



**HAL**  
open science

**Méthodologie d'analyse de l'enfoncement du lit mineur  
d'un fleuve : approche combinée modélisation  
hydraulique-géochimie. Application à la Loire  
Forézienne (France)**

Mamy Tombozafy

► **To cite this version:**

Mamy Tombozafy. Méthodologie d'analyse de l'enfoncement du lit mineur d'un fleuve : approche combinée modélisation hydraulique-géochimie. Application à la Loire Forézienne (France). Autre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 2011. Français. NNT : 2010EMSE0596 . tel-00666996

**HAL Id: tel-00666996**

**<https://theses.hal.science/tel-00666996>**

Submitted on 6 Feb 2012

**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.

## THÈSE

présentée par

Mamy TOMBOZAFY

pour obtenir le grade de  
Docteur de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne  
Spécialité : Sciences et Génie de l'Environnement

### MÉTHODOLOGIE D'ANALYSE DE L'ENFONCEMENT DU LIT MINEUR D'UN FLEUVE : APPROCHE COMBINÉE MODÉLISATION HYDRAULIQUE-GÉOCHIMIE. APPLICATION À LA LOIRE FORÉZIENNE (FRANCE)

soutenue à Saint-Etienne, le 27 janvier 2011

#### Membres du jury

<b>Président :</b>	Jean-Luc PEIRY	Géolab, UMR CNRS 6042 Université Blaise Pascal
<b>Rapporteurs :</b>	Marc DESMET Hervé PIEGAY	UMR CNRS 6113 Université de Tours UMR CNRS 5600 EVS ENS-Lyon
<b>Examineurs :</b>	Mireille BATTON-HUBERT Daniel GARCIA	Institut H. Fayol EMSE Saint-Etienne Centre SPIN EMSE Saint-Etienne
<b>Directeur de thèse :</b>	Didier GRAILLOT	UR SEPIT EMSE Saint-Etienne
<b>Invités :</b>	Asdin AOUI Djamel MIMOUN	Centre SMS EMSE Saint-Etienne UR SEPIT EMSE Saint-Etienne

**Spécialités doctorales :**

SCIENCES ET GENIE DES MATERIAUX  
 MECANIQUE ET INGENIERIE  
 GENIE DES PROCÉDES  
 SCIENCES DE LA TERRE  
 SCIENCES ET GENIE DE L'ENVIRONNEMENT  
 MATHEMATIQUES APPLIQUEES  
 INFORMATIQUE  
 IMAGE, VISION, SIGNAL  
 GENIE INDUSTRIEL  
 MICROELECTRONIQUE

**Responsables :**

J. DRIVER Directeur de recherche – Centre SMS  
 A. VAUTRIN Professeur – Centre SMS  
 G. THOMAS Professeur – Centre SPIN  
 B. GUY Maître de recherche – Centre SPIN  
 J. BOURGOIS Professeur – Centre SITE  
 E. TOUBOUL Ingénieur – Centre G2I  
 O. BOISSIER Professeur – Centre G2I  
 JC. PINOLI Professeur – Centre CIS  
 P. BURLAT Professeur – Centre G2I  
 Ph. COLLOT Professeur – Centre CMP

**Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'état ou d'une HDR)**

AVRIL	Stéphane	MA	Mécanique & Ingénierie	CIS
BATTON-HUBERT	Mireille	MA	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
BENABEN	Patrick	PR 1	Sciences & Génie des Matériaux	CMP
BERNACHE-ASSOLANT	Didier	PR 0	Génie des Procédés	CIS
BIGOT	Jean-Pierre	MR	Génie des Procédés	SPIN
BILAL	Essaid	DR	Sciences de la Terre	SPIN
BOISSIER	Olivier	PR 1	Informatique	G2I
BORBELY	Andras	MR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
BOUCHER	Xavier	MA	Génie Industriel	G2I
BOUDAREL	Marie-Reine	PR 2	Génie Industriel	DF
BOURGOIS	Jacques	PR 0	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
BRODHAG	Christian	DR	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
BURLAT	Patrick	PR 2	Génie industriel	G2I
COLLOT	Philippe	PR 1	Microélectronique	CMP
COURNIL	Michel	PR 0	Génie des Procédés	SPIN
DAUZERE-PERES	Stéphane	PR 1	Génie industriel	CMP
DARRIEULAT	Michel	IGM	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
DECHOMETS	Roland	PR 1	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
DESRAYAUD	Christophe	MA	Mécanique & InGénierie	SMS
DELAFOSSÉ	David	PR 1	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
DOLGUI	Alexandre	PR 1	Génie Industriel	G2I
DRAPIER	Sylvain	PR 2	Mécanique & InGénierie	SMS
DRIVER	Julian	DR 0	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
FEILLET	Dominique	PR 2	Génie Industriel	CMP
FOREST	Bernard	PR 1	Sciences & Génie des Matériaux	CIS
FORMISYN	Pascal	PR 1	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
FRACZKIEWICZ	Anna	DR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
GARCIA	Daniel	MR	Génie des Procédés	SPIN
GIRARDOT	Jean-Jacques	MR	Informatique	G2I
GOEURIOT	Dominique	MR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
GRAILLOT	Didier	DR	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
GROSSEAU	Philippe	MR	Génie des Procédés	SPIN
GRUY	Frédéric	MR	Génie des Procédés	SPIN
GUY	Bernard	MR	Sciences de la Terre	SPIN
GUYONNET	René	DR	Génie des Procédés	SPIN
HERRI	Jean-Michel	PR 2	Génie des Procédés	SPIN
INAL	Karim	PR 2	Microélectronique	CMP
KLÖCKER	Helmut	DR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
LAFOREST	Valérie	CR	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
LERICHE	Rodolphe	CR CNRS	Mécanique et Ingénierie	SMS
LI	Jean-Michel	EC (CCI MP)	Microélectronique	CMP
LONDICHE	Henry	MR	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
MALLIARAS	George Grégory	PR 1	Microélectronique	CMP
MOLIMARD	Jérôme	MA	Mécanique et Ingénierie	SMS
MONTHEILLET	Frank	DR 1 CNRS	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
PERIER-CAMBY	Laurent	PR 2	Génie des Procédés	SPIN
PIJOLAT	Christophe	PR 1	Génie des Procédés	SPIN
PIJOLAT	Michèle	PR 1	Génie des Procédés	SPIN
PINOLI	Jean-Charles	PR 0	Image, Vision, Signal	CIS
STOLARZ	Jacques	CR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
SZAFNICKI	Konrad	MR	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
THOMAS	Gérard	PR 0	Génie des Procédés	SPIN
TRIA	Assia		Microélectronique	CMP
VALDIVIESO	François	MA	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
VAUTRIN	Alain	PR 0	Mécanique & Ingénierie	SMS
VIRICELLE	Jean-Paul	MR	Génie des procédés	SPIN
WOLSKI	Krzysztof	DR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
XIE	Xiaolan	PR 1	Génie industriel	CIS

**Glossaire :**

PR 0 Professeur classe exceptionnelle  
 PR 1 Professeur 1<sup>ère</sup> classe  
 PR 2 Professeur 2<sup>ème</sup> classe  
 MA(MDC) Maître assistant  
 DR Directeur de recherche  
 Ing. Ingénieur  
 MR(DR2) Maître de recherche  
 CR Chargé de recherche  
 EC Enseignant-chercheur  
 IGM Ingénieur général des mines

**Centres :**

SMS Sciences des Matériaux et des Structures  
 SPIN Sciences des Processus Industriels et Naturels  
 SITE Sciences Information et Technologies pour l'Environnement  
 G2I Génie Industriel et Informatique  
 CMP Centre de Microélectronique de Provence  
 CIS Centre InGénierie et Santé

# MÉTHODOLOGIE D'ANALYSE DE L'ENFONCEMENT DU LIT MINEUR D'UN FLEUVE : APPROCHE COMBINÉE "MODÉLISATION HYDRAULIQUE-GÉOCHIMIE". APPLICATION À LA LOIRE FORÉZIENNE (FRANCE)

Spécialité : Sciences et Génie de l'Environnement

Mots-clés : Incision, écoulement en rivière, modélisation, transport solide, signature géochimique.

Résumé :

Actuellement, la Loire, voit sa géodynamique de plus en plus détériorée. Le déficit du transport solide provoque un enfouissement du lit mineur sur plusieurs secteurs du bassin Amont. Ceci a pour conséquence une déstabilisation progressive des ouvrages (digues, ponts) et l'érosion ou le colmatage des berges ainsi qu'une baisse du niveau piézométrique des nappes alluviales. Le traitement de ces problèmes passe par une meilleure connaissance des processus d'érosion et d'incision fluviale, le premier laissant place au second une fois que la couche « alluviale » a été totalement emportée, laissant apparaître un affleurement rocheux dans le lit du cours d'eau. Ce phénomène complexe est actuellement constaté en divers endroits de la Loire, dans la plaine du Forez. Nous proposons trois approches pour l'analyser. La première approche est fondée sur la modélisation numérique utilisant les équations de Barré-Saint-Venant, pour l'écoulement, couplées aux équations d'Exner et de Meyer-Peter Müller pour le transport solide. Ce modèle mono-dimensionnel permet d'obtenir la côte du fond du lit de la rivière et le flux solide au droit de chaque point de calcul. La seconde approche, mécaniste, consiste à déterminer de façon semi-empirique le taux d'incision du substratum marneux à partir de deux variables majeures : la puissance hydraulique totale et le coefficient d'abrasion en un point donné. La puissance hydraulique est calculée à l'aide d'un modèle hydraulique tandis que le nombre d'abrasion est une propriété mécanique de la marne qui est déterminée à partir d'essais en laboratoire. La troisième approche relève de la géochimie. Elle consiste à déterminer les provenances des matériaux contribuant à la recharge latérale des sédiments, à partir de leurs signatures géochimiques. Ceci a fait l'objet d'analyses en laboratoire sur des échantillons prélevés sur l'ensemble du linéaire entre Grangent et Balbigny. Les résultats obtenus montrent que ces approches indépendantes sont complémentaires et permettent une description à la fois qualitative et quantitative de l'enfoncement du lit de la Loire dans le secteur d'étude.

# **METHODOLOGY FOR STREAMBED EROSION ANALYSIS : A COMBINED APPROACH USING "HYDRAULIC MODELLING AND GEOCHEMIS- TRY". APPLICATION TO THE LOIRE RIVER IN THE FOREZ PLAIN (FRANCE)**

Specialty: Environmental Sciences and Engineering

Keywords: Incision, streamflow, modelling, sediment transport, geochemical signature.

## **Abstract:**

Currently, the Loire river, sees its geodynamic increasingly deteriorated. The deficit of sediment transport causes erosion of the bed on several areas of the basin. This results in a gradual destabilization of structures (dams, bridges), erosion or clogging of banks or a decline in piezometric level alluvial.

Treating these problems requires a better understanding of the processes of erosion and river incision, the second succeeding the first, once the alluvial material of the bottom was completely removed, revealing a bed outcrop.

This complex phenomenon is currently found in various parts of the Loire river, in the plain of Forez.

We propose three approaches for this analysis. The first approach is based on numerical modeling using the equations of Barre-de-Saint-Venant, for flow, coupled with the equations of Exner and Meyer-Peter Müller for sediment transport. This monodimensional model allows the simulation of riverbed changement and sediment discharge, right each calculation point of grid mesh.

The second approach is mechanistic and consists of determining the rate of marly bedrock incision by a semi-empirical method by the use of two major variables : the total hydraulic power and an abrasion coefficient. The hydraulic power is calculated using a hydraulic model, while the abrasion coefficient is a mechanical property of the marl which is determined from laboratory tests.

The third approach is the geochemistry. It consists in determining the provenance of the materials from tributaries and in the main chanel by analyzing their geochemical signatures. This has been the subject of laboratory tests on samples taken across the linear from Grangent to Balbigny.

The results obtained show that these independent approaches are complementary and provide both a qualitative and quantitative description of the incision of the Loire river in the study area.

# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>13</b>
<b>Introduction</b>	<b>15</b>
<b>I CADRE THEORIQUE ET ETAT ACTUEL DE LA LOIRE FOREZIENNE</b>	<b>19</b>
<b>1 Les variables de contrôle de la morphologie des cours d'eau</b>	<b>21</b>
1.1 Introduction . . . . .	21
1.2 Les variables naturelles . . . . .	22
1.2.1 Influence du débit liquide . . . . .	22
1.2.2 Influence de la granulométrie et du débit solide . . . . .	22
1.2.3 Influence de la végétation . . . . .	23
1.3 Les variables anthropiques . . . . .	24
1.3.1 Influence des ouvrages . . . . .	24
1.3.2 Influence des extractions de matériaux . . . . .	25
1.4 Conclusion . . . . .	27
<b>2 Situation actuelle de la Loire dans la plaine du Forez</b>	<b>29</b>
2.1 Introduction . . . . .	29
2.2 Contexte géologique et hydrologique . . . . .	30
2.3 Evolution du tracé de la Loire dans la plaine du Forez . . . . .	34
2.4 Influences des ouvrages hydrauliques . . . . .	51
2.5 Influences des extractions de matériaux . . . . .	56
2.6 Conclusion . . . . .	58

---

<b>II</b>	<b>METHODES D'ANALYSE DE L'INCISION DU LIT</b>	<b>61</b>
<b>3</b>	<b>La modélisation de l'incision du lit</b>	<b>63</b>
3.1	Introduction . . . . .	63
3.2	Description des modèles d'évolution du lit d'un cours d'eau . . . . .	64
3.2.1	Les modèles géomorphologiques . . . . .	64
3.2.2	Les modèles hydrauliques . . . . .	67
3.3	Choix du modèle hydrosédimentaire pour les fonds alluviaux . . . . .	74
3.4	Conclusion . . . . .	75
<b>4</b>	<b>L'approche mécaniste</b>	<b>77</b>
4.1	Introduction . . . . .	77
4.2	L'incision des roches . . . . .	78
4.3	Quantification de l'incision de la marne . . . . .	79
4.3.1	Le modèle de Sklar et Dietrich . . . . .	80
4.3.2	Le modèle de Dickenson et Baillie . . . . .	82
4.4	Conclusion . . . . .	84
<b>5</b>	<b>L'approche géochimique</b>	<b>87</b>
5.1	Introduction . . . . .	87
5.2	L'étude de provenance . . . . .	87
5.3	Formalisation de la géochimie à l'étude de transport solide . . . . .	91
5.3.1	Principes . . . . .	91
5.3.2	Modes d'échantillonnage . . . . .	96
5.3.3	Méthodes d'analyse . . . . .	98
5.4	Conclusion . . . . .	101
<b>III</b>	<b>APPLICATION A LA LOIRE FOREZIENNE</b>	<b>103</b>
<b>6</b>	<b>Construction du modèle sédimentaire</b>	<b>105</b>
6.1	Introduction . . . . .	105
6.2	Le modèle hydrosédimentaire alluvial . . . . .	106
6.2.1	Les équations du modèle . . . . .	106

