85.995	46.722	0.000	4.648	2.128	0.000	65.399	141.136	46.035
(SI1-1)	138.624	34.361	6.447	3.628	1.328	0.000	33.899	185.720	33.817
(SI1-2)	133.426	31.510	0.000	2.968	1.346	0.000	30.098	163.587	31.059
(SI1-3)	111.310	58.318	7.430	6.132	1.697	0.000	60.932	162.967	57.502
(SI1-4)	66.649	45.791	0.000	4.236	1.419	0.000	43.516	101.245	45.152
(SI1-5)	100.078	44.131	0.000	4.036	1.370	0.000	49.859	149.257	43.439
(SI2)	117.383	20.271	2.332	1.893	1.442	0.000	20.448	166.179	19.952
(SI3)	118.550	41.791	0.000	4.438	1.986	0.000	50.430	150.161	41.197
(SI4)	103.519	31.086	0.000	3.281	2.038	0.000	37.687	156.508	30.610
(SI5)	139.076	102.243	0.000	12.250	2.893	0.000	108.996	184.521	100.668

Référence	Excès Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Césium-137 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Potassium (%)	Excès Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Plomb-210 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(SI6)	64.014	57.209	0.000	6.638	1.513	0.000	62.072	85.146	56.409
(SI7)	235.822	171.882	0.000	20.889	4.626	0.000	184.285	290.253	169.214
(SI8)	188.296	130.324	0.000	15.071	3.581	0.000	139.837	254.391	128.414
(step1)	0.000	46.386	0.000	4.001	1.155	0.000	75.716	0.000	45.905
(step10)	0.000	69.165	0.000	5.968	1.145	0.000	135.734	0.000	68.216
(step11)	0.000	63.805	0.000	5.154	0.978	0.000	109.441	114.606	62.868
(step12)	0.000	47.292	0.000	3.761	1.112	0.000	88.364	46.938	46.712
(step13)	0.000	58.071	0.000	5.612	0.759	0.000	129.121	62.933	57.178
(step14)	60.420	42.115	0.000	4.201	1.101	0.000	122.235	73.525	41.474
(step15)	0.000	41.572	0.000	4.249	0.989	0.000	119.158	0.000	40.996
(step16)	0.000	51.504	0.000	5.399	1.085	0.000	153.369	0.000	50.821
(step2)	76.585	32.903	0.000	2.914	1.303	0.000	57.741	87.269	32.545
(step3)	32.518	28.221	0.000	2.317	0.896	0.000	45.157	47.217	27.925
(step4)	54.854	41.832	0.000	4.076	1.231	0.000	77.205	73.884	41.315
(step5)	44.555	24.714	0.000	2.128	0.746	0.000	43.500	54.723	24.447
(step6)	70.457	56.403	0.000	5.143	1.078	0.000	112.039	91.751	55.697
(step7)	97.523	44.988	0.000	4.757	1.111	0.000	97.757	107.215	44.437
(step8)	66.885	39.952	0.000	3.758	1.410	0.000	78.781	78.316	39.457
(step9)	0.000	42.631	5.450	4.011	1.134	0.000	85.291	42.491	42.019

Référence	Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Thorium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-226 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(A08030)	38.009	18.014	40.501	3.425	32.937	3.337	41.048	6.406
(A08074)	29.495	15.713	46.706	3.137	33.532	3.062	43.553	5.847
(A08122)	26.366	17.106	46.910	3.570	36.039	3.405	48.501	6.477
(A08170)	39.164	11.872	43.805	2.350	34.984	2.246	39.842	4.248
(A28033)	50.071	19.239	50.467	2.397	45.463	2.513	49.424	4.318
(A28075)	57.909	28.281	49.372	3.502	45.891	3.638	47.356	6.277
(A28122)	85.181	38.073	51.309	5.001	45.084	5.140	44.531	8.582
(A28170)	47.872	25.887	51.397	3.327	46.746	3.518	49.190	5.891
(A38030)	52.745	40.530	52.006	5.161	45.826	5.408	47.473	9.203
(A38072)	52.612	22.337	52.945	2.783	46.635	2.923	50.991	5.045
(A38119)	37.897	30.487	52.947	3.870	49.720	4.048	53.328	7.047
(A38170)	0.000	40.427	50.355	5.025	44.262	5.313	43.748	9.003
(apign1)	55.724	22.052	41.165	2.732	37.650	2.839	40.856	4.883
(apign10)	50.001	27.983	44.837	3.438	39.612	3.622	49.985	6.574
(apign11)	45.777	37.404	42.233	4.363	48.079	4.966	61.123	8.598
(apign12)	0.000	43.084	41.895	5.451	59.007	6.310	55.434	10.405
(apign13)	56.406	29.483	42.085	3.520	41.556	3.861	53.541	6.785
(apign14)	48.048	27.716	41.029	3.438	40.424	3.697	53.351	6.671
(apign15)	50.939	30.448	40.467	3.737	44.470	4.119	58.604	7.381
(apign2)	46.217	26.108	43.715	3.181	41.504	3.372	43.065	5.783
(apign3)	59.203	24.884	40.918	3.115	37.303	3.279	41.308	5.684
(apign4)	34.320	19.870	38.772	2.500	35.906	2.580	38.568	4.410
(apign5)	57.352	23.837	40.665	2.889	40.396	3.110	40.202	5.241
(apign6)	35.058	27.600	40.580	3.466	39.987	3.645	42.143	6.215
(apign7)	48.489	14.023	43.464	1.720	43.026	1.852	46.251	3.126
(apign8)	48.364	22.701	44.375	2.854	39.649	3.021	44.069	5.180
(apign9)	0.000	27.458	41.389	3.445	38.922	3.732	46.608	6.478
(B08035)	29.280	25.608	38.772	3.555	30.642	3.355	40.528	6.857
(B08076)	34.167	33.302	46.364	4.773	41.928	4.716	58.435	9.385
(B08124)	0.000	35.276	49.412	5.140	36.054	4.788	44.129	9.524
(B08143)	0.000	37.429	48.509	5.530	33.237	4.965	48.349	10.008

Référence	Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Thorium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-226 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(B18030)	52.884	24.157	50.756	3.300	37.543	3.222	50.610	5.763
(B18072)	53.334	27.926	49.721	3.881	39.316	3.846	50.290	6.809
(B18119)	45.213	19.579	39.390	2.453	29.614	2.470	41.981	4.576
(B18169)	64.894	30.643	48.884	3.922	40.195	3.960	47.917	7.042
(B28033)	62.533	30.007	54.502	3.983	34.144	3.751	51.093	7.624
(B28074)	35.166	13.788	36.356	1.954	22.195	1.748	36.241	3.753
(B28122)	34.215	27.982	48.074	3.884	37.238	3.635	48.133	7.124
(B28170)	42.314	19.595	41.499	2.831	24.790	2.539	45.274	5.453
(B38030)	41.750	36.736	45.681	4.909	36.343	4.849	48.833	9.831
(B38074)	0.000	35.887	49.778	4.974	41.792	4.871	50.930	9.528
(B38122)	33.148	26.797	52.808	3.806	36.516	3.691	49.497	7.461
(B38170)	29.913	18.085	48.935	2.492	37.481	2.443	47.174	4.823
(baud1)	36.490	27.698	46.865	3.439	58.069	3.905	85.315	7.196
(baud10)	0.000	42.196	42.872	5.155	49.870	5.752	101.135	11.303
(baud11)	44.159	29.758	49.455	3.786	64.471	4.408	93.227	8.036
(baud12)	0.000	30.899	50.264	3.854	63.796	4.453	102.991	8.601
(baud13)	0.000	35.500	44.943	4.282	55.064	4.938	86.559	9.146
(baud14)	0.000	22.946	41.022	2.760	56.505	3.203	87.196	5.978
(baud15)	0.000	43.092	43.828	5.030	60.224	5.960	87.721	10.797
(baud2)	0.000	38.603	47.717	4.659	45.732	5.063	80.218	9.708
(baud3)	0.000	33.334	43.560	4.111	45.775	4.613	60.334	8.399
(baud4)	52.232	35.105	45.806	4.210	47.131	4.447	62.616	7.964
(baud5)	79.020	34.831	45.719	4.387	53.452	4.835	76.071	8.794
(baud6)	0.000	26.970	46.606	3.247	52.788	3.580	85.837	6.783
(baud7)	62.368	21.255	46.358	2.681	50.795	2.937	96.023	5.723
(baud8)	38.552	26.288	42.209	3.251	58.555	3.741	80.957	6.755
(baud9)	74.382	46.448	49.192	5.547	67.246	6.665	94.650	12.116
(BV1)	45.817	6.975	43.006	1.417	61.306	1.690	64.334	3.275
(BV10)	21.639	4.896	39.281	1.096	34.709	1.092	39.924	2.204
(BV2)	11.494	4.055	15.480	0.778	29.468	1.012	18.739	1.687
(BV3)	12.193	4.283	13.328	0.797	21.097	0.981	14.829	1.715
(BV4)	8.773	4.105	14.030	0.729	26.361	0.966	15.310	1.627
(BV5)	17.415	3.822	15.645	0.682	24.400	0.837	17.419	1.475
(BV7)	44.652	6.831	43.667	1.416	55.283	1.598	47.879	2.980
(BV8)	34.800	6.894	50.178	1.543	46.301	1.548	49.858	3.073
(BV9)	19.003	4.947	26.906	1.035	28.615	1.090	29.068	2.090
(C08035)	32.418	28.944	47.796	3.961	40.848	3.937	44.952	7.740
(C08077)	0.000	45.186	53.718	6.256	31.311	5.903	50.758	12.318
(C08124)	47.355	31.890	50.274	4.328	37.973	4.231	52.313	8.335
(C08143)	92.434	29.876	45.757	4.042	29.229	3.730	40.123	7.658
(C18034)	26.970	24.351	42.666	3.452	29.597	3.253	47.242	6.588
(C18077)	52.780	33.019	36.215	4.626	31.783	4.377	42.543	8.832
(C28033)	23.830	22.370	39.526	3.249	28.098	2.993	49.424	6.145
(C28079)	0.000	35.009	47.710	4.800	36.475	4.659	45.236	9.161
(C38031)	27.521	22.367	40.131	3.009	24.988	2.911	43.948	6.113
(C38072)	70.940	47.539	48.515	6.639	32.570	6.436	51.500	12.839
(C38120)	0.000	29.677	43.911	4.072	31.464	3.863	33.344	7.738
(C38169)	0.000	28.235	47.832	4.030	36.176	3.820	41.221	7.589
(cin1si)	0.000	36.926	0.000	6.570	8.821	8.019	0.000	16.034
(cin1va)	78.775	66.651	57.292	11.780	44.236	13.532	61.643	26.302
(cin2si)	0.000	24.527	0.000	4.111	8.852	5.229	0.000	9.702
(cin2va)	0.000	76.982	39.577	13.818	30.275	16.413	0.000	31.417
(cin3si)	0.000	38.934	9.014	6.707	0.000	7.997	0.000	16.002
(cin3va)	50.845	44.029	46.760	8.254	45.838	9.607	35.244	17.921
(cin4si)	0.000	23.878	0.000	4.278	0.000	5.067	0.000	9.946
(cin4va)	0.000	74.505	38.569	14.791	43.779	17.377	36.996	32.247
(cin5si)	0.000	21.127	0.000	3.811	27.695	4.858	9.890	8.704
(cin5va)	0.000	40.109	38.654	7.587	106.977	9.533	32.667	16.832
(cin6si)	0.000	32.137	0.000	5.539	0.000	6.503	0.000	12.775