---

6.2.2	Méthode de discrétisation . . . . .	108
6.2.3	Traitement des conditions aux limites . . . . .	110
6.2.4	Stabilité du schéma numérique . . . . .	114
6.2.5	Tests du modèle sur des cas théoriques . . . . .	115
6.2.6	Application du modèle à la Loire . . . . .	126
6.3	Validation du modèle . . . . .	135
6.3.1	Dispositif expérimental . . . . .	135
6.3.2	Résultats . . . . .	139
6.4	Conclusion . . . . .	141
<b>7</b>	<b>Modèle d'incision du substratum marneux</b>	<b>145</b>
7.1	Introduction . . . . .	145
7.2	Application du modèle de Sklar et Dietrich . . . . .	146
7.3	Application du modèle de Dickenson et Baillie . . . . .	150
7.3.1	Détermination de l'indice d'altérabilité des marnes de la Loire . . .	150
7.3.2	Détermination de la puissance hydraulique . . . . .	153
7.3.3	Détermination du taux d'incision de la marne . . . . .	154
7.4	Conclusion . . . . .	156
<b>8</b>	<b>Apports de la géochimie dans la compréhension du transport solide</b>	<b>159</b>
8.1	Introduction . . . . .	159
8.2	Les roches mères . . . . .	160
8.2.1	Roches-mères des sédiments de la Loire . . . . .	160
8.2.2	Caractéristiques minéralogiques des roches mères . . . . .	162
8.3	Les compositions détritiques . . . . .	165
8.3.1	Clés pour l'interprétation des compositions détritiques . . . . .	165
8.3.2	Variations locales de composition dans les sables . . . . .	169
8.3.3	Compositions comparées des sédiments de la Loire et des affluents .	173
8.3.4	Variations de composition des sables de la Loire . . . . .	177
8.4	Conclusion . . . . .	182
<b>9</b>	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>185</b>

<b>Annexe</b>	<b>190</b>
<b>A Essai d'altérabilité</b>	<b>191</b>
A.1 Essai d'altérabilité standard . . . . .	191
A.1.1 Matériel . . . . .	191
A.1.2 Procédure . . . . .	192
A.2 Essai d'altérabilité modifié . . . . .	194
A.2.1 Matériel . . . . .	194
A.2.2 Procédure . . . . .	194
<b>B Eléments d'hydraulique et de géomorphologie</b>	<b>195</b>
B.1 Méthode de sectorisation de Malavoi . . . . .	195
B.2 Erosion régressive et progressive : définition . . . . .	196
<b>C Tests de sensibilité du schéma de Lax</b>	<b>197</b>
C.1 Influence du nombre de noeud . . . . .	197
C.1.1 Valeurs de la hauteur d'eau et de la cote du fond du lit . . . . .	197
C.1.2 Evolution du pas de temps . . . . .	199
C.2 Influence du nombre de Courant . . . . .	200
C.3 Influence du coefficient $\alpha$ . . . . .	202
<b>D Reconnaissance au microscope électronique des échantillons</b>	<b>205</b>
D.1 La méthode de Gazzi-Dickinson . . . . .	205
D.2 Observations sur les échantillons de la Loire . . . . .	206
<b>E Liste des données utilisées</b>	<b>209</b>

# Table des figures

1.1	Balance de Lane (Lane, 1955). . . . .	22
1.2	Evolution des paramètres morphologiques. . . . .	23
1.3	Ajustement du fond du lit à l'aval d'un barrage. . . . .	25
1.4	Représentation schématique de l'évolution du lit dans une zone d'extraction de matériaux. (Sear et Archer, 1998) . . . . .	27
2.1	Carte de localisation de la Loire dans la plaine du Forez. . . . .	30
2.2	Carte géologique simplifiée de la plaine du Forez (Le Griel, 1984). . . . .	31
2.3	Coupe schématique représentant la géologie de la plaine de du Forez. . . . .	32
2.4	Evolution du débit de la Loire depuis le <i>XVI<sup>me</sup></i> siècle. . . . .	33
2.5	Débits caractéristiques journaliers à Montrond-les-Bains sur la période 1986– 2006. . . . .	34
2.6	Analyses statistiques des crues supérieures à 300 $m^3/s$ à Montrond-les- Bains selon leurs nombres (a) et leurs fréquences d'occurrence (b). . . . .	35
2.7	Photo d'affleurement de marnes dans le lit de la Loire. . . . .	36
2.8	Evolution du tronçon T.I.1 situé à l'aval du barrage de Grangent. . . . .	38
2.9	Evolution du tronçon T.I.2 au niveau des Chambons. . . . .	39
2.10	Evolution du tronçon T.I.3 au niveau de la boucle de Veauchette. . . . .	40
2.11	Evolution du tronçon T.I.4 au niveau des gravières de Rivas. . . . .	41
2.12	Evolution du tronçon T.I.5 à l'amont du pont de Montrond-les-Bains. . . . .	42
2.13	Tronçon T.II.1.3 : l'amont de la boucle de Marclopt. . . . .	43
2.14	Evolution du tronçon T.II.1.5 au niveau du gourd jaune. . . . .	45
2.15	Evolution du tronçon T.II.2.3 au niveau de la Grande Motte. . . . .	47
2.16	Evolution du tronçon T.II.2.4 au niveau de l'île du gourd Nantais. . . . .	48
2.17	Evolution du tronçon T.III.1 au niveau de Cleppé. . . . .	49

2.18	Représentation des tronçons pour l'étude de l'influence du barrage de Grangent, à l'échelle 1 : 25000 ème. . . . .	50
2.19	Nombre de jour supérieur à 300 $m^3/s$ entre 1920 et 1955 à Bas-en-Basset (a) et Feurs (b); corrélation entre le débit maximal à Bas-en-Basset et à Feurs. . . . .	52
2.20	Nombre de jours où le débit est supérieur à 300 $m^3/s$ entre 1985 et 2008 à Bas-en-Basset (a) et à Feurs (b); corrélation entre le débit maximal à Bas-en-Basset et à Feurs. . . . .	53
2.21	Différence de capacité de transport entre 1870 et 1946, pour un débit de fréquence 2 ans (410 $m^3/s$ ). . . . .	54
2.22	Différence de capacité de transport entre 1946 et 2001, pour un débit de fréquence 2 ans (410 $m^3/s$ ). . . . .	55
2.23	Evolution de la largeur du lit entre 1870 et 2001. . . . .	56
2.24	Carte représentant les zones probables d'érosion (rouge) ou de dépôt (vert) pour un débit de 600 $m^3/s$ . . . . .	57
2.25	Evolution de la production de matériaux dans la plaine du Forez (SO-GREAH, 1996). . . . .	57
2.26	Comparaison des lignes d'eau d'étiage en 1870 et en 2004 entre Grangent et Balbigny. . . . .	58
3.1	Les principales modes de transport : charriage et suspension. . . . .	68
3.2	Diagramme de Shields. . . . .	69
3.3	Modèle de représentation de la couche active. . . . .	71
3.4	Représentation de la couche active d'après Hirano (1971). . . . .	72
4.1	Les paramètres qui influent sur l'altérabilité. . . . .	79
4.2	Taux d'incision du substratum rocheux en fonction de la quantité de sédiment transportée (Sklar et Dietrich, 1998). . . . .	81
4.3	Corrélation entre le taux d'abrasion et la résistance à la traction d'une roche (Sklar and Dietrich, 2001). . . . .	81
4.4	Coefficient d'érodabilité de différents matériaux (Annandale, 1995). . . . .	82
4.5	Appareil de mesure de l'indice d'altérabilité d'une roche. . . . .	83
4.6	Courbe reliant l'érosion moyenne à la puissance spécifique totale. . . . .	84

5.1	Principales étapes dans l'évolution des sédiments (traduit de Weltje et von Eynatten (2004)). . . . .	89
5.2	Relations entre les transferts par transport solide et les éléments de morphologie dynamique. . . . .	94
5.3	Méthode d'échantillonnage dans les matériaux du lit ancien. . . . .	97
5.4	Méthode d'échantillonnage dans les bancs de sable laissés par la crue de 2003. . . . .	97
5.5	Positions des prélèvements le long de la Loire . . . . .	98
6.1	Bilan de matière sur une portion de chenal : équation d'Exner. . . . .	108
6.2	Variation des valeurs propres en fonction du nombre de Froude. . . . .	112
6.3	Conditions aux limites amont dans le cas d'un écoulement subcritique (a) et supercritique (b). . . . .	112
6.4	Condition aux limites aval dans le cas d'un écoulement subcritique (a) et supercritique (b) . . . . .	113
6.5	Ouverture brutale d'une vanne. . . . .	116
6.6	Hauteur pour le cas fluvial (a) et transcritique (b). . . . .	117
6.7	Influence du nombre de noeud sur le calcul de la hauteur pour le cas fluvial (a) et transcritique (b). . . . .	117
6.8	Hauteur dans un canal à lit concave (a) et débit (b). Passage du régime fluvial au régime torrentiel. . . . .	119
6.9	Hauteur dans un canal à lit concave (a) et débit (b). Cas de l'existence d'un ressaut hydraulique. . . . .	119
6.10	Nombre de froude pour le passage fluvial-torrentiel (a) et fluvial-torrentiel-fluvial (b). . . . .	119
6.11	Écoulement dans un canal convergent-divergent : apparition d'un ressaut hydraulique. . . . .	120
6.12	apport solide nul à l'amont. Évolution de la ligne d'eau et du fond ( $\Delta x = 10 \cdot D_{char} = 1 m$ ). . . . .	122
6.13	Apport solide amont de moitié et diamètre des grains incidents doublé. . .	123
6.14	Comparaison des valeurs simulées de la cote du fond et de celle de la surface libre à $t = 0$ et $t = 30 mn$ avec les valeurs expérimentales de Soni et al.(1980).124	
6.15	Evolution du tirant d'eau $h$ pour différentes valeurs du nombre de noeud. .	125

6.16	Evolution du tirant d'eau $h$ pour différentes valeurs du nombre de courant $C_n$ . . . . .	125
6.17	Courbe de tarage à Feurs pour différentes valeurs du coefficient de Strickler. . . . .	127
6.18	Hydrogramme de la crue de novembre 2008 à Montrond-les-Bains (source DREAL Centre). . . . .	128
6.19	Comparaison de l'hydrogramme à Feurs aval issu du modèle avec l'hydrogramme réel. . . . .	129
6.20	Evolution de la cote du fond du lit mineur de la Loire durant la crue de novembre 2008. . . . .	130
6.21	Evolution de la capacité de transport. . . . .	130
6.22	Localisation du dépôt maximum simulé par le modèle. . . . .	131
6.23	Ecart entre la cote avant et après la crue de 2008 entre Montrond-les-Bains et Cleppé. . . . .	131
6.24	Evolution de la cote du fond entre le 02/11/2008 03 :00 et le 03/11/2008 08 :00 ( $CFL = 0.7$ , $N = 5989$ ). . . . .	132
6.25	Evolution du débit entre le 02/11/2008 03 :00 et le 03/11/2008 08 :00 ( $CFL = 0.7$ , $N = 5989$ ). . . . .	133
6.26	Evolution du pas de temps entre le 02/11/2008 03 :00 et le 03/11/2008 08 :00 ( $CFL = 0.7$ , $N = 5989$ ). . . . .	134
6.27	Principe de mesure à l'aide des chaines d'érosion. . . . .	136
6.28	Courbes granulométriques des échantillons. . . . .	138
6.29	Dispositif de mise en place des transpondeurs (a) et photo du modèle RI-TRP-WR3P-30 (b). . . . .	138
6.30	Mise en place des graviers en cluster dans le lit du fleuve. . . . .	139
6.31	Distance de transport des particules et localisation de la section de mise en place. . . . .	139
6.32	Profils en travers de la section de contrôle en septembre 2007 et en juillet 2009. . . . .	140
6.33	Evolution de la section de mise en place des pit tags. . . . .	140
7.1	Classification des résistances à la compression uniaxiale des matériaux (Kulhawy et Phoon, 1993). . . . .	146

7.2	Valeur de l'indice de dureté géologique selon la nature de la roche (Hoek ; 2001) . . . . .	148
7.3	Corrélation entre le taux d'abrasion et la résistance à la traction d'une roche (Sklar and Dietrich, 2001). . . . .	149
7.4	Localisation des échantillons utilisés pour les essais d'altérabilité (Echelle 1/25000 ème). . . . .	150
7.5	Dispositif utilisé pour les essais d'altérabilité. . . . .	151
7.6	Coefficient d'abrasion en fonction du temps. . . . .	152
7.7	Etats des échantillons après l'essai d'altérabilité standard et modifié. . . . .	153
7.8	Corrélation entre la puissance spécifique et le débit à l'île Moriaud (a) et à la Petite Motte (b). . . . .	154
7.9	Puissance spécifique journalière entre 1984 et 2006 à l'île Moriaud (a) et à la Petite Motte (b). . . . .	155
7.10	Taux d'incision de la marne à l'aide de l'abaque de Dickenson et Baillie (1999) (les points correspondent aux sites ayant servis à l'élaboration de l'abaque par les auteurs). . . . .	156
8.1	Carte géologique de la plaine du Forez à l'échelle 1/30000 ( <i>source : géoportail</i> )	160
8.2	Roches mères des sédiments de la Loire-Constituants majeurs en proportions molaires. . . . .	163
8.3	Roches-mères des sédiments de la Loire-Concentrations normalisées à 15% $Al_2O_3$ . . . . .	164
8.4	(suite) : symboles et couleurs sont identiques à ceux de la figure 8.3. . . . .	165
8.5	Variations locales de composition-Constituants majeurs en proportions molaires. . . . .	170
8.6	Variations locales de composition - Concentrations normalisées à 15% $Al_2O_3$ .	171
8.7	Variations locales de composition - Concentrations normalisées à 15,% $Al_2O_3$ .	172
8.8	Sédiments actuels et apports des affluents - Constituants en proportions molaires. . . . .	174
8.9	Sédiments actuels (symboles ouverts) et apports des affluents (symboles pleins). . . . .	175
8.10	Sédiments actuels (symboles ouverts) et apports des affluents (symboles pleins) - Constituants en proportions molaires (suite). . . . .	176

8.11 Sédiments actuels, crue de 2003 et apports des affluents - sables VC à VF. La légende est donnée sur la figure 8.12. . . . .	179
8.12 Sédiments actuels, crue de 2003 et apports des affluents - sables VC à VF.	180
8.13 Sédiments actuels, crue de 2003 et apports des affluents - sables VC à VF (suite). . . . .	181
A.1 Dispositif expérimental de l'essai d'altérabilité. . . . .	192
B.1 Erosion régressive et progressive à la suite d'extraction de matériaux dans le lit d'un cours d'eau (Degoutte, F.). . . . .	196
C.1 Evolution de la ligne d'eau et de la cote du fond pour $N = 500$ , $Cn = 0.8$ et $alfa = 0.5$ . . . . .	198
C.2 Evolution de la ligne d'eau et de la cote du fond pour $N = 1000$ , $Cn = 0.8$ et $alfa = 0.5$ . . . . .	198
C.3 Evolution de la ligne d'eau et du fond pour $N = 1500$ , $Cn = 0.8$ et $alfa = 0.5$	199
C.4 Evolutionxxx du pas de temps pour $N = 500$ , $Cn = 0.8$ et $alfa = 0.5$ . . . . .	199
C.5 Evolution du pas de temps $dt$ pour $N = 1000$ , $Cn = 0.8$ et $alfa = 0.5$ . . . . .	200
C.6 Evolution du pas de temps $dt$ pour $N = 1500$ , $Cn = 0.8$ et $alfa = 0.5$ . . . . .	200
C.7 Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour $N = 1500$ , $alfa =$ $0.5$ et $Cn = 0.4$ . . . . .	201
C.8 Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour $N = 1500$ , $alfa =$ $0.5$ et $Cn = 0.5$ . . . . .	201
C.9 Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour $N = 1500$ , $alfa =$ $0.5$ et $Cn = 0.6$ . . . . .	202
C.10 Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour $N = 1500$ , $Cn =$ $0.5$ et $alfa = 0.4$ . . . . .	202
C.11 Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour $N = 1500$ , $Cn =$ $0.5$ et $alfa = 0.6$ . . . . .	203
C.12 Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour $N = 1500$ , $Cn =$ $0.5$ et $alfa = 0.8$ . . . . .	203
D.1 SF14 MS (Quaternaire, Ecopole). . . . .	206
D.2 SF38D MS (St Just, Loire actuelle). . . . .	206

D.3 Migmatite (laisse de crue 2003, Marclopt). . . . .	207
D.4 Granite (laisse de crue 2003, Montrond). . . . .	207
D.5 Trachyte (laisse de crue 2003, Montrond). . . . .	207
D.6 Basalte (laisse de crue 2003, Marclopt). . . . .	208
D.7 Calcaire bioclastique (Miocène sup, Craintilleux) . . . . .	208

# Liste des tableaux

1.1	Travaux de recherche traitant de l'influence des extractions de matériaux dans le lit des cours d'eau (liste non exhaustive). . . . .	26
2.1	Evolution des débits maximum instantanés de la Loire à Montrond-les-Bains.	34
2.2	Limites des tronçons et sous tronçons. (Mimoun et al.,2007) . . . . .	36
2.3	Largeurs et indice de sinuosité des tronçons de la Loire forézienne. . . . .	49
3.1	Tableau comparatif de quelques modèles de transport solide. . . . .	75
6.1	Valeurs du coefficient de rugosité (Manning/Strickler). . . . .	108
6.2	Tableau récapitulatif des conditions aux limites à imposer. . . . .	114
6.3	Liste des cas théoriques utilisés pour valider le modèle. . . . .	115
6.4	Erreur entre le modèle hydrosédimentaire et les solutions issues de la littérature. . . . .	126
7.1	Valeurs de la résistance à la traction issues de la littérature. . . . .	146
7.2	Valeurs de la constante $m_i$ par groupe de roche. . . . .	147
7.3	Valeurs des paramètres mécaniques et du taux d'érosion de la marne. . . . .	148
7.4	Résultats de l'essai d'altérabilité standard. . . . .	151
7.5	Valeurs de la puissance totale et du taux d'incision annuel. . . . .	155
A.1	Tableau représentant les différentes classes d'altérabilité. . . . .	193
E.1	Liste des données utilisées et leurs sources. . . . .	209

## Remerciements

Je voudrai remercier en premier lieu mon directeur de Thèse, Didier Graillot, qui a encadré ce travail, m'a prodigué de nombreux conseils et m'a encouragé durant ces années.

Je tiens également à remercier mon co-directeur de Thèse Daniel Garcia, qui a été d'une disponibilité totale et d'une sympathie remarquable depuis le début, et grâce à qui j'ai appris énormément sur la géochimie et la géologie.

J'adresse mes remerciements à ma co-directrice de Thèse, Mireille Batton-Hubert qui m'a transmis ses consignes et ses points de vue sur différents sujets que ce soit en hydraulique ou en géomatique.

Je remercie très particulièrement Asdin Aoufi, qui a contribué de façon considérable dans ce travail, de part son expertise dans le domaine de la modélisation numérique.

Un grand merci également à Djamel Mimoun et Roland Dechomets, pour leurs aides très précieuses pour les travaux de cartographie et leurs connaissances de la zone d'étude.

Je voudrai remercier, entre autres, Adrien Albert et l'UMR 5600 EVS de Lyon qui nous ont mis à disposition le matériel pour la recherche des transpondeurs.

Merci à Hervé Vaillant et Aurélien Gentils, qui ont partagé le bureau avec moi durant ces années, ainsi qu'à tout le personnel du centre SITE avec qui j'ai eu le plaisir de discuter et d'échanger sur des sujets divers et variés.

J'adresse également mes remerciements au personnel du centre SPIN, que j'ai régulièrement fréquenté, et au sein duquel j'ai éprouvé le même sentiment d'accueil.

Je voudrai aussi remercier le personnel du laboratoire de mécanique des sols de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne qui m'a accueilli durant quelques jours.

Je remercie l'atelier mécanique de l'EMSE, qui m'a permis de procéder à la préparation des galets dans leurs locaux.

## REMERCIEMENTS

---

Un merci spécial à Florian Catimel et Jordan Re-Bahuaud pour leurs aides durant la recherche des galets.

Je n'oublie pas mes amis : Anne Cikankowitz, Loïc Perrin, Viet-Hai Nguyen, Gaëlle Raymond, Florine Leveillard, Jonathan Villot et d'autres qui ont partagé ces années de Thèse à l'Ecole des Mines de Saint Etienne.

Un grand merci à Zahia Mazer, Christiane Retrus ainsi que Florence Dujardin pour tout ce qu'elles font au quotidien pour aider les doctorants.

Un petit clin d'oeil à mes amis Mustafa Demirel et Georges Karagiannis, avec qui j'ai partagé des fous rires et des discussions fort intéressantes.

A toutes celles et tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à ce travail, et que je ne pourrai pas citer parce que la place me manque tant vous avez été nombreux. Merci infiniment.

Enfin, je dédie ce travail à tous mes proches, à ma famille, mes parents ainsi qu'à mes sœurs : Zarah, Tinah et Lydia et bien évidemment à cette perle rare : Naina. Du fond du cœur, merci !!

*"Impossible is just a big word thrown around by small men who find it easier to live in the world they've been given than to explore the power they have to change it. Impossible is not a fact. It's an opinion. Impossible is not a declaration. It's a dare. Impossible is potential. Impossible is temporary. Impossible is nothing."(C. M. Clay)*

## Introduction

En 1994, le projet Plan Loire Grandeur Nature a été lancé afin de "concilier la sécurité des personnes, la protection de l'environnement et le développement économique" sur l'ensemble du bassin versant de la Loire.

Le premier volet du projet avait pour but d'assurer la sécurité des riverains de la Loire face aux risques d'inondations, à travers des mesures d'aménagements spécifiques, ou le renforcement des moyens d'alerte et d'annonce des crues. Il visait également à satisfaire les besoins en eau des populations riveraines durant les périodes difficiles. En effet, les retours d'expériences sur les étiages passés ont permis de prendre conscience des menaces que présentait l'approfondissement du lit et de la nécessité de mettre en oeuvre des mesures destinées à relever la ligne d'eau.

Les modifications qui touchent la Loire ont été observées sur de nombreux cours d'eau français (La Drôme, Le Rhône) et mondiaux (Danube, Duero (Espagne), Homochitto river (USA)). Leurs causes sont nombreuses et complexes. L'une des raisons principales est la pression démographique à proximité de ces fleuves.

Les différentes campagnes de recensement faites ont montré qu'au milieu du *XIX* ème siècle (entre 1831 et 1866), le nombre d'habitants dans le département de la Loire connût un accroissement de 1.7 % alors que le taux national n'était que de 0.48 %. Après la seconde guerre mondiale, une hausse importante a été à nouveau enregistrée. La démographie s'est stabilisée à partir des années 80, du fait de la fermeture des mines.

Cette forte croissance démographique s'est accompagnée d'un besoin important en matériaux de construction, ce qui a favorisé le développement des exploitations de granulats. Elle a également conduit à l'occupation de terrains, situés dans le lit majeur de la Loire, nécessitant des mesures de protection notamment contre l'érosion des berges.

Jusqu'au milieu du *XIX* ème siècle, les ingénieurs des Ponts et Chaussées pensaient que les digues construites pour la navigation de l'époque pouvaient protéger la population contre

les crues. Entre 1950 et 1980, la construction des barrages sur la Loire était donc surtout perçue comme étant un moyen de "rattraper le retard par rapport à l'aménagement des autres fleuves et de présenter l'eau de la Loire comme le facteur de développement, la richesse à mettre en valeur" (Bonin, 2008). Les ouvrages d'écrêtement n'ont été construits que dans les années 1980, mais face aux demandes en eau potable et en électricité, il a été nécessaire de construire des barrages dans le lit de la Loire et de ses affluents.

La Loire dans la plaine du Forez a ainsi connu de profondes modifications depuis la moitié du *XX* ème siècle. Outre une modification de la dynamique latérale, elle a considérablement incisé dans les matériaux qui constituent son substratum. Les comparaisons des lignes d'eau d'étiage ont montré un abaissement d'une moyenne de 1.5 *m* sur 120 *ans*, faisant apparaître des affleurements marneux en plusieurs secteurs.

Nous nous intéressons dans le cadre de cette thèse au secteur situé entre les barrages de Grangent et de Villerest. Cette situation géographique impose à la Loire forézienne une contrainte non négligeable en matière hydrologique et sédimentaire. Bien qu'une part des modifications de la dynamique de la Loire soit certes d'origine naturelle, les deux ouvrages ont depuis leur mise en service modifié les conditions d'écoulement ainsi que le régime de transport solide dans cette zone longue de près de 50 *km*.

Sur le long terme, cet enfoncement du lit pourrait avoir des conséquences importantes telles que :

- des risques d'instabilité des ouvrages (déchaussement des piles ponts, affouillement à l'aval des barrages...);
- la baisse du niveau de la nappe alluviale de la Loire, entraînant une diminution des ressources en eau disponible;
- l'abandon progressif des zones riveraines du lit, qui impacteraient sur l'écosystème environnant (disparition de certaines espèces animales ou végétales, envahissement par des espèces nuisibles).

Compte-tenu de la rapidité des processus d'érosion et de l'importance des enjeux, il est primordial de dresser la situation actuelle en faisant un bilan des changements survenus à partir des documents et des données existants. Il est également indispensable de comprendre les causes de cet enfoncement, de le quantifier et enfin de savoir si ce phénomène est réversible.

Différentes méthodes d'analyse peuvent être employées :

- les mesures in-situ : elles sont pratiques car elles fournissent un certain volume d'informations repérables dans l'espace et dans le temps. Mais elles restent difficiles à mettre en oeuvre de part leurs coûts élevés et la nécessité d'appareillages suffisants ;
- les expériences en laboratoire, dont la représentativité peut être discutable du fait des différences d'échelle ;
- la modélisation numérique, de plus en plus utilisée mais dont la mise en oeuvre et la validation requièrent un certain nombre de mesures et de données fiables.

La méthodologie que nous avons adoptée dans le cadre de cette thèse combine trois approches complémentaires :

- une approche mécaniste, dans laquelle nous essayerons de caractériser les potentiels érosifs du substratum marneux de la Loire, à l'aide d'essais au laboratoire et de méthodes empiriques existant dans la littérature,
- une approche géochimique, dans laquelle nous explorons les possibilités d'avoir une traçabilité des sédiments depuis leurs sources jusqu'à leurs points de dépôt, à l'aide d'analyse sur des échantillons prélevés sur le terrain,
- une approche modélisation, qui à l'aide d'un outil mathématique permet la simulation d'évolution du lit de la Loire selon différentes hypothèses.

Ce travail a pour but de montrer que la combinaison des différentes approches peut conduire à une évaluation qualitative et quantitative intéressante de l'enfoncement du lit de la Loire dans la plaine du Forez.

- La première partie de ce rapport comporte deux chapitres. **Le chapitre 1** décrit les différentes grandeurs qui contrôlent la morphologie des cours d'eau. **Le chapitre 2** présente les contextes hydrologique et sédimentaire de la Loire dans la plaine du Forez.
- Dans la deuxième partie, nous faisons un état de l'art des approches envisagées pour l'étude de l'enfoncement du lit de la Loire. Pour cela, le **chapitre 3** est consacré à la présentation des équations mathématiques qui constituent les modèles de transport solide. Dans le **chapitre 4**, nous discuterons des modèles d'incision issus de la littérature, qui utilisent les propriétés mécaniques des roches. Le **chapitre 5** détaille la méthodologie employée et les résultats attendus par l'approche géochimique.
- Dans la troisième partie, nous présentons les travaux d'application faite sur la Loire

forézienne. Pour cela, nous détaillerons la mise en oeuvre d'un modèle de transport solide adapté à un lit alluvial dans le **chapitre 6**, en présentant les tests de validation du modèle. Nous présenterons dans le **chapitre 7**, les résultats des modèles d'incision de type mécaniste. Dans le **chapitre 8**, nous discuterons des résultats obtenus à l'aide de la géochimie.

Nous terminerons par une conclusion générale qui présentera les principaux résultats de cette analyse et les perspectives du travail.