Référence	Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Thorium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-226 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(cin6va)	0.000	62.571	44.382	12.270	39.517	13.498	59.494	25.749
(E1)	46.257	9.574	31.473	1.166	34.020	1.258	30.456	2.037
(E10)	44.645	12.837	36.233	1.610	38.631	1.741	33.262	2.770
(E11)	0.000	12.364	3.644	1.260	14.259	1.665	4.675	2.437
(E12)	0.000	7.807	1.829	0.766	3.271	0.914	2.202	1.543
(E13)	0.000	7.419	1.105	0.734	8.886	0.970	0.000	1.486
(E14)	18.471	3.557	12.638	0.433	13.014	0.459	12.589	0.757
(E16)	8.984	3.569	9.907	0.434	8.061	0.437	9.583	0.761
(E17)	18.471	3.557	12.638	0.433	13.014	0.459	12.589	0.757
(E18)	13.926	7.052	9.317	0.726	9.528	0.808	11.467	1.361
(E2)	0.000	27.786	7.358	0.596	7.359	0.624	7.272	1.046
(E3)	37.509	17.125	34.101	1.943	34.061	2.085	33.074	3.444
(E4)	23.435	22.107	33.943	2.088	33.056	2.241	29.700	3.701
(E5)	0.000	32.845	22.002	1.706	21.712	1.788	21.058	2.994
(E6)	48.047	18.710	32.619	2.091	33.131	2.270	34.476	3.698
(E7)	47.322	19.445	33.303	2.195	34.902	2.402	34.188	3.936
(E8)	0.000	21.309	30.743	1.951	31.993	2.141	34.791	3.630
(E9)	0.000	19.854	35.153	2.050	35.163	2.207	34.497	3.661
(FB1)	72.633	36.178	49.061	4.615	52.503	4.928	44.572	7.705
(FB2)	0.000	12.377	23.484	2.248	55.128	3.246	14.017	5.131
(FB3)	0.000	32.604	44.111	5.832	268.946	11.375	18.903	13.881
(FB4)	31.380	19.469	39.548	2.492	45.963	2.787	36.263	4.309
(FB5)	0.000	19.935	23.183	2.491	20.833	2.507	22.199	4.472
(FB6)	0.000	14.135	19.122	1.802	16.566	1.776	16.003	3.305
(FB7)	45.853	24.140	39.275	3.091	45.435	3.380	36.884	5.262
(FB8)	18.259	16.666	38.710	3.095	84.921	4.286	16.817	6.957
(IA1)	62.275	28.682	43.666	3.452	42.929	3.734	42.706	5.976
(IA2)	34.831	20.020	47.657	2.429	44.856	2.538	44.501	4.132
(IA3)	37.873	16.474	50.184	2.092	43.801	2.148	48.106	3.580
(IA4)	44.883	30.000	46.824	3.629	43.023	3.838	44.129	6.596
(IA5)	45.988	28.249	46.762	3.543	49.764	3.815	49.334	6.142
(IA6)	37.830	11.417	41.526	2.041	30.861	1.914	39.378	3.572
(IA7)	80.521	27.903	47.238	3.478	46.726	3.673	44.336	6.292
(IB1)	47.151	25.687	42.664	3.220	35.108	3.203	44.509	5.537
(IB10)	36.632	35.582	45.804	4.386	55.434	4.788	43.132	7.546
(IB11)	36.382	35.061	45.452	4.625	50.517	4.944	36.307	7.418
(IB2)	69.018	30.210	40.026	3.834	31.586	3.898	41.720	6.784
(IB3)	32.626	21.525	36.598	2.652	27.611	2.662	33.003	4.578
(IB4)	0.000	32.953	40.387	4.081	30.140	4.058	37.921	7.159
(IB5)	58.173	17.494	36.712	2.166	30.856	2.193	32.502	3.645
(IB6)	53.368	34.932	46.322	4.476	31.536	4.435	42.621	7.724
(IB7)	38.330	34.331	43.913	4.315	32.332	4.322	45.412	7.682
(IB8)	48.298	39.059	47.093	5.009	47.064	5.309	47.934	8.663
(IB9)	56.900	51.514	49.105	6.457	50.407	6.737	42.999	10.712
(K1)	0.000	3.893	0.000	0.527	0.000	0.669	0.000	1.358
(K10)	0.000	4.192	1.024	0.433	1.108	0.499	0.936	0.885
(K11)	0.000	2.348	0.000	0.226	0.457	0.271	0.000	0.463
(K2)	0.000	2.006	0.000	0.258	0.000	0.395	0.000	0.776
(K3)	0.000	1.171	0.962	0.137	1.440	0.174	0.886	0.304
(K4)	30.841	3.503	31.897	0.537	29.745	0.545	33.142	0.957
(K5)	0.000	2.112	1.820	0.253	1.977	0.290	1.944	0.541
(K6)	0.000	0.923	0.000	0.114	0.000	0.149	0.551	0.306
(K7)	0.000	2.371	0.000	0.083	0.000	0.110	0.000	0.229
(K8)	0.000	3.902	0.000	0.379	1.144	0.464	0.000	0.811
(K9)	0.000	4.035	0.000	0.390	0.907	0.460	0.000	0.771
(L1)	25.213	3.521	25.085	0.505	24.216	0.521	26.970	0.938
(L10)	0.000	32.980	4.895	4.389	0.000	5.459	0.000	11.587
(L11)	0.000	0.017	0.010	0.002	0.012	0.003	0.021	0.007
(L12)	0.000	0.105	0.000	0.014	0.023	0.018	0.066	0.038

Référence	Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Thorium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-226 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(L13)	14.072	2.823	10.742	0.375	14.067	0.439	11.466	0.717
(L19)	12.918	2.893	9.782	0.384	12.999	0.447	11.426	0.744
(L2)	46.464	8.998	54.181	1.419	64.786	1.588	64.682	2.715
(L20)	13.624	3.122	9.295	0.406	11.753	0.471	9.906	0.766
(L22)	0.000	3.471	1.176	0.476	0.000	0.577	1.329	1.235
(L23)	0.000	0.871	0.784	0.123	0.526	0.147	1.475	0.323
(L24)	0.000	2.714	0.623	0.374	0.000	0.470	2.205	1.008
(L26)	8.263	3.879	4.257	0.578	2.238	0.653	3.472	1.356
(L27)	40.751	7.514	29.790	1.039	36.215	1.149	32.410	1.917
(L28)	41.875	6.796	42.466	1.036	54.889	1.199	46.584	1.917
(L29)	48.472	7.082	42.926	1.071	54.539	1.227	44.483	1.940
(L3)	27.287	2.723	30.424	0.395	29.053	0.404	32.761	0.728
(L30)	38.992	6.110	40.849	0.906	63.676	1.129	44.024	1.672
(L31)	33.227	4.597	42.880	0.736	46.076	0.787	45.723	1.319
(L32)	19.413	3.579	25.288	0.547	28.019	0.593	26.936	0.983
(L33)	39.228	6.074	42.858	0.891	65.418	1.111	49.147	1.682
(L34)	19.519	3.448	21.607	0.509	24.982	0.565	22.826	0.925
(L35)	41.395	5.529	50.381	0.891	50.562	0.924	54.405	1.586
(L36)	23.254	3.434	20.842	0.505	24.031	0.558	22.713	0.917
(L37)	0.074	0.014	0.087	0.002	0.094	0.002	0.093	0.004
(L38)	0.038	0.017	0.053	0.002	0.138	0.004	0.097	0.005
(L39)	0.227	0.039	0.198	0.006	0.289	0.007	0.242	0.011
(L4)	33.490	4.422	34.235	0.659	38.151	0.718	36.687	1.209
(L40)	0.290	0.052	0.283	0.008	0.405	0.009	0.312	0.014
(L41)	10.040	3.052	9.076	0.406	12.185	0.482	8.832	0.757
(L5)	48.252	10.283	42.071	1.291	46.681	1.447	43.239	2.397
(L6)	0.000	0.237	0.058	0.032	0.108	0.041	1.111	0.111
(L7)	30.270	5.281	32.648	0.777	30.209	0.787	32.465	1.437
(L8)	0.000	0.063	0.000	0.008	0.026	0.011	0.049	0.024
(L9)	30.091	5.111	28.406	0.747	31.299	0.812	29.588	1.371
(M1)	0.000	5.905	0.889	0.585	3.688	0.745	2.491	1.222
(M2)	45.002	12.860	33.564	1.652	33.249	1.745	33.540	2.851
(M3)	0.000	29.280	1.332	0.624	1.440	0.717	0.000	1.252
(M4)	0.000	4.525	2.141	0.379	5.795	0.511	1.485	0.732
(rault1)	50.543	21.501	39.868	2.688	37.004	2.852	36.450	4.704
(rault10)	24.589	24.503	40.951	2.974	59.392	3.557	50.122	5.535
(rault11)	65.184	28.358	43.194	3.620	43.618	3.872	46.800	6.506
(rault12)	56.146	31.525	42.076	3.871	47.282	4.233	60.107	7.577
(rault13)	38.387	36.005	41.243	4.338	48.986	4.918	57.094	8.424
(rault14)	32.614	27.595	36.902	3.293	50.194	3.833	65.172	6.810
(rault15)	75.614	23.079	36.562	2.750	47.357	3.149	55.150	5.407
(rault2)	30.555	22.993	38.773	2.935	36.061	3.090	42.253	5.281
(rault3)	39.545	15.993	36.867	1.990	37.139	2.122	44.196	3.755
(rault4)	37.236	27.505	35.427	3.290	35.432	3.497	40.978	6.031
(rault5)	45.284	22.566	34.705	2.680	33.177	2.832	38.376	4.876
(rault6)	42.673	11.045	32.006	1.309	33.033	1.427	35.006	2.372
(rault7)	31.746	14.925	34.469	1.820	35.923	1.974	38.946	3.273
(rault8)	61.670	21.451	36.471	2.732	39.745	3.032	37.564	4.926
(rault9)	72.286	21.209	37.698	2.603	43.676	2.856	45.237	4.757
(S1)	67.726	41.648	46.641	5.184	42.471	5.426	50.798	9.386
(S2)	56.379	32.395	47.806	4.017	51.840	4.367	42.980	7.179
(S4)	47.394	41.005	46.819	4.859	57.831	5.571	56.661	9.115
(S5)	54.485	36.148	44.847	4.371	55.468	4.946	54.292	8.303
(S7)	0.000	57.755	48.304	7.070	55.170	7.893	46.007	12.967
(SI1-1)	0.000	27.065	40.962	5.049	47.179	5.979	43.923	10.902
(SI1-2)	0.000	24.785	38.190	4.677	30.229	5.213	34.170	10.099
(SI1-3)	53.874	44.721	38.332	7.561	51.751	9.416	33.404	16.359
(SI1-4)	0.000	34.790	33.755	6.838	34.635	7.458	15.180	14.302
(SI1-5)	38.130	36.622	32.614	6.441	49.264	7.571	31.923	13.600