Première partie

**CADRE THEORIQUE ET ETAT  
ACTUEL DE LA LOIRE  
FOREZIENNE**

---

---

# Chapitre 1

## Les variables de contrôle de la morphologie des cours d'eau

---

### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>21</b>
<b>1.2</b>	<b>Les variables naturelles</b>	<b>22</b>
1.2.1	Influence du débit liquide	22
1.2.2	Influence de la granulométrie et du débit solide	22
1.2.3	Influence de la végétation	23
<b>1.3</b>	<b>Les variables anthropiques</b>	<b>24</b>
1.3.1	Influence des ouvrages	24
1.3.2	Influence des extractions de matériaux	25
<b>1.4</b>	<b>Conclusion</b>	<b>27</b>

---

## 1.1 Introduction

La dynamique des cours d'eau peut être schématisée à l'aide de la balance de Lane (1955) (fig. 1.1). Les caractéristiques géométriques (pente, largeur et hauteur) et le style fluvial dépendent de la quantité de sédiments qui arrive et celle qui est évacuée en un point d'un cours d'eau. Ce chapitre rappelle l'influence des différentes variables qui interviennent dans cette dynamique fluviale. Il comporte deux sections. Dans la première, nous présentons les variables naturels qui contrôlent la dynamique des cours d'eau. Dans la seconde, nous nous intéresserons aux impacts des activités humaines sur la morphologie des cours d'eau.

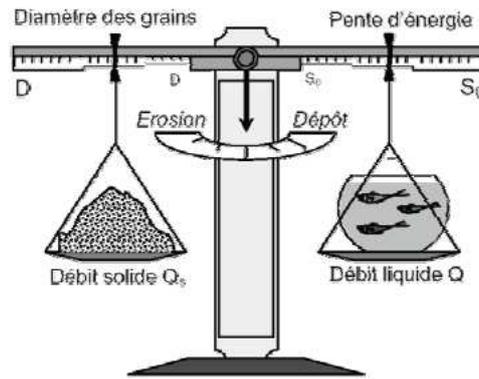


FIGURE 1.1: Balance de Lane (Lane, 1955).

## 1.2 Les variables naturelles

### 1.2.1 Influence du débit liquide

Le débit pleins bords peut être défini comme étant le débit maximum que le chenal peut contenir sans déborder dans le lit majeur (Navratil, 2005). Ce débit est considéré comme ayant un rôle majeur sur les modifications morphologiques. Les crues extrêmes peuvent entraîner occasionnellement des modifications morphologiques importantes mais les crues de période de retour faible sont celles qui assurent l'équilibre dynamique du cours d'eau et façonnent la rivière (les formes en plan et les habitats aquatiques) car ce sont celles qui transportent le plus de sédiments sur le long terme (Navratil, 2005).

### 1.2.2 Influence de la granulométrie et du débit solide

Les rivières à sables et à graviers sont plus sensibles à l'érosion (Micheli et al., 2004). La granulométrie des berges contrôle l'érosion. On observe ainsi des taux d'érosion latérale importants, notamment en raison de la présence de sable facilement érodable à la base des berges et de l'absence de blocs (Gilvear et al., 2000). Le diamètre des sédiments cohésifs par contre est très faible, mais ils sont plus résistants à l'érosion que les sables et les graviers. Selon Ikeda (1989, cité par Bravard et Petit, 2000), les formes en plan et le taux de migration des méandres d'une rivière sont fortement influencés par la présence et la répartition de berges constituées de sédiments cohésifs. Hooke (1987, citée par Bravard et Petit, 2000) précise que la présence d'argile et de limon contrôle la résistance de la berge, tandis que Hickin et Nanson (1975) mettent en relief l'importance de la hauteur et du

## CHAPITRE 1. LES VARIABLES DE CONTRÔLE DE LA MORPHOLOGIE DES COURS D'EAU

type de matériaux des berges. L'homogénéité des matériaux des berges influence également la vitesse de migration des méandres, dans le temps et dans l'espace : une rivière qui se déplace dans une plaine alluviale constituée de sédiments hétérogènes présentera une plus forte variabilité spatio-temporelle de son instabilité latérale (Hooke, 2003).

La taille des particules qui composent le lit joue également un rôle non-négligeable. Gaeu-man et al.(2005) ont ainsi constaté sur la Lower Dushesne River que les tronçons sableux ont tendance à répondre plus rapidement à des perturbations par un changement rapide de la cote du fond puis par la suite par un ajustement de la largeur du chenal. Pour les tronçons à graviers, ce dernier paramètre est au contraire majoritaire.

De façon générale, les secteurs où la granulométrie est grossière sont plus résistants à l'incision que les secteurs sableux, en raison d'un débit de mise mouvement plus faible et plus fréquent.

### 1.2.3 Influence de la végétation

Une analyse faite sur la Drôme (Kondolf et al., 2002), a permis de montrer une progression de la végétation résultant de la diminution du débit liquide. Cela a provoqué l'apparition d'un chenal préférentiel dans lequel l'écoulement s'est concentré tandis que sur les bancs il a ralenti voire disparu, favorisant l'apparition de la végétation. En parallèle, du fait d'un déficit sédimentaire, la rivière creuse dans ce chenal principal tandis que la végétation se développe et fixe les bancs. La végétalisation du lit mineur peut s'accompagner d'une diminution de l'indice de tressage et du nombre d'îles (fig.1.2).

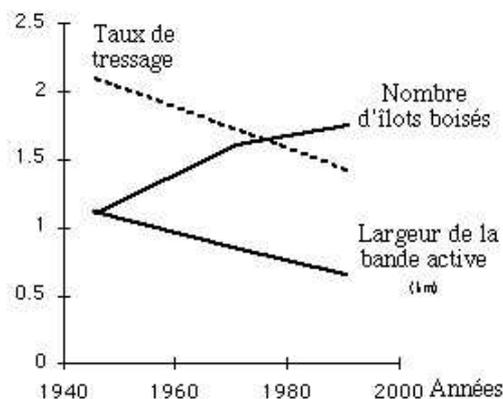


FIGURE 1.2: Evolution des paramètres morphologiques.

## 1.3 Les variables anthropiques

### 1.3.1 Influence des ouvrages

Les perturbations causées par les grands barrages (blocage du transport solide) affectent directement les tronçons à l'aval de ceux-ci. Ces ajustements morphologiques se traduisent par des changements de sections transversales, de taille de matériaux, du profil en long, de la pente du chenal... L'échelle temporelle de ces changements est difficile à prévoir quantitativement (Leopold et Langbein, 1963). De nombreuses études ont montré que la modification des taux de sinuosité (dans le cas des rivières à méandres), la diminution de la variabilité des largeurs ou de la mobilité en plan pouvaient être la première réponse d'un chenal à la construction d'un barrage (Church, 1995 ; Richard et al., 2005). La rétraction a été par exemple de l'ordre de 10 à 30 % en moyenne sur la Green River (USA) (Grams et Schmidt, 2005). Ces derniers ont également montré que l'ampleur de cette rétraction est liée au degré de réduction des débits forts par le barrage, aux modifications des apports sédimentaires ainsi qu'aux caractéristiques géomorphologiques locales.

Brandt (2000a) a montré que les effets des changements pouvaient être regroupés en neuf cas comme le montrent la figure 1.3. Elle est basée sur le rapport, décrit par Lane en 1955, entre la granulométrie du lit  $D$ , la charge sédimentaire transportée  $Q_s$ , le débit liquide  $Q$  et la pente du chenal  $S$ , et exprimé par la relation :

$$QD \approx Q_s S \quad (1.3.1)$$

L'ajustement du débit liquide à l'aval des ouvrages peut être aussitôt suivi d'un ajustement de la largeur du chenal (Léopold et Wolman (1957)). Il se poursuit par la modification de la profondeur, de la vitesse, de la pente ainsi que de la rugosité. En effet, il semble d'après leurs observations que ces derniers sont moins influencés directement par le débit liquide. Il peut arriver par exemple que pour un même débit, la variation de la largeur soit uniquement dûe aux propriétés des matériaux du lit et de la berge ainsi qu'à leur quantité.

Williams et Wolman (1984) ont vu en analysant un certain nombre de cours d'eau américains que les variations de la largeur ne semblaient pas être plus importantes à proximité des barrages. Elles semblent en effet varier de façon aléatoire avec la distance sur

# CHAPITRE 1. LES VARIABLES DE CONTRÔLE DE LA MORPHOLOGIE DES COURS D'EAU

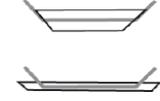
	charge < capacité	charge = capacité	charge > capacité
QI réduits	Cas 1 	Cas 2 	Cas 3 
QI non modifiés	Cas 4 	Cas 5 	Cas 6 
QI augmentés	Cas 7 	Cas 8 	Cas 9 

FIGURE 1.3: Ajustement du fond du lit à l'aval d'un barrage selon les valeurs du débit liquide et solide. Les traits gris représentent profils avant la construction du barrage et les traits foncés après la construction (d'après Brandt, 2000a.).

certaines rivières et restent constantes sur d'autres. Pour les rivières qui ont connu des élargissements, il semble que la vitesse d'élargissement soit beaucoup plus rapide lorsque la profondeur est faible. En outre, les tronçons immédiatement à l'aval des barrages hydroélectriques subissent des élargissements plus faibles voire pratiquement nuls, tandis qu'à l'aval des ouvrages non hydroélectriques, le lit se rétrécit en raison du faible débit pendant une grande partie de l'année. Il a été constaté (Williams et Wolman, 1984) que l'emplacement du point maximal de dégradation pouvait varier considérablement d'une rivière à l'autre, allant de zéro à 70 fois la largeur du chenal juste à l'aval du barrage.

## 1.3.2 Influence des extractions de matériaux

Il existe dans la littérature quelques ouvrages rapportant les impacts géomorphologiques des extractions dans le lit mineur des cours d'eau. Le tableau 1.1 présente une liste non exhaustive de travaux portant sur les conséquences des extractions de matériaux. Les extractions de matériaux dans le lit des cours d'eau ont des conséquences multiples et complexes.

Les effets peuvent être d'ordre **hydrologique**. En effet, l'incision du lit mineur qui résulte des extractions, va provoquer l'abaissement du niveau de la nappe connectée au cours d'eau. Par ailleurs, l'abaissement du fond va provoquer l'augmentation des débits

## CHAPITRE 1. LES VARIABLES DE CONTRÔLE DE LA MORPHOLOGIE DES COURS D'EAU

Tableau 1.1: Travaux de recherche traitant de l'influence des extractions de matériaux dans le lit des cours d'eau (liste non exhaustive).

Source	Méthode d'analyse	Cours d'eau	Impacts
Kira (1972)	suivi topographique	plusieurs (Japon)	dégradation, destruction de l'habitat des espèces aquatiques et de la ripisylve
Kostourkov (1972)	suivi topographique	plusieurs (Bulgarie)	dégradation
Lagasse et al. (1980)	suivi topographique	San Juan Creek	dégradation
Lagasse et al. (1980)	modélisation, mesure	Mississippi	changement de forme, réduction de la couche d'armurage
Galay (1983)	suivi topographique	plusieurs (USA)	dégradation
Newson and Leeks (1986)	modélisation, mesure	Tywi (Pays de Galles)	dégradation, destruction de l'habitat aquatique et de la ripisylve
Rinaldi et al (2005)	suivi topographique	Italie et Pologne	dégradation, changement de forme, destruction de l'habitat aquatique et de la ripisylve

de débordement et la réduction des fréquences de débordement dans le lit majeur. Au lieu d'observer une atténuation du débit par débordement dans le lit majeur, l'enfoncement du lit mineur va favoriser la concentration de l'écoulement dans la partie profonde et l'augmentation de la vitesse du courant. Ce phénomène va provoquer l'érosion.

A proximité immédiate d'une zone d'extraction, un phénomène d'érosion va apparaître et progresser vers l'aval. C'est l'érosion progressive.

Par ailleurs, lorsque l'écoulement passe d'une zone non modifiée à la zone d'extraction de matériaux, sa vitesse va augmenter et provoquer un phénomène d'érosion qui remonte vers l'amont du cours d'eau ou érosion régressive.

Le deuxième type d'impact est d'ordre **morphologique**. La conséquence directe des extractions de matériaux dans le lit du cours d'eau est la destruction de la couche dite d'armurage. Cette couche constituée par l'accumulation de matériaux forme une protection du lit contre les phénomènes d'érosion. Lorsque cette couche disparaît, l'écoulement connaît moins de résistance et son énergie augmente. Il en résulte une instabilité du lit.

Par ailleurs, les extractions provoquent l'étalement et la baisse de la profondeur de l'écoulement. Cela conduit à l'effondrement des berges et l'augmentation de la largeur du lit.

A l'amont du site d'extraction, l'incision du lit va déstabiliser les berges, fournissant des matériaux fins à l'écoulement. Cela peut provoquer un exhaussement si les apports en matériaux sont supérieurs à la capacité de transport (Sear et al., 1994). Dans la zone d'extraction, on assiste à une accumulation de matériaux du fait de la juxtaposition de

## CHAPITRE 1. LES VARIABLES DE CONTRÔLE DE LA MORPHOLOGIE DES COURS D'EAU

l'érosion régressive (nick-point erosion) et de la baisse de la capacité de transport suite à l'élargissement. Enfin, à l'aval de la zone d'extraction, on observe un phénomène d'incision et de baisse des apports en sédiments. Du fait de l'encaissement, le tracé du cours d'eau se stabilise dans le plan (1.4).

Les effets peuvent être enfin d'ordre **environnemental**, et se traduisent par la dispa-

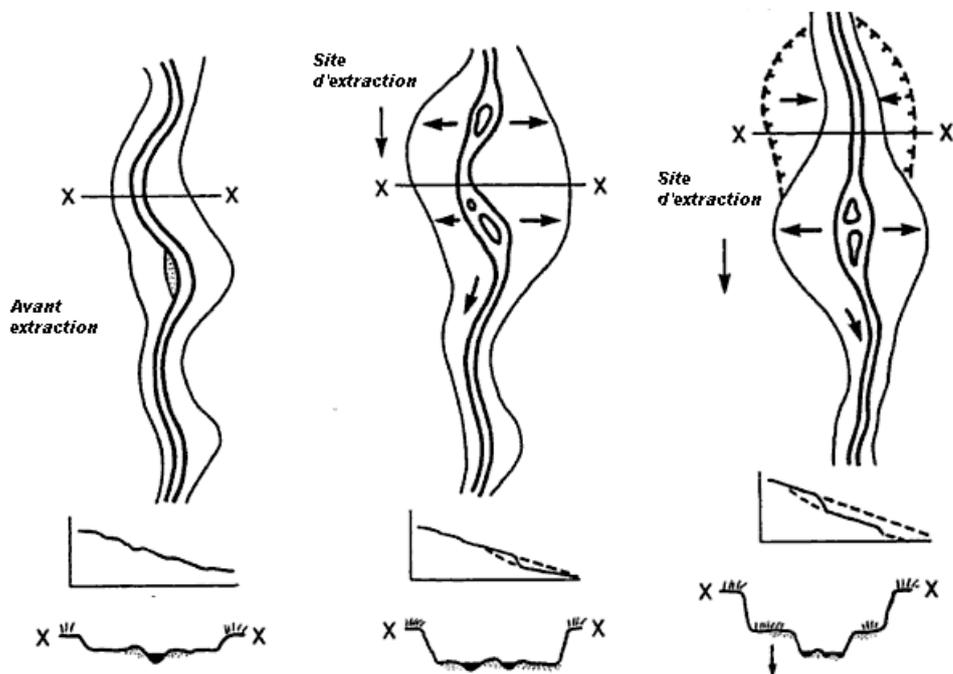


FIGURE 1.4: Représentation schématique de l'évolution du lit dans une zone d'extraction de matériaux. (Sear et Archer, 1998)

rition des habitats aquatiques et ripariens en raison de l'enlèvement des débris d'arbre constituant de matières organiques pour les espèces animales dans le cours d'eau. De même, l'effondrement des berges provoque la disparition de la ripisylve.