Référence	Thorium-234 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Thorium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-226 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ	Radium-228 (Bq.kg ⁻¹ ou Bq.m ⁻³)	2 σ
(SI2)	27.295	15.862	37.439	3.089	48.876	3.506	29.876	6.481
(SI3)	0.000	34.038	36.665	5.657	31.743	6.737	41.879	12.680
(SI4)	29.334	24.652	40.123	4.147	53.112	5.202	46.391	9.343
(SI5)	0.000	90.020	56.651	14.636	45.516	17.575	64.668	34.562
(SI6)	0.000	49.889	29.751	7.832	21.170	9.326	27.532	18.178
(SI7)	0.000	152.214	46.224	24.278	54.552	29.660	0.000	53.727
(SI8)	0.000	115.629	58.646	18.134	66.191	21.836	53.460	43.271
(step1)	0.000	59.809	11.594	5.581	12.412	6.434	15.763	11.312
(step10)	0.000	90.085	9.193	8.551	41.405	10.909	0.000	16.726
(step11)	0.000	79.060	9.889	7.858	51.511	10.537	0.000	15.386
(step12)	0.000	55.336	0.000	5.620	23.523	6.960	0.000	11.005
(step13)	0.000	76.338	11.368	7.459	44.503	9.621	0.000	15.158
(step14)	0.000	52.659	0.000	5.556	13.254	6.697	13.168	11.570
(step15)	0.000	51.369	0.000	5.251	11.054	6.247	18.632	10.462
(step16)	0.000	68.129	11.815	6.502	11.009	7.568	16.886	13.673
(step2)	0.000	40.628	11.046	4.196	10.763	4.605	14.633	8.174
(step3)	42.892	36.710	7.908	3.264	14.719	3.958	12.952	6.649
(step4)	0.000	52.751	9.221	5.096	19.090	6.256	12.921	10.250
(step5)	0.000	31.512	8.333	2.954	10.210	3.464	10.425	5.921
(step6)	0.000	66.241	14.282	6.966	21.402	8.330	19.643	13.390
(step7)	0.000	56.222	9.925	5.810	9.850	6.538	21.610	11.977
(step8)	0.000	49.371	12.556	5.173	11.522	5.913	0.000	10.087
(step9)	0.000	54.977	5.741	5.420	29.483	6.869	0.000	11.031

Références

- Abrahams A. D., Parsons A. J., and Luk S. H. (1986) Field measurement of the velocity of overland flow using dye tracing. *Earth Surf Process Landforms* **11**, 653-657.
- Abril J. M. and Fraga E. (1996) Some Physical and Chemical Features of the Variability of k_d Distribution Coefficients for Radionuclides. *Journal of Environmental Radioactivity* **30**(3), 253-270.
- Abril J. M. and Garcia-Leon M. (1993a) A 2D-4phases marine dispersion model for non-conservative radionuclides. Part 1: conceptual and computational model. *Journal of Environmental Radioactivity* **20**(2), 71-88.
- Abril J. M. and Garcia-Leon M. (1993b) A 2D-4phases marine dispersion model for non-conservative radionuclides. Part 2: two applications. *Journal of Environmental Radioactivity* **20**(2), 89-116.
- Anderson R. F., Schiff S. L., and Hesselein R. H. (1987) Determining sediment accumulation and mixing rates using ^{210}Pb ^{137}Cs and other tracers: Problems due to postdepositional mobility or coring artifacts. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **44**(1), 231-250.
- Arp P. A. and Maso S. G. (1977) The kinetics of flowing dispersions. VIII. Doublets of rigid spheres (theoretical). *J Coll Interf Sci* **61**, 21-43.
- Asadov A. and Krofcheck D. (1999) Surface effect of cosmogenic ^7Be concentration on macroscopic basalt. *Journal of Environmental Radioactivity* **46**, 319-326.
- Asselman N. E. M. (2000) Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology* **234**, 228-248.
- Baade J. and Liese C. (2002) Accuracy of sediment yield measurements in small catchments. *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and methodological advances*.
- Bachhuber H. and Bunzl K. (1992) Background Levels of Atmospheric Deposition to Ground and Temporal Variation of ^{129}I , ^{127}I , ^{137}Cs and ^7Be in a Rural Area of Germany. *Journal of Environmental Radioactivity* **16**(1), 77-89.
- Baik M. H., Cho W. J., and Hahn P. S. (2004) Sorption of U(VI) onto granite surfaces: A kinetic approach. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **260**(3), 495-502.
- Ballestra S. B., Holm E., Walton A., and Whitehead N. E. (1987) Fallout deposition at Monaco following the Chernobyl accident. *Journal of Environmental Radioactivity* **5**(5), 391-400.
- Baskaran M. (1995) A search for the seasonal variability on the depositional fluxes of ^7Be and ^{210}Pb . *Journal of Geophysical Research* **100**, 2833-2840.
- Baskaran M., Coleman C. H., and Santschi P. H. (1993) Atmospheric depositional fluxes of ^7Be and ^{210}Pb at Galveston and College Station, Texas. *Journal of Geophysical Research* **98**(D11), 20555-20571.
- Baskaran M. and Santschi P. (1993) The role of particles and colloids in the transport of radionuclides in coastal environments of Texas. *Marine Chemistry* **43**, 95-114.
- Batchelor G. K. and Green J. T. (1972) The determination of the bulk stress in a suspension of spherical particles to order c^2 . *J Fluid Mech* **56**, 375.
- Belleudy P. (2001) Le transport solide en rivière : lacunes de connaissance et besoins méthodologiques, pp. 75.

- Benes P. and Cernik M. (1992) Kinetics of radionuclide interaction with suspended solids in modeling the migration of radionuclides in rivers: II. Effect of concentration of the solids and temperature. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **159**(2), 187-200.
- Benes P., Picat P., Cernik M., and Quinalt J. M. (1992) Kinetics of radionuclide interaction with suspended solids in modeling the migration of radionuclides in river: I. Parameters for two-step kinetics. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **159**(2), 175-186.
- Benes P. and Strejc P. (1986) Interaction of radium with freshwater sediments and their mineral components IV. Waste water and riverbed sediments. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **99**(2), 407-422.
- Benoit G., Oktay-Marshall S. D., Cantu A., Hood E. M., Coleman C. H., Corapcioglu M. O., and Santschi P. H. (1994) Partitioning of copper, lead, silver, zinc, iron, aluminium, and manganese between filter-retained particles, colloids, and solution in six Texas estuaries. *Marine Chemistry* **45**(4), 307-336.
- Benoit G. and Rozan T. (1999) The influence of size distribution on the particle concentration effect and trace metal partitioning in rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 113-127.
- Bergametti G., Dutot A.-L., Buat-Ménard P., Losno R., and Remoudaki E. (1989) Seasonal variability of the elemental composition of atmospheric aerosol particles over the northwestern Mediterranean. *Tellus* **41B**, 353-361.
- Bhutiyan M. R. (2000) Sediment load characteristics of a proglacial stream of Siachen Glacier and the erosion rate in Nubra valley in the Karakoram Himalayas, India. *Journal of Hydrology* **227**, 84-92.
- Blake W. H., Walling D. E., and He Q. (2002) Using cosmogenic beryllium-7 as a tracer in sediment budget investigations. *Geografiska Annaler* **84A**(2), 89-102.
- Bleichrodt J. F. (1978) Mean tropospheric residence time of cosmic-ray-produced beryllium-7 at north temperate latitudes. *Journal of Geophysical Research* **83**, 3058-3062.
- Bonniwell E. C., Matisoff G., and Whiting P. J. (1999) Determining the times and distances of particle transit in a mountain stream using fallout radionuclides. *Geomorphology* **27**, 75-92.
- Bonté P., Mouchel J. M., Thomas A. J., Le Cloarec M. F., Dumoulin J. P., Sogon S., and Tessier L. (2000) Buffering of suspended sediment transport in lowland river during low water stages: quantification in river Seine using environmental radionuclides. *Acta Geologica Hispanica* **35**(3-4), 339-355.
- Boust D., Rozet M., Solier L., Dupont J. P., Lafite R., and Ficht A. (1999) Contribution de l'analyse des radionucléides naturels et artificiels à la compréhension des processus hydrosédimentaires dans l'estuaire amont de la Seine. In *Thème hydrodynamique et transport sédimentaire* (ed. P. s. Seine-Aval).
- Brach-Papa C., Boyer P., Ternat F., Amielh M., and Anselmet F. (2006) Observation, analysis and modelling in complex fluid media - Settling classes of fine suspended particles. *Comptes Rendus Mécanique* **334**(8-9), 560-567.
- Bravard J. P. and Petit F. (1997) *Les cours d'eau - Dynamique du système fluvial*. Masson & Armand Colin.
- Brown L., Stensland G. J., Klein J., and Middleton R. (1989) Atmospheric deposition of ^7Be and ^{10}Be . *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 135-142.
- Brunskill G. J. and Wilkinson P. (1987) Annual supply of ^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th , ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{210}Po , and ^{232}Th to Lake 239 (Experimental Lakes Area, Ontario) from terrestrial and atmospheric sources. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **44**(1), 215-230.
- Bunzl K., Kretner R., Szeles R., and Winkler R. (1994) Transect survey of ^{238}U , ^{228}Ra , ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{40}K in an agricultural soil near an exhaust ventilating shaft of a uranium mine. *The Science of the Total Environment* **149**, 225-232.

- Cahill T. H., Imperato P., and Verhoff F. H. (1974) Evaluation of phosphorus dynamics in a watershed. *Journal of the Environmental Engineering Division* **100**(2), 439-458.
- Caillet S., Arpagaus P., Monna F., and Dominik J. (2001) Factors controlling ^7Be and ^{210}Pb atmospheric deposition as revealed by sampling individual rain events in the region of Geneva, Switzerland. *Journal of Environmental Radioactivity* **53**(2), 241-256.
- Cannizzaro F., Greco G., Raneli M., Spitale M. C., and Tomarchio E. (2004) Concentration measurements of ^7Be at ground level air at Palermo, Italy-comparison with solar activity over a period of 21 years. *Journal of Environmental Radioactivity* **72**(3), 259-271.
- Canuel E. A., Martens C. S., and Benninger L. K. (1990) Seasonal variations in Be-7 activity in the sediments of Cape Lookout Bight, North Carolina. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 237-245.
- Carroll J. and Harms I. H. (1999) Uncertainty analysis of partition coefficients in a radionuclide transport model. *Water Research* **33**(11), 2617-2626.
- Carvalho F. P. (1995) ^{210}Pb and ^{210}Po in sediments and suspended matter in the Tagus estuary, Portugal. Local enhancement of natural levels by wastes from phosphate ore processing industry. *The Science of the Total Environment* **159**(2-3), 201-214.
- Carvalho F. P. (1997) Distribution, cycling and mean residence time of ^{226}Ra , ^{210}Pb and ^{210}Po in the Tagus estuary. *The Science of the Total Environment* **196**, 151-161.
- Charpin J. P. F. and Myers T. G. (2005) Modelling thin flow with erosion and deposition. *Adv Water Resour* **28**, 761-772.
- Chassaing P. (2000) *Turbulence en mécanique des fluides*.
- Chauris L. (1997) Radioactivité Naturelle des Différentes Formations Lithologiques de la Région de Roscoff. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France* **19**(3), 105-148.
- Cheng N. S. (2004) Analysis of bedload transport in laminar flows. *Adv Water Resour* **27**, 937-942.
- Chow V. T. (1959) *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill.
- Ciffroy P., Reyss J. L., and Siclet F. (2003) Determination of the residence time of suspended particles in the turbidity maximum of the Loire Estuary by ^7Be analysis. *Estuarine Coastal and Shelf Science* **57**, 553-568.
- Clauser F. H. (1956) *Advances in applied mechanics*.
- Comans R. N. J. C., Hilton J., Voitsekhovitch O., Laptev G., Popov V., Madruga M. J., Bulgakov A., Smith J. T., Movchan N., and Konoplev A. (1998) A comparative study of radiocesium mobility measurements in soils and sediments from the catchment of a small upland oligotrophic lake (Devoke Water, U.K.). *Water Research* **32**, 2846-2855.
- Coussot P. (1997) *Mudflow rheology and dynamics*. A.A. Balkema.
- Coussot P. and Ancey C. (1999) *Rhéophysique des pâtes et des suspensions*.
- Coussot P. and Piau J. M. (1995) On the behavior of fine mud suspensions. *Rheologica Acta* **33**, 175-184.
- Couvert B., Lefort P., Peiry J. L., and Belleudy P. (1999) La gestion des rivières, transport solide et attérissements - guide méthodologique (ed. A. d. l'Eau).
- Crave A. and Davy P. (2001) A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics. *Computer and Geosciences* **27**, 815-827.
- Dadson S. (2004) Erosion of an active mountain belt, University of Cambridge.

- Davenport H. M. and Peters L. K. (1978) Field studies of atmospheric particulate concentration changes during precipitation. *Atmospheric Environment* **12**, 997-1008.
- Davy P. (1993) On the frequency-length distribution of the San Andreas fault system. *Journal of Geophysical Research* **98**(B7), 12,141-12,151.
- Decroix. (1999) Comportement rhéologique des mortiers et bétons frais vibrés : Construction d'un modèle d'optimisation des compositions. PhD, INSA de Rennes.
- Delle Site A. (2001) Factors Affecting Sorption of Organic Compounds in Natural Sorbent/Water Systems and Sorption Coefficients for Selected Pollutants. A Review. *Journal of Physical and Chemical Reference Data* **30**(1), 187-439.
- Dibb J. and Rice D. L. (1989) The Geochemistry of Beryllium-7 in Chesapeake Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **28**, 379-394.
- Dominik J., Burrus D., and Vernet J. P. (1987) Transport of the environmental radionuclides in an alpine watershed. *Earth and Planetary Science Letters* **84**, 165-180.
- Dominik J., Schuler C., and Santschi P. H. (1989) Residence times of ^{234}Th and ^7Be in Lake Geneva. *Earth and Planetary and Science Letters* **93**, 345-358.
- Donoghue J. F. and Greenfield M. B. (1991) Radioactivity of heavy mineral sands as an indicator of coastal sand transport processes. *Journal of Coastal Research* **7**(1), 189-201.
- Durana L., Chudy M., and Masarik J. (1996) Investigation of ^7Be in the Bratislava atmosphere. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **207**(2), 345-356.
- Dutkiewicz V. A. and Husain L. (1985) Stratospheric and tropospheric component of ^7Be in surface air. *Journal of Geophysical Research* **90**(D3), 5783-5788.
- Dyer F. J. and Olley J. M. (1998) The effects of fluvial transport on radionuclide concentrations on different particle size classes. *Radioactivity and the Environment*.
- Echevarria G., Sheppard M. I., and Morel J.-L. (2001) Effect of pH on the sorption of uranium in soils. *Journal of Environmental Radioactivity* **53**, 257-264.
- Einstein A. (1956) *Investigation of the Brownian movement*. Dover publication.
- Einstein H. A. (1950) *The bed-load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows*.
- Eisenbud M. (1973) *Environmental radioactivity*. Academic Press.
- Engelmann R. J. (1968) The calculation of precipitation scavenging. In *Meteorology and Atomic Energy* (ed. USAEC), pp. 208-221. D.H. Slade.
- Engelund F. and Hansen E. (1967) A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams (ed. T. Vorlag).
- Evans D. W., Alberts J. J., and Clark III R. A. (1983) Reversible ion-exchange fixation of cesium-137 leading to mobilization from reservoir sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 1041-1049.
- Evesque P. and Lanos C. (1997) La mécanique du sable mouillé. In *Des grands écoulements naturels à la dynamique du tas de sable* (ed. B. I. Cemagref, C. Allain, P. Coussot), pp. 231-252.
- Faas R. W. (1987) Viscous Control of Estuarine Resuspension Patterns. *Coastal Sediments* **87**, 300-315.
- Feely H. W., Larsen R. J., and Sanderson C. G. (1989) Factors that cause seasonal variations in beryllium-7 concentrations in surface air. *Journal of Environmental Radioactivity* **9**(3), 223-249.