### 1.4 Conclusion

Nous avons vu que plusieurs variables contrôlent la dynamique des cours d'eau. En vue de rétablir son équilibre, celui-ci réagit aux modifications de ces variables en ajustant ses caractéristiques géométriques. Il est très difficile de préciser comment cette adaptation va se faire face à des variations de contraintes extérieures (débit liquide et débit solide) ou bien face à des aménagements qui, typiquement, contraignent sa largeur.

L'étude de l'incision du lit de la Loire nécessite la connaissance des différents change-

## CHAPITRE 1. LES VARIABLES DE CONTRÔLE DE LA MORPHOLOGIE DES COURS D'EAU

---

ments survenus ces dernières années en terme de **pen**te, de **largeur**, de **style fluviale**, d'**hydrologie** et de **flux solide**. Au vu de celles-ci, il sera possible de définir le type de modèle adapté pour effectuer cette analyse.

# Chapitre 2

## Situation actuelle de la Loire dans la plaine du Forez

---

### Sommaire

---

2.1	Introduction . . . . .	29
2.2	Contexte géologique et hydrologique . . . . .	30
2.3	Evolution du tracé de la Loire dans la plaine du Forez . . . . .	34
2.4	Influences des ouvrages hydrauliques . . . . .	51
2.5	Influences des extractions de matériaux . . . . .	56
2.6	Conclusion . . . . .	58

---

## 2.1 Introduction

Ce chapitre regroupe les constats faits sur les changements de la Loire dans la plaine du Forez depuis le début du XX ème siècle. Ce travail a été réalisé à l'aide d'images rectifiées. Nous disposons des photos IGN pour les années 1946, 1991, 2001, 2003 et 2006 ainsi d'une reconstruction du lit mineur de 1846 sur une portion de la Loire dans cette zone.

L'objectif de ce chapitre est de montrer les évolutions du tracé sur plusieurs années afin de mettre en évidence les causes majeurs de ces changements.

La première section comporte une présentation du contexte hydrologique de la plaine du Forez. La seconde montre les principaux changements survenus à l'aide d'une analyse fine par tronçon. Les effets du barrage de Grangent sont analysés dans la troisième section. La quatrième section quant à elle montrera le travail de bilan sédimentaire mené dans le cadre de l'étude afin de localiser les zones de dépôt et d'érosion. Enfin, une conclusion viendra clôturer ce chapitre en proposant les pistes pour l'analyse de l'enfoncement de la Loire.

### 2.2 Contexte géologique et hydrologique

Le bassin versant de la Loire jusqu'au niveau de Villerest a une superficie de  $6520\text{km}^2$ . D'une longueur voisine d'une cinquantaine de kilomètre, il est orienté suivant un axe NNO-SSE. Son altitude moyenne varie entre 320 et 400 m. Il est encadré à l'Ouest par les monts du Forez dont l'altitude moyenne est comprise entre 1200 et 1400m et à l'Est par les Monts du Lyonnais, plateau dont l'altitude moyenne est comprise entre 500 et 900m. Au nord il est limité par le seuil de Neulise tandis qu'au sud le seuil du Perthuiset vient le fermer (fig.2.1).

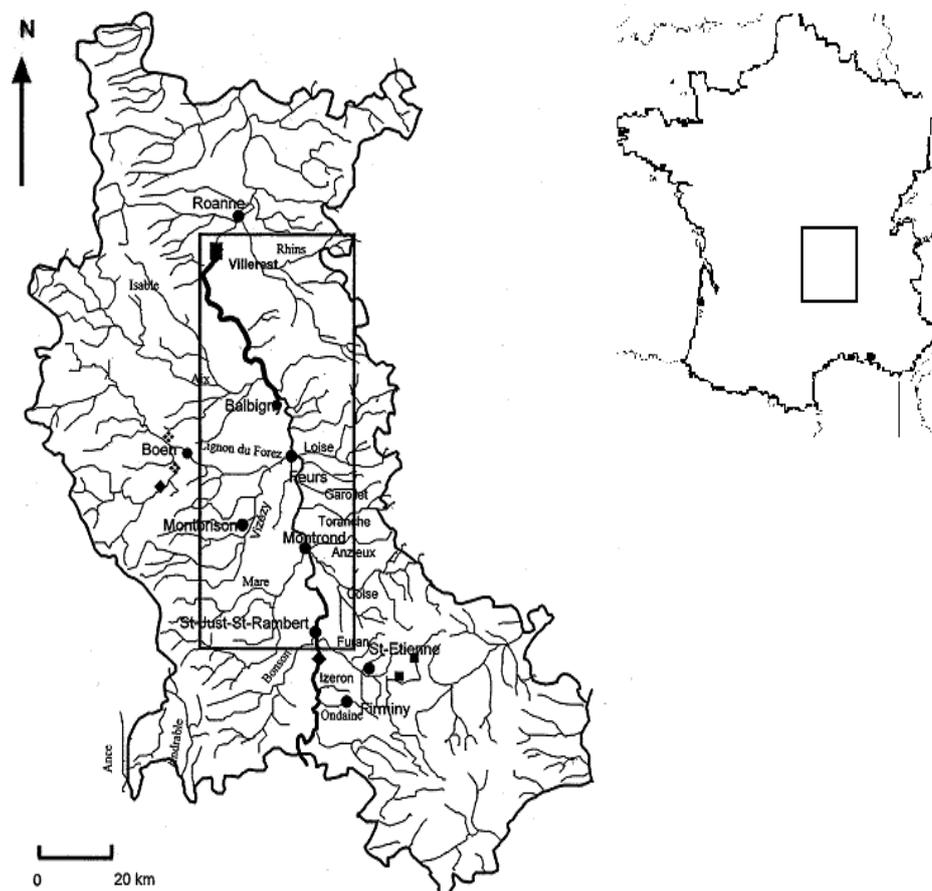


FIGURE 2.1: Carte de localisation de la Loire dans la plaine du forez.

Le bassin de la Loire est un bassin d'effondrement dont l'histoire géologique débute à l'Oligocène, il y a environ  $-30\text{ Ma}$ . A l'oligocène supérieur ( $-28\text{ Ma}$ ), les contraintes d'extension provoquèrent le jeu de failles normales et l'individualisation de bassins à effondrement progressif (subsidence), qui furent très rapidement occupés par des lacs. Au

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

fur et à mesure de leur enfoncement, ces lacs se comblèrent de sédiments sableux sur la périphérie et marneux par ailleurs. Cette période d'affaissement s'achève avec la fin de l'Oligocène et le comblement des derniers lacs au début du Miocène, il y a environ 20 *Ma*. S'en suivit une période de volcanisme qui a accompagné le soulèvement du Massif Central d'environ 1000 *m* alors que la plaine du Forez, encadrée par des failles, ne se soulève que de quelques centaines de mètres, soulignant la morphologie des fossés d'effondrement. La carte qui suit présente la géologie du bassin à ce jour. On voit que le bassin de la Loire est principalement constitué de matériaux du Miocène (fig.2.2).

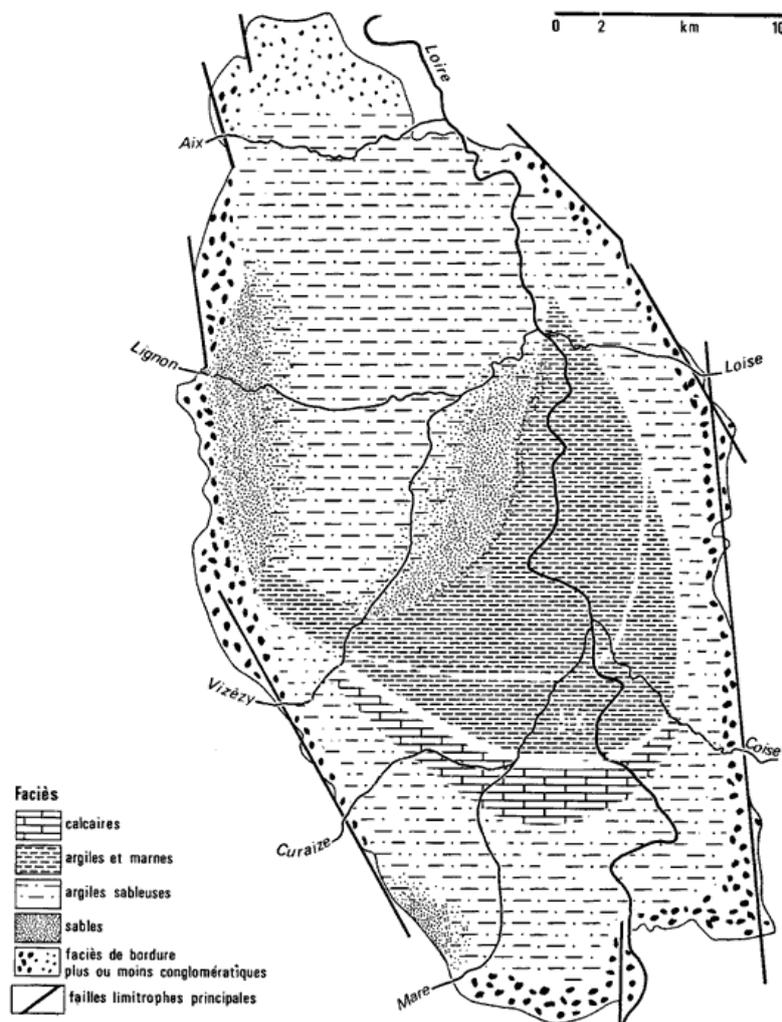


FIGURE 2.2: Carte géologique simplifiée de la plaine du Forez (Le Griel, 1984).

La coupe type de la vallée au sud de Montrond-les-Bains donne (fig. 2.3) :

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

- des terrasses alluviales anciennes qui sont entre autre celles de Feurs (**Fw**), de Montrond-les-Bains (**Fy**), de Saint-André-le-Puy(**Fy**) et de Veauche (**Fx**). Elles sont formées de sables, graviers, d'argiles en forte teneur, perchées, totalement séparées de la Loire actuelle, d'une épaisseur de 10 m environ et reposant sur les marnes vertes (**gm4**) ou les formations rougeâtres du tertiaire (**gm3**).
- la plaine alluviale moderne formée d'alluvions récentes et actuelles qui sont d'une part les **Fz2** dans le lit mineur et les **Fz1** dans le lit majeur et la zone inondable. Les **Fz2** dont l'épaisseur varie en général de 2 à 4 m sont formées de matériaux granitiques et basaltiques dont la granulométrie varie entre 150 et 200 mm tandis que les **Fz1**, plus anciennes, sont constituées de sables, graviers et limons qui sont des apports antérieurs aux endiguements. Leur épaisseur ne dépasse pas 8 m.
- le lit de la Loire qui se trouve directement sur les formations tertiaires ou sur un matelas alluvial de faible épaisseur.

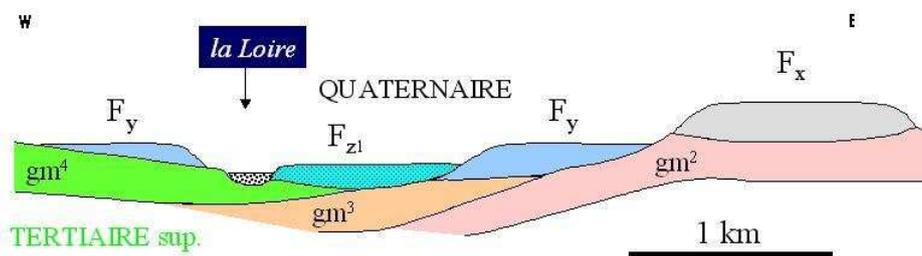


FIGURE 2.3: Coupe schématique représentant la géologie de la plaine de du Forez au sud de Montrond-les-Bains au 1/50000 ème.

A cause de sa localisation géographique, la plaine du Forez bénéficie d'un régime climatique très diversifié qui a des répercussions directes sur le régime du fleuve Loire. En effet, le bassin subit outre les influences méditerranéennes des influences océaniques et continentales ainsi que les pluies cévenoles. Cela explique l'extrême variabilité des débits d'une année à l'autre. Les bassins versants en rive gauche sont plus importants qu'en rive droite. En rive gauche, les débits des principaux affluents qui sont le Bonson, la Mare, le Lignon et l'Aix peuvent varier entre 2 et 10 m<sup>3</sup>/s. A cause de cette dissymétrie morphologique, on peut s'attendre à ce que le transport solide venant des affluents soit plus important en rive gauche qu'en rive droite.

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

La crue de 1866 est la plus forte enregistrée à ce jour à Nevers. En 1910, une crue de  $1180 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $H = 3.22 \text{ m}$  à Villerest) a occupé l'intégralité du lit mineur de la Loire. Son débit pourrait être perçu comme étant le débit dominant ou débit plein bords responsable des formes majeures actuelles du lit. Au cours du *XX* ème siècle on a constaté une baisse de fréquence et d'intensité des crues. En 1980, une crue cévenole d'une intensité de près de  $1800 \text{ m}^3/\text{s}$  à Villerest a été constatée. Il a fallu attendre en décembre 2003 pour observer une crue d'une ampleur semblable avec  $2440 \text{ m}^3/\text{s}$  à la station de Feurs. La dernière crue date de novembre 2008 avec une pointe à  $2900 \text{ m}^3/\text{s}$  à Feurs, ce qui représente la troisième la plus forte depuis 1839.

Crépet (1997) a mis en avant une tendance cyclique entre période à forte, à moyenne et à faible hydrométrie sur la Loire depuis le *XVI*<sup>me</sup> siècle (fig. 2.4). L'analyse des débits

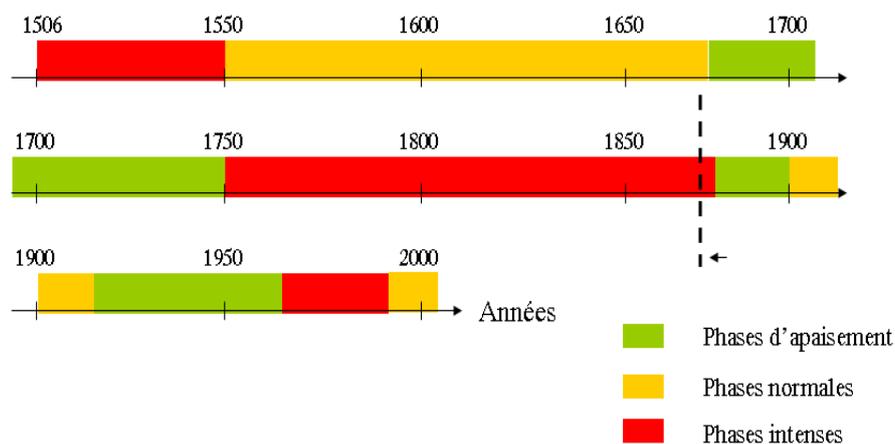


FIGURE 2.4: Evolution du débit de la Loire depuis le *XVI*<sup>me</sup> siècle (Crépet, 1996).

journaliers à Montrond-les-Bains, sur la période de 1984-2006, permet de voir que les débits faibles (fréquence de dépassement élevée) sont relativement uniformes, tandis que les débits les plus forts présentent une grande variabilité saisonnière (fig. 2.5). Le débit de début d'entraînement des matériaux est de l'ordre de  $300 \text{ m}^3/\text{s}$  d'après SOGREAH (1996). Afin de voir les périodes d'occurrence de ce débit dans l'année, nous avons sélectionné les débits journaliers supérieurs à ce seuil sur la période de 1986 et 2006 à la station de Montrond-les-Bains. On voit que la fréquence de dépassement reste assez régulière, avec un débit supérieur à  $300 \text{ m}^3/\text{s}$  en moyenne tous les trois ans (fig. 2.6). Lorsqu'on élargit l'échelle d'observation, le régime hydrologique de la Loire a connu un important changement notamment à partir des années 1920. En effet, il a été remarqué une raréfaction des épisodes d'inondation et une diminution de l'intensité des crues comme on peut le voir

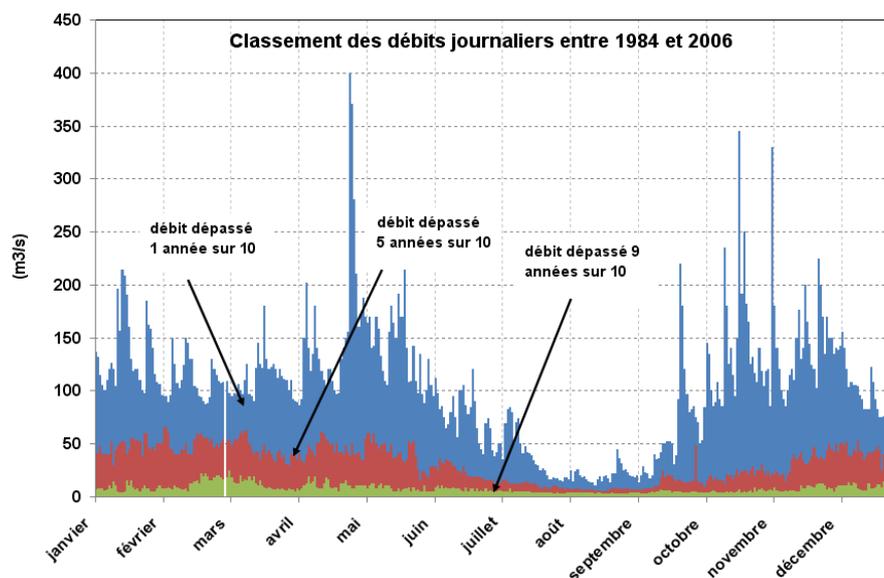


FIGURE 2.5: Débits caractéristiques journaliers à Montrond-les-Bains sur la période 1986–2006.

dans le tableau 2.1 (Mimoun et al, 2005).

Tableau 2.1: Evolution des débits maximum instantanés de la Loire depuis 1848, à la station de Montrond-les-Bains.

	1848	1907	1976	1980	1996	1999
Niveau au-dessus de la ligne d'étiage (m)	6.26	6.6	4.3	5.5	4.74	2.54
Débit ( $m^3/s$ )	4850	5000	1750	3500	1100	940
Cote NGF (m)	337.75	338.09	336.79	336.99	336.23	334.03

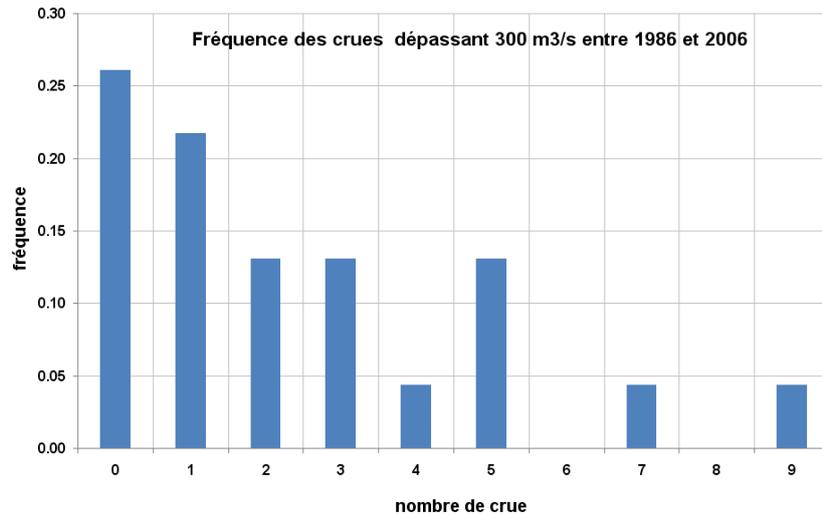
## 2.3 Evolution du tracé de la Loire dans la plaine du Forez

Les observations faites sur différents fleuves ont montré que les activités anthropiques ont accentué leurs changements morphologiques. La combinaison des facteurs tels que le blocage des matériaux en amont des ouvrages, la diminution des intensités de crue à cause de ceux-ci, la protection des berges érodables susceptibles de fournir à la rivière les matériaux dont elle a besoin, ont accentué les modifications.

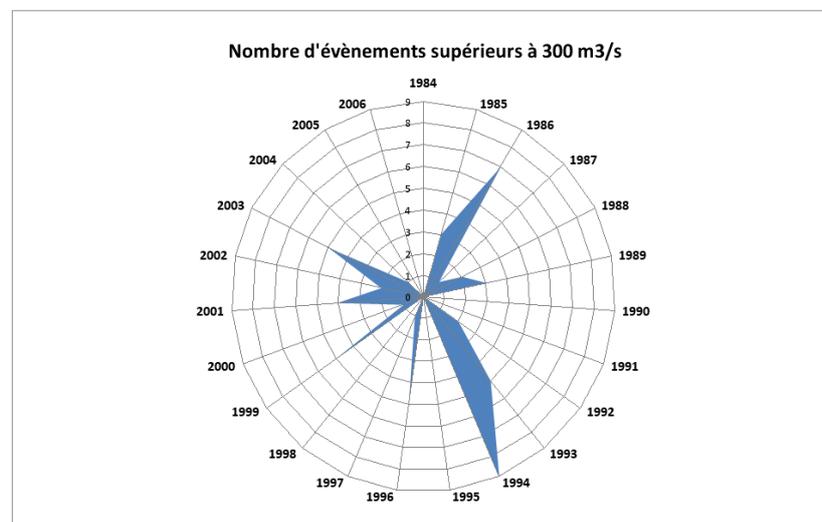
Avant 1945, la Loire présentait un lit unique à méandres relativement peu accentués avec des alternances de bancs vifs à l'intérieur des méandres d'une rive à l'autre. La stabilité de certaines zones sont en relation direct avec la construction de digues ou la présence des terrasses hautes qui ont contribué à fixer le lit.

Jusqu'en 1950, les interventions dans le lit étaient surtout liés aux besoins de la navigation

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ



(a)



(b)

FIGURE 2.6: Analyses statistiques des crues supérieures à 300 m<sup>3</sup>/s à Montrond-les-Bains selon leurs nombres (a) et leurs fréquences d'occurrence (b).

qui se pratiquaient notamment jusqu'à Andrézieux. L'homme n'a donc pas eu d'incidence majeure sur la dynamique de la Loire. On était en présence de rive réduite et de vastes prairies humides. Même la présence de digues construites après la grande crue de 1846 n'a pas perturbé pour autant les conditions de transport solide. Après 1950, il y a eu deux événements majeurs :

- la mise en service du barrage de Grangent en 1957 qui a modifié définitivement le transit de matériaux provenant de l'amont.
- les extractions de granulats qui se sont développées considérablement jusque dans les années 1980 (environ 200000 m<sup>3</sup>/an en moyenne d'après SOGREAH (1996)).

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

L'arasement des îles et des bancs, l'élargissement du lit, puis les captures des gravières proches du lit mineur ont totalement modifié la physionomie du lit. L'épaisseur initiale des matériaux alluvionnaires n'était que de l'ordre du mètre. Les extractions et l'arrêt des matériaux venant de l'amont par le barrage de Grangent ont conduit le fleuve à creuser dans son substratum. Dans certaines zones, on peut ainsi voir des affleurements généralisés d'argiles vertes (entre Villeneuve et la Grande Motte, à l'aval de Feurs jusqu'au bec du Lignon) (fig.2.7). Afin d'étudier les modifications de la Loire dans la plaine forézienne, un



FIGURE 2.7: Photo d'affleurement de marnes dans le lit de la Loire (photo R. Dechomets).

découpage en trois grands tronçons a été employé selon la méthode de sectorisation de Malavoi (B). Les différents tronçons sont décrits dans le tableau 2.2.

Tableau 2.2: Limites des tronçons et sous tronçons. (Mimoun et al.,2007)

Tronçon	Sous-tronçon	Limites amont-aval	Critères de discrimination	Longueur (km)
<b>T.I</b>		<b>Grangent - confl Coise</b>		<b>22</b>
	T.I.1	Grangent - Confl Furan	pas d'affleurement marneux	
	T.I.2	confl Furan - Craintilleux	aval Furan Boson affleurements marneux importants	
	T.I.3	Craintilleux -confl Coise	aval Furan Boson affleurements marneux importants	
<b>T.II</b>		<b>Cfl Mare et Coise - cfl Lignon</b>	<b>aval Mare Coise et amont Lignon</b>	<b>17</b>
	T.II.1	cfl Mare et Coise et aval boucle de Marclopt	substrat alluvial dominant	
	T.II.2	aval boucle de marclopt -cfl Lignon	affleurements marneux prédominants	
<b>T.III</b>		<b>cfl Lignon Forez - pont Balbigny</b>	<b>aval Lignon Forez et queue de retenue de Villerest</b>	<b>11</b>
	T.III.1	cfl Lignon Forez - amont méandre	substrat alluvial prédominant	
	T.III.2	amont méandre - Pont Balbigny	queue de retenue	

A partir des photos aériennes de 2001 et 2006, une description plus détaillée par tronçon été par la suite effectuée (Mimoun et al., 2007).

### **Tronçon I : Barrage de Grangent-Confluence Mare Coise**

Ce tronçon d'une longueur développée de 23.9 *km* a été découpé en 5 sous-tronçons.

#### **Segment T.I.1 : 6300 m**

Du pied du barrage de Grangent à l'amont du pont SNCF d'Andrézieux, le lit actif du cours d'eau présente une stabilité du tracé en plan depuis 1870 (fig. 2.8). Les processus d'incision débutent en aval du seuil d'étiage de Saint-Just-Saint-Rambert.

Les zones de grèves et bancs de sable sont très restreintes et sont cantonnées au niveau de l'île du rossignol. l'analyse des photographies aériennes montre un très faible engraissement des ces îles en alluvions. Ces îles sont fortement boisées. La berge en rive gauche de la Loire au niveau du Port haut en amont du pont de Saint Just Saint Rambert est constitué de matériaux de remblais (ancienne décharge). Des travaux de confortement de berge en rive droite du fleuve ont été réalisés au niveau du seuil de la Merlée afin d'éviter un nouveau recul de la berge qui réduirait l'extension du champ de captage. En amont du pont SNCF d'Andrézieux, sur la commune de Bonson, la crue de 2003 a provoqué un affouillement du pied de berge sur 100 *m* avec un début d'ouverture d'une brèche pouvant entraîner une vidange complète de la gravière. Les champs de captage de Bonson étant situés juste à l'amont hydraulique, il existait un fort risque de dénoyage des puits destinés à l'alimentation en eau potable. Les premiers seuils de marne apparaissent dans ce secteur.

#### **Segment T.I.2 : 3900 m**

De l'aval du pont d'Andrézieux à l'amont du pont de l'autoroute A72, le cours d'eau présente un enfoncement moyen de  $-2$  *m* en 150 *ans*. Du fait des protections de berge réalisées en rive droite, la Loire ne dispose pas d'un espace de liberté, la berge en rive gauche s'élevant très rapidement. L'analyse des photographies aériennes (fig. 2.9) montre un engraissement des îles et des bancs d'alluvions qui se rattachent peu à peu au franc bord. La tendance observée est à la réduction de la largeur du lit mineur et une végétalisation des bancs.