- Fogh C. L., Roed J., and Andersson K. G. (1999) Radionuclide resuspension and mixed deposition at different heights. *Journal of Environmental Radioactivity* **46**(1), 67-75.
- Foucaut J. M. (1994) Etude théorique et expérimentale des phénomènes d'envol et de saltation de particules dans une couche limite turbulente. Université de Lille.
- Gallois S., Alexis A., and Thomas P. (1999) Modélisation du processus de sédimentation-consolidation des vases estuariennes : approche continue unidimensionnelle. *Bulletin of Engineering Geology and the Environnement* **57**, 311-318.
- Geyer W. R. (1993) The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum. *Estuaries* **16**, 113-125.
- Gibbs R. J. and Konwar L. (1986) Coagulation and settling of Amazon River suspended sediment. *Continental Shelf Research* **6**, 127-149.
- Giblin A. M., Batts B. D., and Swaine D. J. (1981) Laboratory simulation studies of uranium mobility in natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **45**, 699-709.
- Graf W. H. (1971) *Hydraulics of sediment transport*. McGraw-Hill.
- Graf W. H. and Altinakar M. S. (1996) *Hydraulique fluviale - Tome 2 - Ecoulement non permanent et phénomènes de transport*.
- Guo J. and Julien P. Y. (2005) Shear Stress in Smooth Rectangular Open-Channel Flows. *Journal of Hydraulic engineering ASCE* **131**(1), 30-36.
- Guo L. and Santschi P. H. (1997) Isotopic and compositional constraints on macromolecular organic matter cycling in continental margin waters. *Reviews of Geophysics* **35**, 17-40.
- Gustafsson Ö. and Gschwend P. M. (1997) Aquatic colloid: concepts, definitions, and current challenges. *Limnology Oceanography* **42**, 519-528.
- Hairsine P. B. and Rose C. W. (1992) Modeling water erosion due to overland flow using physical principles: 1 sheet flow. *Water Resour Res* **28**, 237-243.
- Harmsen K. and De Haan F. A. M. (1980) Occurrence and behaviour of uranium and thorium in soil and water Netherlands. *Journal of Agricultural Sciences* **28**, 40-62.
- Hatje V., Payne T. E., Hill D. M., McOrist G., Birch G. F., and Szymczak R. (2003) Kinetics of trace element uptake and release by particles in estuarine waters: effect of pH, salinity, and particle loading. *Environment International* **29**, 619-629.
- Hauer C. and Habersack H. (2005) The effects of a catastrophic flood event on the morphodynamics of an Austrian River, pp. 8. Inst. of Water Management, Hydrology and Hydraulic Engineering, Dept. of Water-Atmosphere-Environment, BOKU University of Natural Resources Applied Live Sciences.
- Hawley N., Robbins J. A., and Eadie B. J. (1986) The partition of ⁷beryllium in fresh water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 1127-1131.
- He Q. and Walling D. E. (1996) Interpreting Particle Size Effects in the Adsorption of ¹³⁷Cs and Unsupported ²¹⁰Pb by Mineral Soils and Sediments. *Journal of Environmental Radioactivity* **30**(2), 117-137.
- Hecht L. and Cuney M. (1999) Mineralogical evidences for uranium mobilization in possible source rocks from unconformity-related U deposits (Athabasca, Saskatchewan, Canada). *EGU* **10**, 765.
- Ho C. H. and Miller N. H. (1986) Adsorption of uranyl species from bicarbonate solution onto hematite particles. *Journal of Colloid and Interface Science* **110**, 165-171.

- Honeyman B. D. and Santschi P. H. (1988) A Brownian-pumping model for oceanic trace metal scavenging: Evidence from thorium isotopes. *Journal of Marine Research* **47**, 951-992.
- Honeyman B. D. and Santschi P. H. (1989) A Brownian-pumping model for trace metal scavenging: evidence from Th isotopes. *Journal of Marine Research* **47**(4), 950-995.
- Hötzl H., Rosner G., and Winkler R. (1983) Radionuclide Concentrations in Ground Level Air and Precipitation in South Germany from 1976 to 1982. Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung (GFS) München.
- Hötzl H., Rosner G., and Winkler R. (1991) Correlation of ^7Be concentrations in surface air and precipitation with the solar cycle. *Naturwissenschaften* **78**, 215-217.
- Hötzl H. and Winkler R. (1987) Activity concentrations of ^{226}Ra , ^{228}Ra , ^{210}Pb , ^{40}K and ^7Be and their temporal variations in surface air. *Journal of Environmental Radioactivity* **5**(6), 445-458.
- Howard A. D. (1994) A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research* **30**(7), 2261-2285.
- Howorth J. M. and Eggleton A. E. J. (1988) Studies of Environmental Radioactivity in Cumbria, Part 12: Modelling of the sea-to-land transfer of radionuclides and an assessment of the radiological consequences. AERE Harwell.
- Hsu C.-N. and Chang K.-P. (1994) Sorption and desorption behavior of cesium on soil components. *Applied Radiation and Isotopes* **45**, 433-437.
- Huh C.-A. and Su C.-C. (2004) Distribution of fallout radionuclides (^7Be , ^{137}Cs , ^{210}Pb and $^{239,240}\text{Pu}$) in soils of Taiwan. *Journal of Environmental Radioactivity* **77**(1), 87-100.
- Inman D. L. and Jenkins A. S. (1999) Climate Change and the Episodicity of Sediment Flux of Small California Rivers. *The Journal of Geology* **107**, 251-270.
- Ioannides K. G., Mertzimekis T. J., Papachristodoulou C. A., and Tzialla C. E. (1997) Measurements of natural radioactivity in phosphate fertilizers. *The Science of the Total Environment* **196**, 63-67.
- Ishida Y., Miyagawa N., Watanabe H., Asano T., and Kitahara Y. (1988) Environmental radioactivity around Tokai-Works after the reactor accident at Chernobyl. *Journal of Environmental Radioactivity* **7**(1), 17-27.
- Ishikawa Y., Murakami H., Sekine T., and Yoshihara K. (1995) Precipitation Scavenging Studies of Radionuclides in Air Using Cosmogenic ^7Be . *Journal of Environmental Radioactivity* **26**(1), 19-36.
- Jansson M. B. (1995) Estimating a sediment rating curve of the Reventazon river at Palomo using logged mean loads within discharge classes. *Journal of Hydrology* **183**, 227-241.
- Jobson H. E. and Carey W. P. (1989) Interaction of fine sediment with alluvial streambeds. *Water Resources Research* **25**(1), 135-140.
- Johansson H., Lindstrom M., and Hakanson L. (2001) On the modelling of the particulate and dissolved fractions of substances in aquatic ecosystems - sedimentological and ecological interactions. *Ecological Modelling* **137**(2-3).
- Joshi S. R., Mcree R. C., Shukla B. S., and Roy J.-C. (1991) Partitioning and transport of lead-210 in the Ottawa river watershed. *Water, Air and Soil Pollution* **59**, 311-320.
- Joshi S. R., Shukla B. S., and Bobba A. G. (1992) Lead-210 sedimentation in Lake Ontario. *Environmental geology and water sciences* **19**(2), 121-126.
- Kathreen R. (1984) *Radioactivity in the environment: Sources, distribution and surveillance*. Harwood Academic Publishers.

- Katz D. M., Watts F. J., and Burroughs E. R. (1995) Effects of surface roughness and rainfall impact on overland flow. *ASCE J Hyd Eng* **121**(7), 546-553.
- Kerndorff H. and Schnitzer M. (1980) Sorption of metals on humic acid. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 1701-1708.
- Kershaw P. J., Pentreath R. J., Gurbutt P. A., Woodhead D. S., Durance J. A., and Camplin W. C. (1988) Modelling the behaviour of long-lived radionuclides in the Irish Sea. Comparison of model predictions with field observations. In *Reliability of Radioactive Transfer Models* (ed. G. Desmet), pp. 241-249. Elsevier.
- Keup L. E. (1968) Phosphorus in flowing streams. *Water Research* **2**(5), 373-385.
- Kinnell P. I. A. (1991) The effect of flow depth on sediment transport induced by raindrops impacting shallow flows. *Trans Am Soc Agr Eng* **34**(1), 161-168.
- Kirby R. A. and Parker W. R. (1977) The physical characteristics and environmental significance of fine-sediment suspensions in estuaries. In *Estuaries, Geophysics and the Environment* (ed. C. B. Officer), pp. 110-120. National Academy Press.
- Koch D. M. and Mann M. E. (1996) Spacial and temporal variability of ⁷Be surface concentrations. *Tellus* **48B**(3), 387-396.
- Kodaira K., Kato M., Komamura A., Yamamoto A., Ebisawa R., Sakanoue M., and Komura K. (1980) Distribution of lead-210 in Japanese soils and its relation to the distributions of strontium-90, caesium-137, and stable lead. *Natural Radiation Environment III*, 611-632.
- Köhler M., Niese S., Gleisberg B., Jenk U., and Nindel K. (2000) Simultaneous determination of Ra and Th nuclides, ²³⁸U and ²²⁷Ac in uranium mining waters by α -ray spectrometry. *Applied Radiation and Isotopes* **52**, 717-723.
- Kooi H. and Beaumont C. (1996) Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research* **101**(B2), 3361-3386.
- Kostaschuk R., Villard P., and Best J. (2004) Measuring Velocity and Shear Stress over Dunes with Acoustic Doppler Profiler. *Journal of hydraulic engineering* **130**(9), 932-936.
- Kraepiel A. M. L., Keller K., and Morel F. M. M. (1999) A model for metal adsorption on montmorillonite. *Journal of Colloid and Interface Science* **210**, 43-54.
- Krieger I. M. and Dougherty T. J. (1959) A mechanism for non-newtonian flow in suspensions of rigid spheres. *Trans Soc Rheol* **III**, 137-152.
- Kuhn W., Handl J., and Schuller P. (1984) The influence of soil parameters on ¹³⁷Cs uptake by plants from long-term fallout on forest clearings and grassland. *Health Physics* **44**, 1083-1093.
- Kurosawa S. and Ueta S. (2001) Effect of colloids on radionuclide migration for performance assessment of HLW disposal in Japan. *Pure and Applied Chemistry* **73**(12), 2027-2037.
- Lague D., Crave A., and Davy P. (2003) Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *J Geo Res* **108**(B1), no 2008.
- Lague D., Hovius N., and Davy P. (2005) Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. *Journal of Geophysical Research* **110**(F4), F04006.1-F04006.17.
- Laguionie P., Crave A., Bonté P., and Lefèvre I. (2006) Using in-situ radionuclides to model sediment transfer at the flow event time scale. *First International Conference on Debris Flow*.
- Lal D. and Peters B. (1967) Cosmic ray produced radioactivity on the earth. In *Handbuch der Physik*, Vol. 46 (ed. K. Sitte), pp. 551-612. Springer Verlag.