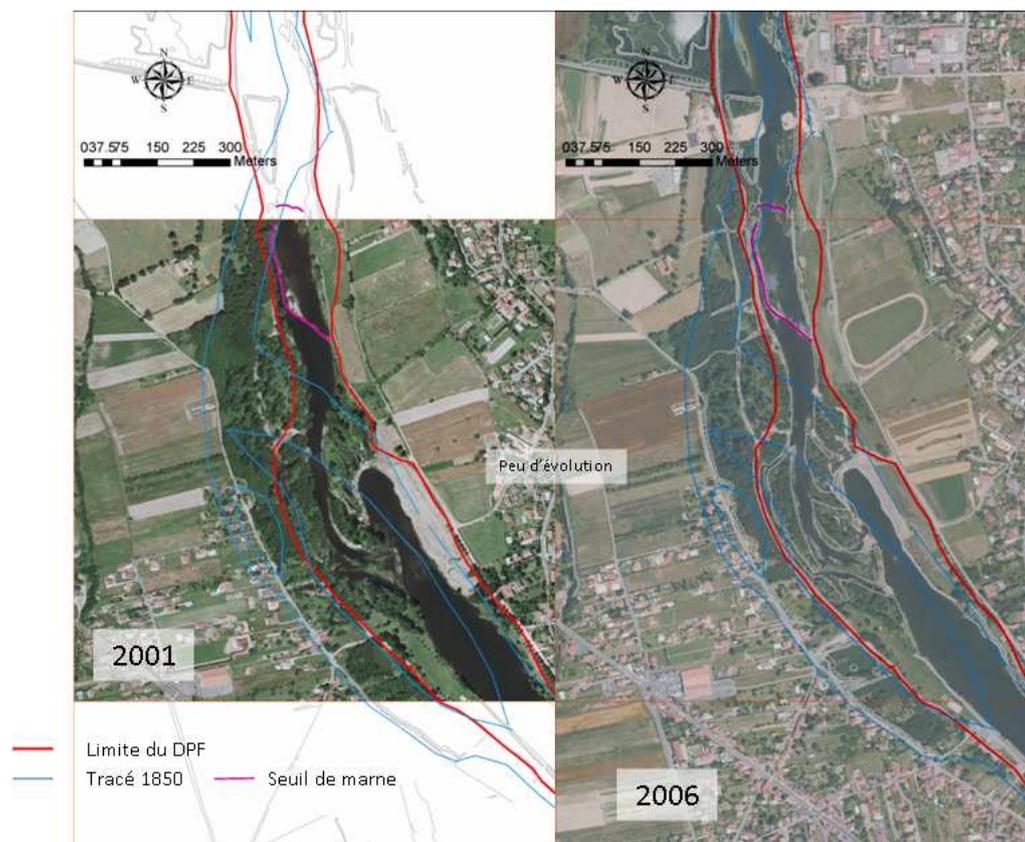


FIGURE 2.8: Evolution du tronçon T.I.1 situé à l'aval du barrage de Grangent.

### Segment T.I.3 : 6000 m

De l'aval du pont de l'autoroute A72 à l'amont du pont de Rivas, la Loire présente les premiers affleurements marneux sous forme de grandes plaques. Les extractions de granulats dans le lit mineur ont été nombreuses. La boucle de Veauchette est composée d'anciennes gravières plus ou moins capturées par la Loire. Plus en aval de la boucle de Veauchette, les anciennes extractions ont été remblayées à un niveau bas. Le lit du fleuve présente une grande stabilité. Les bancs d'alluvions en amont du pont de Rivas (lieu dit les Trois Maisons) ont peu évolués (pas d'érosion ni de dépôt) (fig. 2.10).

### Segment T.I.4 : 5000 m

De l'aval du pont de Rivas à la sortie de la boucle d'Unias, ce secteur se caractérise par un ensemble confus de gravières d'âge divers, les plus anciennes ayant plus de 50 ans, les plus récentes étant en cours de réaménagement. Les affleurements de marne en dalle régulière occupent quasiment toute la surface du lit mineur (fig. 2.11). La crue de 2003 a fait apparaître de grandes dalles de marne dans le fond du lit, ce qui laisse penser que la

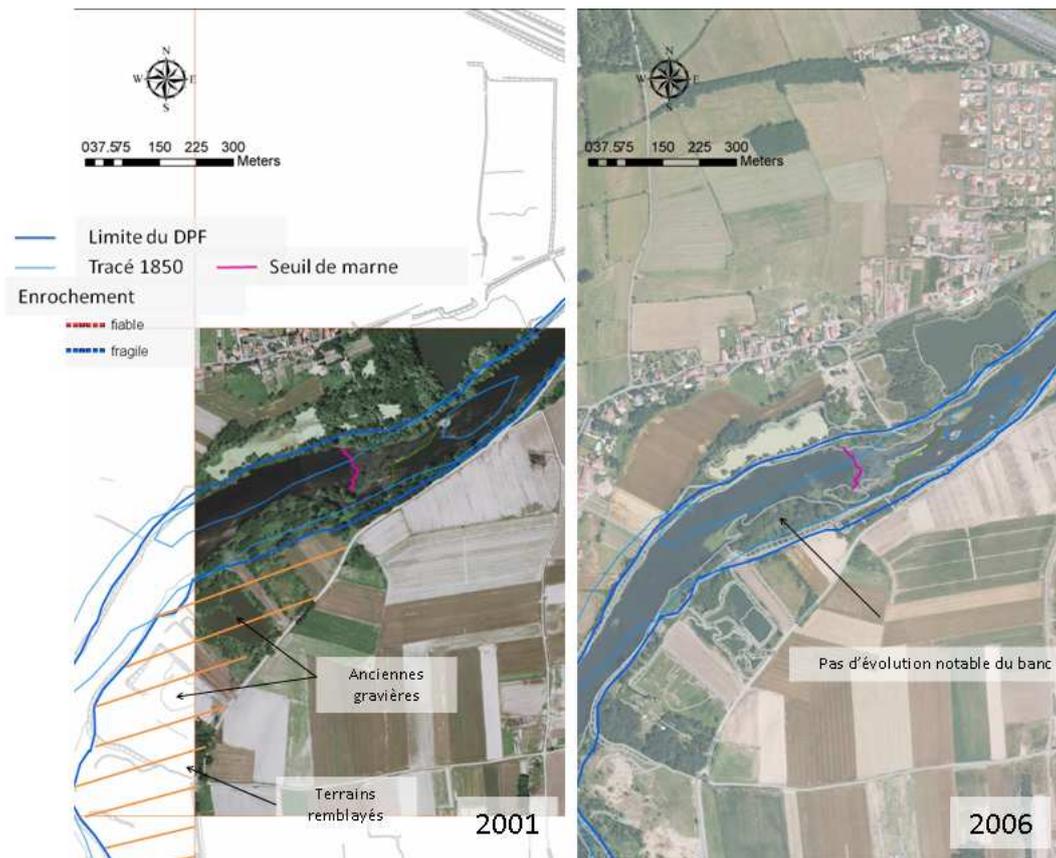


FIGURE 2.9: Evolution du tronçon T.I.2 au niveau des Chambons.

vitesse d'incision dans cette zone est particulièrement forte.

### Segment T.I.5 : 2600 m

De l'aval de la boucle de d'Unias à l'amont du pont de Montrond-Les-Bains, ce secteur est caractérisé par une dynamique fluviale forte dans sa partie aval. Il s'agit d'un des rares secteurs de recharge en alluvions. Une érosion importante des rives est observable dans le secteur du bec de Coise et du bec de Mare (fig. 2.12). En amont, au niveau de la commune d'Unias, la grande gravière de Prépieux est susceptible d'être capturée lors des fortes crues par brèche de surverse. Cette capture n'est pas souhaitable, dans la mesure où la capture de la gravière rive gauche est déjà pratiquement acquise. Si la capture intervenait sur les deux rives, la largeur du lit atteindrait une largeur de près de 1 km. Une telle largeur se traduirait par un fort abaissement des niveaux en amont, en aggravant l'incision dans les marnes du fond du lit de Loire. En aval des gravières de Prépieux au niveau de Meylieu, le secteur est composé d'une part de très anciennes extractions qui ont servi ensuite de décharges et d'autres part d'anciennes gravières, reliées entre elles,

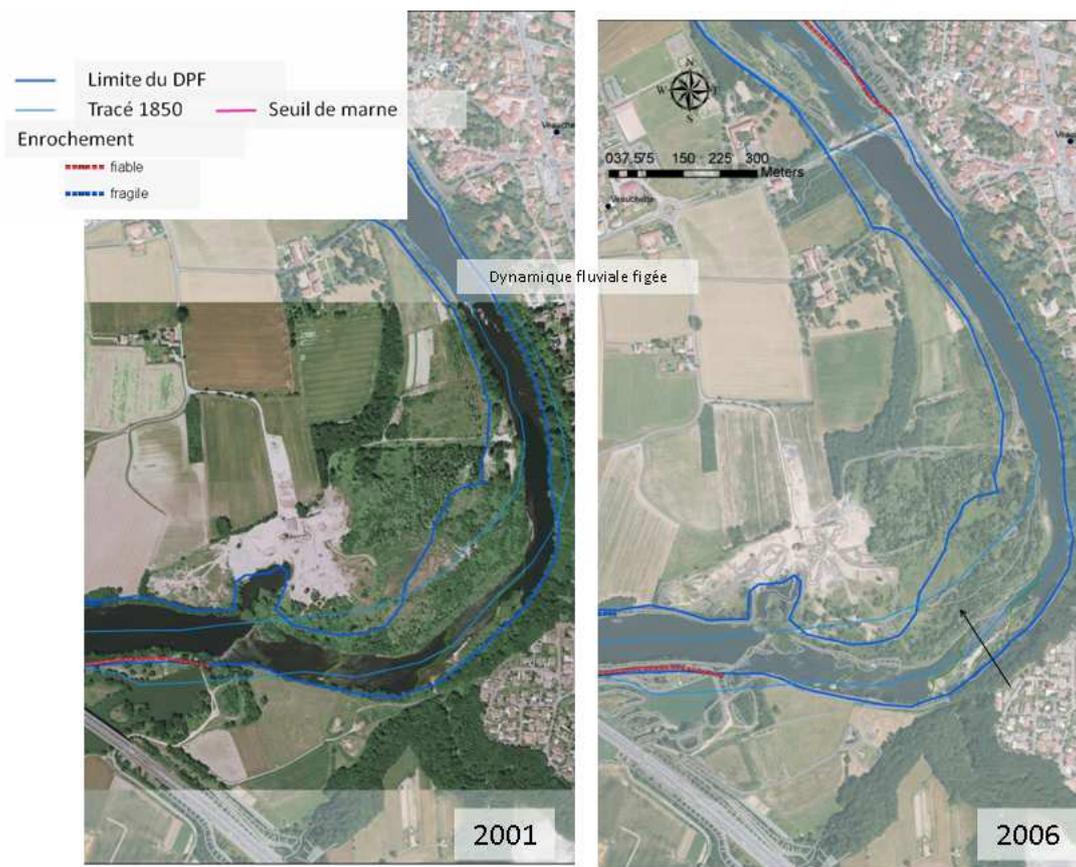


FIGURE 2.10: Evolution du tronçon T.I.3 au niveau de la boucle de Veauchette.

qui forment un nouveau bras sinueux. La crue de 2003 a provoqué localement des reprises d'érosion dans les anciennes décharges.

### Tronçon II : Confluence Mare Coise-Confluence Lignon Forez

Ce tronçon est caractérisé par une dynamique fluviale forte. La pente moyenne du tronçon avoisine les 0.7 ‰.

#### Tronçon T.II.1

##### Segment T.II.1.1 : 680 m

Des Trois Becs (confluence de trois affluents la Mare en rive gauche, la Coise et l'Anzieux en rive droite) à l'amont du pont SNCF de Montrond-Les-Bains, le lit actif de la Loire possède une dynamique active. Les crues de 2003 et 2008 ont engendré des érosions de berge significatives sur les deux rives. Ce secteur est un des rares secteurs qui n'ait pas été touché directement par les extractions et qui n'a pas fait l'objet de protections lourdes

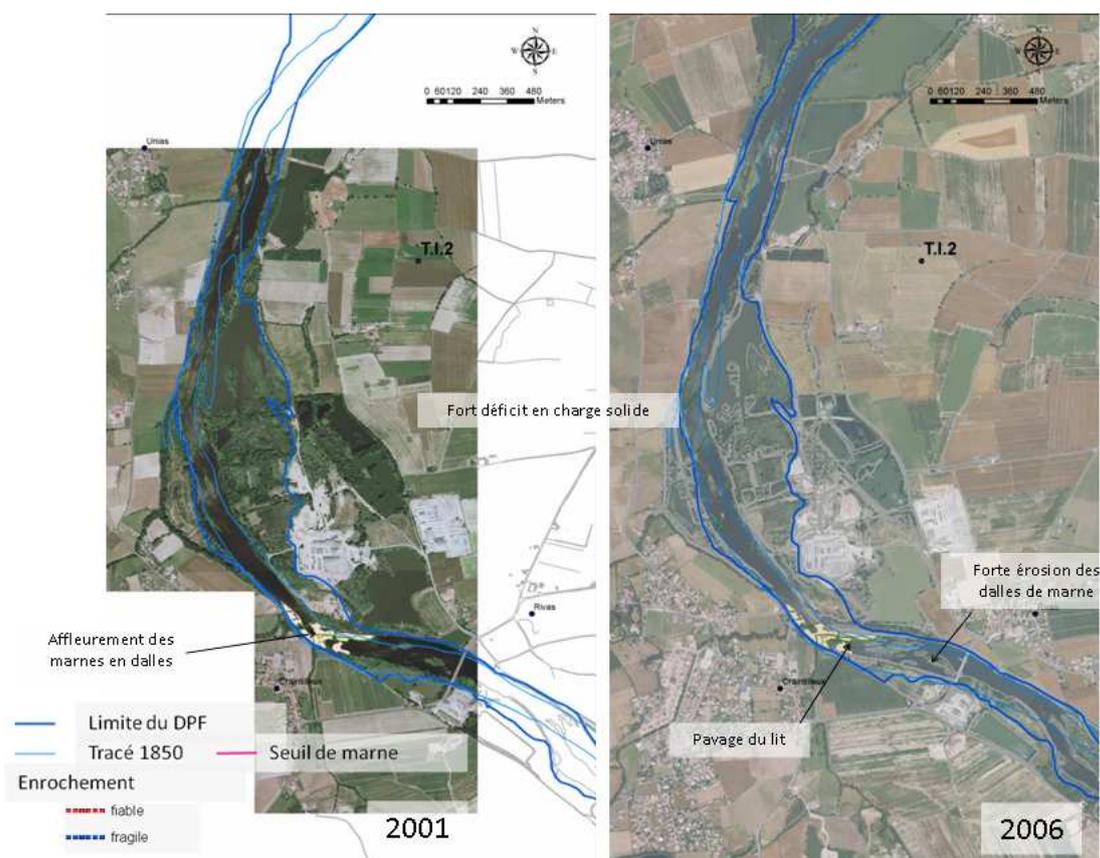


FIGURE 2.11: Evolution du tronçon T.I.4 au niveau des gravières de Rivas.

de berge. Les berges sont assez verticales avec une hauteur de 3 à 4 m et ne sont pas protégées. Une érosion importante est observable sur chaque rive avec un recul d'environ 30 m sur un linéaire de 400 m entre 2001 et 2004 ce qui correspond à un volume de 25000 m<sup>3</sup> susceptible de recharger le lit à l'aval. En rive droite, à l'aval de cette zone, un important dépôt d'alluvions grossiers (galets en surface) s'est formé lors de la crue de 2003. Les affleurements de marnes ne sont pas visibles. En revanche, on retrouve des blocs de taille métrique déposés à l'amont immédiat du pont.

L'érosion de la berge constitue l'un des rares points où la recharge en alluvions est significative. A raison de 10 m/an, cette érosion peut produire 8000 m<sup>3</sup> de sédiments. Les dépôts situés en rive droite constituent un stock facilement mobilisable. Cependant, la végétation arborescente a tendance à fixer les matériaux.