- Lal D. and Peters B. (1967) *Cosmic-ray produced radioactivity on the earth*. Springer Verlag.
- Lal D. and Suess H. E. (1968) The radioactivity of the atmosphere and hydrosphere. In *Annual Review of Nuclear Science*, Vol. 18 (ed. J. R. G. a. H. P. N. E. Segrè).
- Lambrechts A., Foulquier L., and Garnier-Laplace J. (1992) Natural Radioactivity in the Aquatic Components of the Main French Rivers. *Radiation Protection Dosimetry* **45**(1-4), 253-256.
- Larsen I. L. and Cutshall N. H. (1981) Direct determination of ^7Be in sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **54**, 379-384.
- Larsen R. J. (1993) Global decrease of Beryllium-7 in surface air. *Journal of Environmental Radioactivity* **18**(1), 85-87.
- Lavelle J. W. and Mofjeld H. O. (1987) Bibliography on Sediment Threshold Velocity. *Journal of Hydraulic Engineering (ASCE)* **113**(3), 389-393.
- Lefrançois J., Grimaldi C., Gascuel-Oudoux C., and Gilliet N. (2006) Suspended sediment and discharge relationships to identify bank degradation as a main sediment source on small agricultural catchments. *Hydrological processes sous presse*.
- Lemmin U., Hurther D., and Shen C. (1999) A high resolution constant beam width pulse-to-pulse coherent 3-Dacoustic Doppler profiling current meter for use in laboratory and environmental studies. *Proceedings of the IEEE Sixth Working Conference on Current Measurement*, 216-220.
- Lesourd-Moulin V. (1986) Humic Acids and their Interactions with Metallic Elements. CEA.
- Lewis J. (2002) Turbidity-controlled sampling for suspended sediment load estimation. *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and methodological advances*.
- Li Y.-H., Burkhardt L., Buchholtz M. B., O'Hara P., and Santschi P. H. (1984) Partition of radiotracers between suspended particles and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**(10), 2011-2019.
- Lide D. R. (1993) CRC Handbook of Chemistry and Physics, 73rd edition. CRC Press.
- Lieser K. H., Gleitsmann B., Peschke S., and Steinkopff T. (1986) Colloid Formation and Sorption of Radionuclides in Natural Systems. *Radiochimica Acta* **40**, 39-47.
- Livens F. R. and Baxter M. S. (1988a) Particle size and radionuclide levels in some West Cumbrian soils. *The Science of the Total Environment* **70**, 1-17.
- Livens F. R. and Baxter M. S. (1988b) Chemical associations of artificial radionuclides in Cumbrian soils. *Journal of Environmental Radioactivity* **7**(1), 75-86.
- Livens F. R. and Loveland P. J. (1988) The influence of soil properties on the environmental mobility of caesium in Cumbria. *Soil Use and Management* **4**(69-75).
- Lozano J. C., Blanco Rodriguez P., and Vera Tomé F. (2002) Distribution of long-lived radionuclides of the ^{238}U series in the sediments of a small river in a uranium mineralized region of Spain. *Journal of Environmental Radioactivity* **63**(2), 153-171.
- Lupien M. D. and Grondin D. (1984) Natural radionuclides in the St. Lawrence River. *Water Pollution Research Journal Canada* **19**(2), 120-128.
- Lutzenkirchen J. (1997) Ionic strength effects on cation sorption to oxides: macroscopic observations and their microscopic interpretation. *Journal of Colloid and Interface Science* **195**, 259-266.
- Madruca M. J. (1993) Adsorption-desorption behaviour of radiocaesium and radiostrontium in sediments. PhD, Katholieke Universiteit Leuven.

- Mainali A. and Rajaratnam N. (1994) Experimental study of debris flows. *ASCE J Hyd Eng* **120**(1), 104-123.
- Major J. J. and Pierson T. C. (1992) Debris flow rheology: Experimental analysis of fine-grained slurries. *Water Resources Research* **28**, 841-857.
- Makhon'ko K. (1967) Simplified theoretical notion of contaminant removal by precipitation from the atmosphere. *Tellus* **XIX**, 467-476.
- Mangini A., Christian U., Barth M., Schmitz W., and Stabel H. H. (1990) Pathways and residence times of radiotracers in Lake Constance. In *Large lakes: Ecological structure and function* (ed. M. T. a. C. Serruya), pp. 245-264. Springer.
- Maren D. S. (2006) Modelling hyperconcentrated flows in the Yellow River, China.
- Marshall T. J. and Holmes J. W. (1979) *Soil Physics*. Cambridge University Press.
- Martinez-Aguirre A., Garcia-Leon M., and Ivanovich M. (1994) The distribution of U, Th and [226]Ra derived from the phosphate fertilizer industries on an estuarine system in Southwest Spain. *Journal of environmental radioactivity* **22**(2), 155-177.
- McMurray P. H. and Wilson J. C. (1982) Growth laws for the formation of secondary ambient aerosols: implications for chemical conversion mechanisms. *Atmospheric Environment* **16**, 121-134.
- 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 *Surface Water Hydrology, The Geology of North America*, Vol. O-1 (ed. H. C. R. M.G. Wolman), pp. 255-280. Geol. Soc. of Am.
- Means J. L. and Crerar D. A. (1978) Migration of radioactive wastes: radionuclide mobilization by complexing agents. *Science* **200**, 1477-1481.
- Melinge Y., Laguionie P., Crave A., and Lanos C. (2006) Mobilisation solide en milieu naturel fluvial - Transposition des données laboratoire au contexte naturel. *XXIIIèmes rencontres universitaires de l'Association Universitaire de Génie Civil*.
- 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**, 65-93.
- Millward G. E. and Glegg G. A. (1997) Fluxes and retention of trace metals in the Humber estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **44**, 97-105.
- Minato S. (1983) Estimate of radon-222 concentrations in rainclouds from radioactivity of rainwater observed at ground level. *Journal of Radioanalytical Chemistry* **78**, 199-207.
- Misak N. Z., Ghoneimy H. F., and Morcos T. N. (1996) Adsorption of Co^{2+} and Zn^{2+} ions on hydrous Fe (III), Sn (IV), and Fe (III)/Sn (IV) oxides: II. Thermal behavior of loaded oxides, isotopic exchange equilibria, and percentage adsorption-pH curves. *Journal of Colloid and Interface Science* **184**, 31-43.
- Monte L., Baldani E., Battella C., Fratarcangeki S., and Pompei F. (1997) Modelling the Radionuclide balance in some Water Bodies of Central Italy. *Journal of Environmental Radioactivity* **37**(3), 269-285.
- Monte L., Brittain J. E., Hakanson L., Heling R., Smith T. S., and Zheleznyak M. (2003) Review and assessment of models used to predict the fate of radionuclides in lakes. *Journal of Environmental Radioactivity* **69**, 177-205.
- Montgomery D. R. and Foufoula-Georgiou E. (1993) Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research* **29**, 3925-3934.
- Montgomery D. R. and Gran K. B. (2001) Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resources Research* **37**(6), 1841-1846.

- Mooney M. (1951) The viscosity of a concentrated suspension of spherical particles. *The Journal of Colloid and Interface Science* **6**, 162-170.
- Moran S. B. and Buesseler K. O. (1992) Short residence time of colloids in the upper ocean estimated from ^{238}U - ^{234}Th disequilibria. *Nature* **359**, 221-223.
- Moran S. B., Yeats P. A., and Balls P. W. (1996) On the role of colloids in trace metal solid-solution partitioning in continental shelf waters: a comparison of model results and field data. *Continental Shelf Research* **16**, 397-408.
- Mundschenk H. (1996) Occurrence and Behaviour of Radionuclides in the Moselle River-Part I: Entry of Natural and Artificial Radionuclides. *Journal of Environmental Radioactivity* **30**(3), 199-213.
- Murayana N. (1964) Example of Radioactivity Transport from Stratosphere to Troposphere. *J. Meteorol. Res.* **16**, 421.
- Myers T. G. (1998) Thin films with high surface tension. *SIAM Rev* **40**(3), 441-462.
- Myers T. G. (2002) Modelling laminar sheet flow over rough surfaces. *Water Resour Res* **38**(11), 1230.
- Myers T. G. (2003) Unsteady laminar flow over a rough surface. *J Eng Math* **46**, 111-126.
- Nielsen N. F., Larsen P. S., Riisgard H. U., and Jorgensen C. B. (1993) Fluid motion and particle retention in the gill of *Mytilus edulis*: video recordings and numerical modelling. *Marine Biology* **116**, 61-71.
- Nikuradse J. (1933) Stromungsgesetze in rauhen Rohren. *V.d.I. Forschungsheft* **361**.
- Nittrouer C. A., Curtin T. B., and DeMaster D. J. (1986) Concentration and flux of suspended sediment on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research* **6**, 151-174.
- O'Brien J. S. and Julien P. Y. (1988) Laboratory analysis of mudflows properties. *Journal of hydraulic engineering* **114**, 877-887.
- O'Brien K., De La Zerda Lerner A., Shea M. A., and Smart D. F. (1991) The production of cosmogenic isotopes in the Earth's atmosphere and their inventories. In *The sun in time*, Vol. 317-342 (ed. M. S. G. C. P. Sonett, and M. S. Matthews). University of Arizona Press.
- O'Connor D. J. and Connolly J. P. (1980) The Effect of Concentration of Adsorbing Solids on the Partition Coefficient. *Water Research* **14**, 1517-1523.
- Ohnuki T. (1994) Sorption characteristics of cesium on sandy soils and their components. *Radiochimica Acta* **65**, 75-80.
- Ohnuki T. and Kozai N. (1994) Sorption Characteristics of Radioactive Cesium and Strontium on Smectite. *Radiochimica Acta* **66-67**, 327-331.
- Old G. H., Leeks G. J. L., Cooper D., McNeil D., and Smith P. (2002) Two technological advances in continuous monitoring of suspended sediment transport and particle characteristics. *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and methodological advances*.
- Olley J. M., Roberts R. G., and Murray A. S. (1997) A novel method for determining residence times of river and lake sediments based on disequilibrium in the thorium decay series. *Water Resources Research* **33**, 1319-1326.
- Olsen C. R., Larsen I. L., Lowry P. D., Cutshall N. H., and Nichols M. M. (1986) Geochemistry and deposition of ^7Be in river estuarine and coastal waters. *Journal of Geophysical Research* **91**, 896-908.
- Olsen C. R., Larsen I. L., Lowry P. D., Cutshall N. H., Todd J. F., Wong G. T. F., and Casey W. H. (1985) Atmospheric fluxes and marsh-soil inventories of ^7Be and ^{210}Pb . *Journal of Geophysical Research* **90**(D6), 10487-10495.

- Owens P. N., Walling D. E., He Q., and Shanahan J. (1997) The use of cesium-137 measurements to establish a sediment budget for the Start catchment, Devon, UK. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques* **42**, 405-407.
- Pakou A. A., Assimakopoulos P. A., and Prapidis M. (1994) Natural radioactivity and radon emanation factors in building material used in Epirus (north-western Greece). *The Science of the Total Environment* **144**, 255-260.
- Papachristodoulou C. A., Assimakopoulos P. A., Patronis N. E., and Ioannides K. G. (2003) Use of HPGe α -ray spectrometry to assess the isotopic composition of uranium in soils. *Journal of Environmental Radioactivity* **64**, 195-203.
- Papastefanou C. and Bondietti E. A. (1991) Mean residence times of atmospheric aerosols in the boundary layer as determined from super(210)Bi/ super(210)Pb activity ratios. *Journal of Aerosol Science* **22**(7), 927-931.
- Papastefanou C. and Ioannidou A. (1995) Aerodynamic Size Association of ^7Be in Ambient Aerosols. *Journal of Environmental Radioactivity* **26**(3), 273-282.
- Papastefanou C., Manolopoulou M., and Charalambous S. (1988) Cesium-137 in soils from Chernobyl fallout. *Health Physics* **55**, 985-987.
- Papastefanou C., Manolopoulou S., Ioannidou A., and Gerasopoulos E. (1999) Soil-to-plant transfer of ^{137}Cs , ^{40}K and ^7Be . *Journal of Environmental Radioactivity* **45**(1), 59-65.
- Partheniades E. (1972) *Results of recent investigations on erosion and deposition of cohesive soils*. Fort Collins.
- Payne T. E., Davis J. A., and Waite T. D. (1994) Uranium Retention by Weathered Schists-The Role of Iron Minerals. *Radiochimica Acta* **66-67**, 297-303.
- Perianez R. and Abril J. M. (1996) Modelling the Dispersion of Non-conservative Radionuclides in Tidal waters - Part 1: Conceptual and Mathematical Model. *Journal of Environmental Radioactivity* **31**(2), 127-141.
- Perianez R., Garcia-Leon M., and Abril J. M. (1994) Radium isotopes in suspended matter in an estuarine system in the southwest of Spain. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles* **183**, 395-407.
- Perkins R. W., Thomas C. W., and Young J. A. (1970) Application of short-lived cosmogenic radionuclides as tracers of in-cloud scavenging processes. *Journal of Geophysical Research* **75**, 3076-3087.
- Pickering K. E., Thompson A. M., Wang Y., Tao W. K., McNamara D. P., Kirchoff V. W. J. H., Heikes B. G., Sachse G. W., Bradshaw J. D., Gregory G. L., and Blake D. R. (1996) Convective transport of biomass burning emissions over Brazil during TRACE-A. *Journal of Geophysical Research* **101**(D19), 23993-24012.
- Pyrce R. S. and Ashmore P. E. (2003) The relation between particle path length distributions and channel morphology in gravel-bed streams: a synthesis. *Geomorphology* **56**(1-2), 167-187.
- Quémada D. (1977) Rheology of concentrated disperse systems and minimum energy dissipation principle - I. Viscosity-concentration relationship. *Rheologica Acta* **16**(1), 82-94.
- Quentin X. (2005) Etude de la probabilité de transport solide dans un bief de la vilaine. INSA de Rennes, Département GCU.
- Reineking A., Scheibel H. G., Hussin A., and Porstendorfer J. (1990) Radioactive aerosols in the lower atmosphere. *3rd International Aerosol Conference*, 1217-1221.
- Robbins J. A. and Eadie B. J. (1991) Seasonal cycling of trace elements ^{137}Cs , ^7Be and $^{239+240}\text{Pu}$ in lake Michigan. *Journal of geophysical research. Part C, Oceans and atmospheres* **96**(9), 17081-17104.
- Röbig G., Becker K. H., Hessin A., Porstendörfer J., and Scheibel H. G. (1980) A cascade impactor calibration for measurement of activity size distributions in the atmosphere. *Eighth Conference in Aerosol Science*, 96-102.

- Rodriguez-Alvarez M. J. and Sanchez F. (1995) Behavior of uranium along Jucar River (Eastern Spain): Determination of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **190**(1), 113-120.
- Rodriguez-Alvarez M. J. and Sanchez F. (2000) Modelling of U, Th, Ra and ^{137}Cs radionuclides behaviour in rivers. Comparison with field observations. *Applied Mathematical Modelling* **25**, 57-77.
- Rouse H. (1937) Modern Conceptions of the Mechanics of Fluid Turbulence. *ASCE Transactions* **102**, 436-505.
- Rouse H. (1938) Experiments on the mechanics of sediment suspension. *5th International Congress for Applied Mechanics*.
- Rouse H. (1939) Laws of transportation of sediment by streams; suspended load. *Reprints in Engineering*.
- Salomons W. and Förstner U. (1984) *Metals in the Hydrocycle*. Springer.
- Sanchez F. and Rodriguez-Alvarez M. J. (1999) Effect of pH, temperature, conductivity and sediment size on thorium and radium activities along Jucar River (Spain). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **242**(3), 671-681.
- Sanchez M., Grimigni P., and Delanoë Y. (2005) Steady-state vertical distribution of cohesive sediments in a flow. *C. R. Geoscience* **337**, 357-365.
- Sawhney B. L. (1972) Selective sorption and fixation of cations by clay minerals: a review. *Clays and Clay Minerals* **20**, 93-100.
- Schuler C., Wieland P., Santschi P. H., Sturm M., Lueck A., Bollhalder S., Beer J., Bonani G., Hofmann H. J., Suter M., and Wolfi W. (1991) A multitracer study of radionuclides in Lake Zurich, Switzerland I. Comparison of atmospheric and sedimentary fluxes of ^7Be , ^{10}Be , ^{210}Pb , ^{210}Po , and ^{137}Cs . *Journal of Geophysical Research* **96**, 17051-17065.
- Sheppard M. I. and Thibault D. H. (1990) Default soil/liquid partition coefficients, K_{ds} , for four major soil types: a compendium. *Health Physics* **59**, 471-482.
- Sheppard S. C., Evenden W. G., and Pollock R. J. (1989) Uptake of natural radionuclides by field and garden crops. *Canadian Journal of Soil Science* **69**, 751-767.
- Sholkovitz E. R. (1979) Chemical and physical processes controlling the chemical composition of suspended material in the River Tay Estuary. *Estuarine and Coastal Marine Science* **8**, 523-545.
- Sholkovitz E. R. and Mann D. R. (1984) The pore water chemistry of $^{239,240}\text{Pu}$ and ^{137}Cs in sediments of Buzzards Bay, Massachusetts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 1107-1114.
- Shukla B. S. (1993) *Watershed, River, and Lake Modeling through Environmental Radioactivity*. Environmental Research & Publications Inc.
- Sklar L. S. and Dietrich W. E. (2001) Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology* **29**(12), 1087-1090.
- Slack J. R., Lumb A. M., and Landwehr J. M. (1993) Hydroclimatic data network (HCDN): A U.S. Geological Survey streamflow data set for the United States for the study of climate variation. In *US Geology Survey Water-Resource Investigation Report*.
- Smith B. P. G., Copper D. M., Naden P. S., and Dunbar M. J. (2002) Adequacy of current methods of suspended sediment monitoring for recent European legislative requirements. *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and methodological advances*.
- Sogon S. (1999) Erosion des sols cultivés et transport des matières en suspension dans un bassin versant de Brie. Application des traceurs radioactifs naturels et magnétiques. PhD, Université de Paris 6.

- Sposito G. and LeVesque C. S. (1985) Sodium-calcium-magnesium exchange on silver Hill Illite. *Soil Science Society of America Journal* **49**, 1153–1159.
- Steinmann P., Billen T., Loizeau J.-L., and Dominik J. (1999) Beryllium-7 as a tracer to study mechanisms and rates of metal scavenging from lake surface waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**(11-12), 1621-1633.
- Stiller M. and Imboden D. M. (1986) ^{210}Pb in Lake Kinneret waters and sediments: residence times and fluxes. In *Sediment and water interactions* (ed. e. P.G. Sly), pp. 501-511. Springer-Verlag.
- Struble L. J. and Sun G.-K. (1995) Viscosity of portland cement paste as function of concentration. *Advn Cem. Bas. Mat.* **2**, 62-69.
- Takeshi M., Hikaru A., Takeshi U., Nobuyuki Y., and Yoshii K. (1995) The Role of Suspended Particles in the Discharge of ^{210}Pb and ^7Be within the Kuji River Watershed, Japan. *Journal of Environmental Radioactivity* **26**, 3-17.
- Talbot R. W. and Andren A. W. (1984) Seasonal variations of ^{210}Pb and ^{210}Po concentrations in an oligotrophic lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**(10), 2053-2063.
- Tamura T. (1964) Selective sorption reaction of caesium with mineral soils. *Nuclear Safety* **5**, 262-268.
- Tamura T. and Jacobs D. G. (1960) Structural implications in caesium sorption. *Health Physics* **2**, 391-398.
- Thomas A. J. (1988) Géochimie des radioéléments naturels et artificiels: application à l'étude de l'interface continent-océan, Pierre et Marie Curie.
- Tokieda T., Yamanaka K., Harada K., and Tsunogai S. (1996) Seasonal variations of residence time and upper atmospheric contribution of aerosols studied with Pb-210, Bi-210, Po-210 and Be-7. *Tellus B* **48**, 690-702.
- Toutou Z. (2002) Rhéologie et formulation des géosuspensions concentrées : évaluation des conditions d'extrudabilité. PhD, INSA de Rennes.
- Toutou Z., Lanos C., Mélinge Y., and Roussel N. (2004) Modèle de viscosité multi-échelle : de la pâte de ciment au micro-béton. *Rhéologie* **5**, 1-9.
- Trivedi P. and Axe L. (2000) Modeling Cd and Zn sorption to hydrous metal oxides. *Environmental Science and Technology* **34**, 2215-2223.
- Tucker G. E. and Slingerland R. L. (1994) Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research* **99**(12), 229-243.
- Turcotte D. L. and Greene L. (1993) A scale-invariant approach to flood-frequency analysis. *Stochastic hydrology and hydraulics* **7**(1), 33-40.
- Turekian K. K., Benniger L. K., and Dion E. P. (1983) ^7Be and ^{210}Pb total deposition fluxes at New Haven, Connecticut and at Bermuda. *Journal of Geophysical Research* **88**(C9), 5411-5415.
- Turner A., Hyde T. L., and Rawling M. C. (1999) Transport and retention of hydrophobic organic micropollutants in estuaries: implications of the particle concentration effect. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **49**(5), 733-746.
- UNSCEAR. (1982) Ionizing radiation: Sources and biological effects, pp. 211-214. United Nations.
- Valcke E. (1993) The behaviour dynamics of radiocaesium and radiostrontium in soils rich in organic matter. PhD, Katholieke Universiteit Leuven.
- Van Hoof P. L. and Andren A. W. (1989) Partitioning and transport of ^{210}Pb in Lake Michigan. *Journal of Great Lakes Research* **15**, 498-509.
- Van Rijn L. C. (1993) *Principles of sediment transport in rivers, estuaries, and coastal seas*.

- Verhoff F. H. and Melfi D. A. (1978) Total phosphorus transport during storm events. *Journal of the Environmental Engineering Division* **104**(5), 1021-1026.
- Verhoff F. H., Melfi D. A., and Yaksich S. M. (1979) Storm travel distance calculations for total phosphorus and suspended solids in rivers. *Water Resources Research* **15**, 1354-1360.
- Verhoff F. H., Melfi D. A., and Yaksich S. M. (1982) An analysis of total phosphorus transport in river systems. *Hydrobiologia* **91**, 241-252.
- Viezee W. and Singh H. B. (1980) The distribution of beryllium-7 in the troposphere: Implications on stratospheric/tropospheric air exchange. *Geophysical Research Letter* **7**, 805-808.
- Vogler S., Jung M., and Mangini A. (1996) Scavenging of ^{234}Th and ^7Be in Lake Constance. *Limnology and Oceanography* **41**, 1384-1393.
- Wallbrink P. J. and Murray A. S. (1994) Fallout of ^7Be in South Eastern Australia. *Journal of Environmental Radioactivity* **25**(3), 213-228.
- Wallbrink P. J. and Murray A. S. (1996) Determining soil loss using the inventory ratio of excess lead-210 to cesium-137. *Soil Science Society of American Journal* **60**, 1201-1208.
- Walling D. E. (2002) Using environmental radionuclides as tracers in sediment budget investigations. *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and methodological advances*.
- Walling D. E. and Quine T. (1991) Use of super(^{137}Cs) measurements to investigate soil erosion on arable fields in the UK: Potential applications and limitations. *Journal of Soil Science* **42**(1), 147-151.
- Walling D. E. and Webb B. W. (1982) Sediment availability and the prediction of storm-period sediment yields. *Recent Developments in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield*, 327-337.
- Walling D. E. and Woodward J. C. (1992) Use of radiometric fingerprints to derive information on suspended sediment sources. In *Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins*, Vol. 210 (ed. B. J., D. E. Walling, and T. Day), pp. 153-164. IAHS.
- Wang X. H. (2003) Tide-induced sediment resuspension and the bottom boundary layer in an idealized estuary with a muddy bed. *EGS - AGU - EUG Joint Assembly*.
- Wass P. D. and Leeks G. J. L. (1999) Suspended sediment fluxes in the Humber catchment, UK. *Hydrological Processes* **13**, 935-953.
- Weber W. J. J. R., McGinley P. M., and Katz L. E. (1991) Sorption phenomena in subsurface systems: concepts, models and effects on contaminant fate and transport. *Water Research* **25**(5), 499-528.
- Webster J. R. and Meyer J. L. (1997) Stream or ganic matter budgets. *Journal of the North American Benthological Society* **16**(1), 3-13.
- Wells J. T. and Roberts H. H. (1980) Fluid mud dynamics and shoreline stabilisation. *17th International Conference on Coastal Engineering*, 1382-1401.
- Wen L.-S., Santschi P., Gill G., and Paternostro C. (1999) Estuarine trace metal distributions in Galveston Bay: importance of colloidal forms in the speciation of the dissolved phase. *Marine Chemistry* **63**, 185-212.
- Wen L.-S., Santschi P. H., and Tang D. (1997) Interactions between radioactively labeled colloids and natural particles: Evidence for colloidal pumping. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**(14), 2867-2878.
- Whiting P. J., Matisoff G., Fornes W., and Soster F. M. (2005) Suspended sediment sources and transport distances in the Yellowstone River basin. *Geological Society of America bulletin* **117**(3-4), 515-529.

- Wieland E., Santschi P. H., and Beer J. (1991) A multitracer study of radionuclides in Lake Zurich, Switzerland 2. Residence times, removal processes, and sediment focussing. *Journal of Geophysical Research* **96**, 17067–17080.
- Willett I. R. and Bond W. J. (1995) Sorption of manganese, uranium, and radium by highly weathered soils. *Journal of Environmental Quality* **24**, 834-845.
- Wise S. M. (1980) Caesium-137 and lead-210: a review of techniques and some applications in geomorphology. In *Timescales in geomorphology* (ed. D. D. A. Cullingford R.A., lewin J.), pp. 109–127. John Wiley and Sons.
- Wolfgang L., Probst J.-L., and Kempe S. (1996) Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles* **10**(1), 23–42.
- Wu F. C. and Yang K. H. (2004) Entrainment Probabilities of Mixed-Size Sediment Incorporating Near-Bed Coherent flow Structures. *Journal of Hydraulic Engineering ASCE* **130**(12), 1187-1197.
- Yalin M. S. (1972) *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press.
- Yang G. L. (1989) Modèle de transport complet en rivière avec granulométrie étendue, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Young J. A. and Silker W. B. (1974) The determination of air-sea exchange and oceanic mixing rates using ⁷Be during the Bomex Experiment. *Journal of Geophysical Research* **79**, 4481-4489.
- Zhang Y.-K. and Schilling K. E. (2006) Increasing streamflow and baseflow in Mississippi River since the 1940 s: Effect of land use change. *Journal of Hydrology* **324**, 412-422.

UNIVERSITE DE RENNES I
SECTIONS SCIENCES ET PHILOSOPHIE

ANNEXE 2

AVIS DU JURY SUR LA REPRODUCTION DE LA THESE

Titre de la thèse :

- Mesures en site et modélisation du transport des sédiments en rivière. Application au bassin versant de la Vilaine

Nom et Prénom de l'auteur :

- Laquionie Philippe

Membres du jury :

- Bernard Charbon
- Eric Laguerre
- Philippe Bonke
- Philippe Davy
- Des Walling
- Alain Crave

Président du jury :

- Philippe Davy

Date de la soutenance :

19/12/2006

Reproduction de la thèse soutenue :

- Thèse pouvant être reproduite en l'état.
 Thèse ne pouvant être reproduite.
 Thèse pouvant être reproduite après corrections suggérées au cours de la soutenance.

Signature du Président du Jury



Résumé

L'objet de ce mémoire est l'étude du transport des sédiments dans les rivières. Une analyse de la corrélation entre les flux d'eau et de sédiments est réalisée par une approche statistique, sur la base de chroniques de données journalières moyennes établies pour des bassins versants de superficies et lithologies différentes. A des échelles d'espace et de temps courtes, les processus physiques mis en jeu dans les phénomènes de transport sont abordés par la mesure en rivière de profils de vitesse et de concentration, et par une approche rhéologique complémentaire. Les modèles théoriques sont confrontés aux mesures de terrain. In situ, la variabilité des paramètres mécaniques montre la nécessité d'utiliser des traceurs environnementaux pour intégrer les modes de transport des sédiments. Les travaux sont centrés sur les radioéléments Béryllium-7 et Iode-131. La méthodologie de traçage est développée et les résultats portent sur la cinétique de transport des sédiments dans la Vilaine.

Mots clés : flux de sédiments, mesures in situ, rivières, Massif armoricain, profil de vitesse, profil de concentration, rhéologie, temps de transit, radioéléments, Béryllium-7, Iode-131.

Resume

This thesis aims to study the sediment transport in rivers. Empirical relation between daily water discharge and sediment load is established from data collected in drainage basins of various areas and lithologies. At short space and time scales, physical processes involved in transport phenomena are studied using velocity and concentration profiles in rivers, and from a complementary rheological approach. Theoretical model results are confronted to field measurements. In situ, the variability of mechanical parameters shows the necessity to use environmental tracers to integrate the different sediment transport types. This work focuses on the radionuclides Beryllium-7 and Iodine-131. Tracing methodology is developed and results incorporate the sediment transport kinetics in the river Vilaine.

Keywords: sediment load, in situ measurements, rivers, Armorican massif, velocity profile, concentration profile, rheology, transit time, radionuclides, Beryllium-7, Iodine-131.