### Segment T.II.1.2 : 1920 m

Dans le secteur de Montrond-Les-Bains, la Loire longe la haute terrasse, ce qui laisse apparaître par endroit une falaise de marne d'une dizaine de mètres. La rive gauche

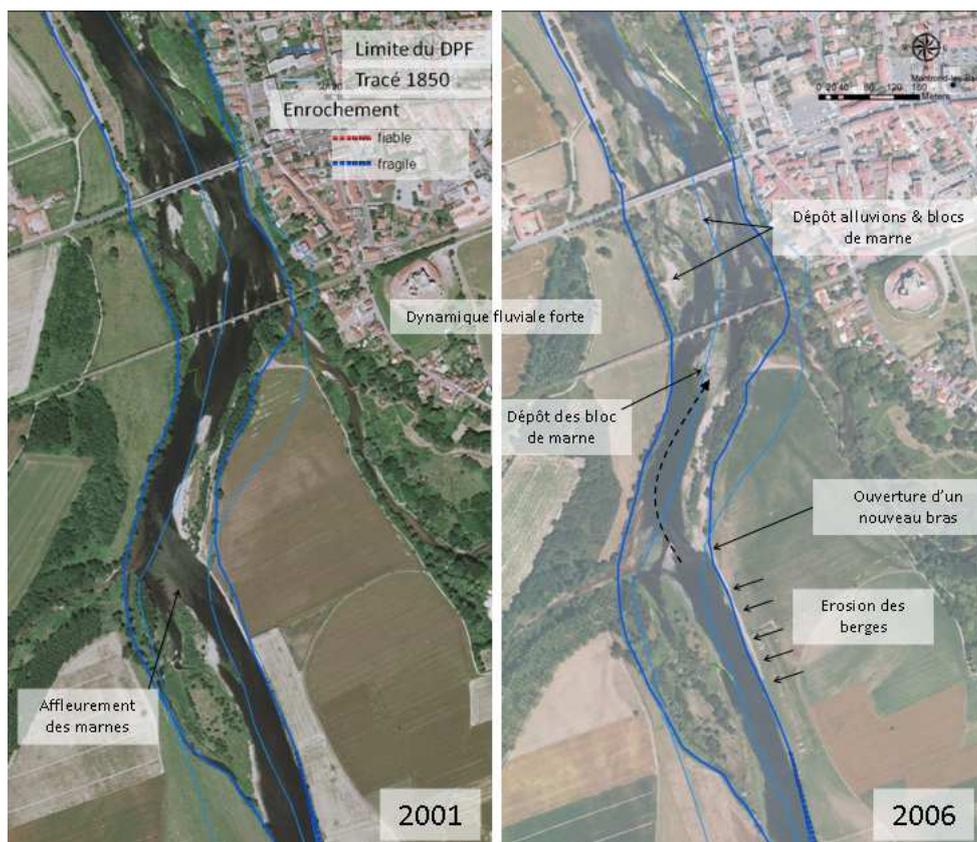


FIGURE 2.12: Evolution du tronçon T.I.5 à l'amont du pont de Montrond-les-Bains.

est occupée par les terres agricoles. La berge est assez verticale, d'une hauteur de 2 m environ. Les matériaux sont de granulométries variées et les berges sont peu cohésives. Il n'y a pas de traces d'érosion observables. Des affleurements et/ou des dépôts de marne sont visibles dans cette portion. L'évolution latérale est assez limitée en rive droite à cause de la proximité de la terrasse au niveau de la concavité du méandre.

### Segment T II.1.3 : 2080 m

De l'aval du pont de Montrond-Les-Bains à la sortie de la boucle de Marclopt, la Loire est caractérisée par une pente moyenne forte (1.35 ‰). Il s'agit d'un secteur d'anciennes gravières dont les plus proches du lit mineur ont été capturées et forment aujourd'hui un chenal d'écoulement secondaire en cours de comblement (partiellement recouvert lors de la crue de 2003). L'intérieur de la boucle de Marclopt (convexité du méandre) est occupé par un grand plan d'eau d'une superficie de 11 ha séparé de la Loire par des digues en remblais. La crue de 2003 a provoqué des brèches dans ces digues. L'entrée du segment est constituée d'un seuil d'une pente de 4 ‰ sur 150 m. C'est un seuil de marne partiellement recouvert d'une faible épaisseur d'alluvions grossiers. Le reste du tronçon

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

fait apparaître des affleurements continus de marne sur toute la largeur du lit mineur et trois seuils de taille plus modeste que le premier qui montrent une forte érosion. L'analyse des photographies aériennes 2001 et 2006 montre :

- une érosion latérale bloquée en rive gauche,
- un comblement par les alluvions des anciennes gravières plus ou moins reliées entre elles situées en rive droite. On ne note pas la formation d'un bras secondaire mais plutôt le basculement du chenal principal vers la rive gauche,
- Une poursuite de l'incision du lit marquée par un recul des nombreux seuils de marne dans le chenal principal (fig. 2.13),
- un risque de recoupement du méandre et de capture de la gravière située dans la convexité. Cette capture entraînerait un piégeage des sédiments transportés dans le plan d'eau, une réduction du linéaire du fleuve avec pour corollaire une d'augmentation de sa capacité érosive.

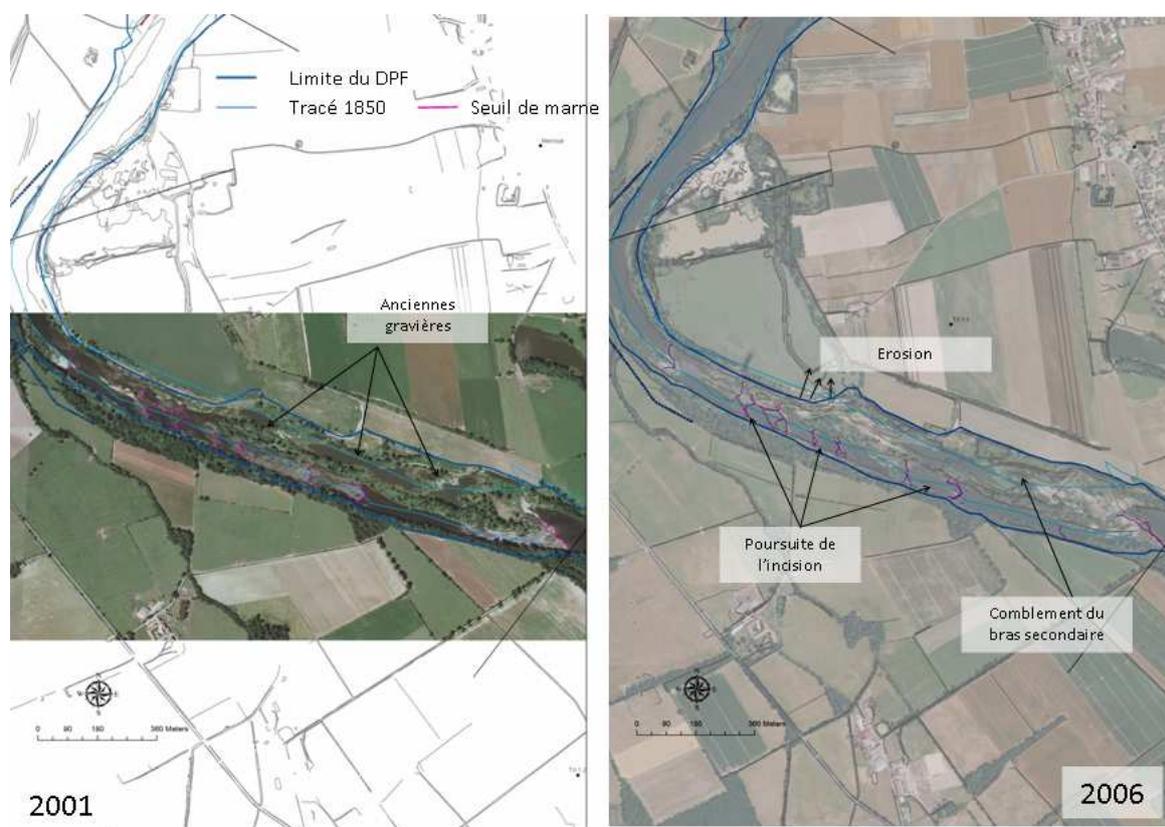


FIGURE 2.13: Tronçon T.II.1.3 : l'amont de la boucle de Marclopt.

### Segment T II.1.4 : 885 m

Constitué par la boucle de Marclopt, ce segment est caractérisé par une pente très faible. Un site de traitement des matériaux est présent en rive droite. Les protections des berges sont présentes sur tout le linéaire en rive gauche et à hauteur du site de traitement des matériaux en rive droite. Les crues de 2003 et 2008 ont provoqué des brèches dans le merlon de séparation entre la Loire et le plan d'eau.

### Segment T II.1.5 : 1750 m

De l'aval de la boucle de Marclopt à l'aval du Gourd Jaune, le lit de la Loire présente des affleurements généralisés de formations tertiaires. Les argiles vertes sont parfois interrompues par des affleurements gréseux, qui forment des singularités. Cependant, leur meilleure résistance à l'érosion n'empêche par leur érosion qui dépasse 0.5 m par endroits. Le début du segment à pente forte possède des îlots et quelques bancs de galets. Se développe ensuite une zone de tressage « non naturelle » apparue suite à la capture de gravières lors de la crue de 1980. Des dépôts et atterrissements sont observables à l'entrée du chenal d'alimentation des plans d'eau de l'Écopôle du Forez. Des affleurements continus de marne se retrouvent dans chacun des bras de tressage. Ils proviennent de l'exploitation des matériaux du lit mineur jusqu'au toit du substratum. Il faut cependant noter que sur ce secteur, de l'érosion verticale était déjà observable en 1946. En effet, deux seuils de marne actuels étaient déjà identifiables sur la photographie aérienne IGN de 1946. Dans la partie amont du Gourd jaune, les îlots identifiables sur la photographie 2001 se sont développés pour ne former plus qu'une île, qui sépare le lit mineur en deux bras principaux. Les autres petits îlots situés à proximité des berges du fleuve se rattachent peu à peu au franc bord. Ce secteur se caractérise globalement par un dépôt d'alluvions (fig. 2.14).

Au niveau du gourd jaune tressé, la tendance aujourd'hui du cours d'eau est également au comblement et à la fermeture des bras secondaires au profit du chenal principal très étroit. Les conséquences sont une moindre alimentation en eau de la zone de frayère à brochets et une déconnection du chenal d'entrée du plan d'eau principal de l'Écopôle du Forez.

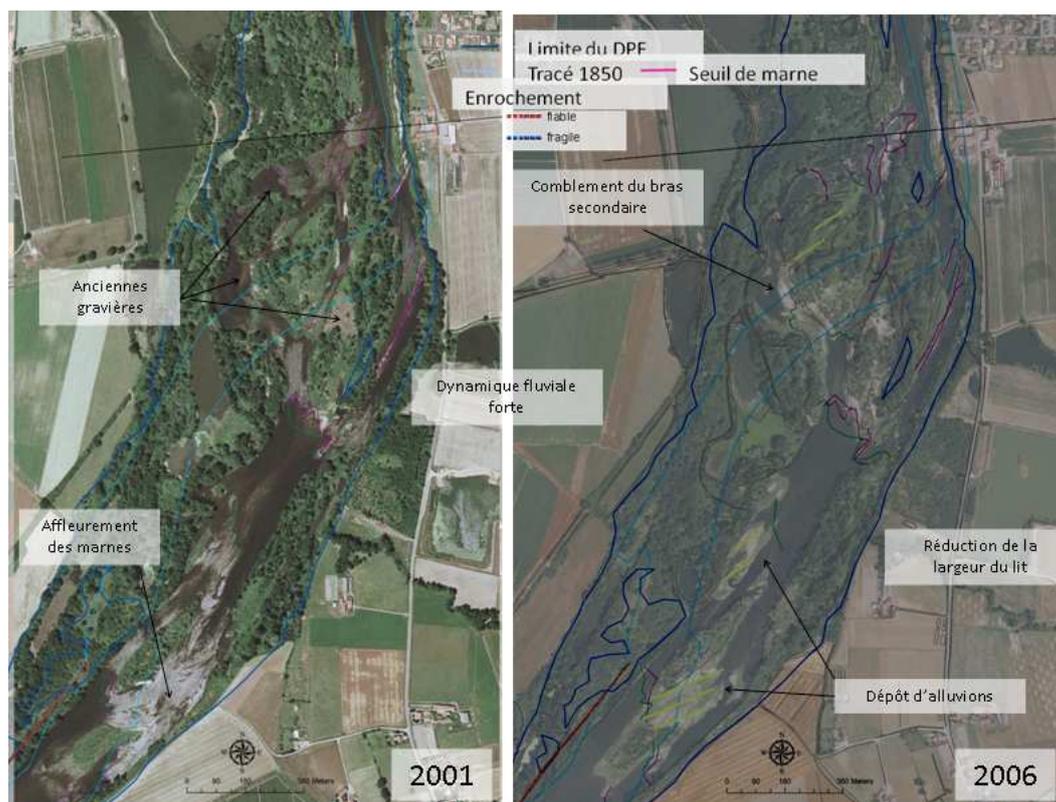


FIGURE 2.14: Evolution du tronçon T.II.1.5 au niveau du gourd jaune.

### Tronçon T.II.2

#### Segment T II.2.1 : 1760 m

Au niveau de l'Écopôle du Forez, la pente du cours d'eau est très faible, le faciès de courant est plat et homogène. La rive gauche est occupée par les plans d'eau de l'Écopôle. L'affleurement de marne est continu ( $-1\text{ m}$  en pied de berge). L'érosion se fait depuis l'axe du chenal d'écoulement et produit un « effet canyon ». A ce niveau, la confluence de la Toranche présente une incision marquée dans la marne et de nombreux seuils en série. Le phénomène d'incision du lit se poursuit dans ce secteur.

#### Segment T II.2.2 : 940 m

Constitué par l'île Moriaud, le lit du fleuve se caractérise par de nombreux seuils de marne. Un bras mort, bras principal en 1850 qui était résiduel en 1950 (abandonné à l'étiage) témoigne des divagations passées. L'île Moriaud encadrée par le lit actuel de la Loire et cet ancien bras ont fait l'objet d'exploitations de granulats sur toute leur superficie. Par ailleurs, l'entrée du bras a été barrée par une digue en remblais.

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

---

Des affleurements de marne et des seuils en série sont visibles, mais par endroit des galets recouvrent cette marne, constituant un pavage protecteur. La crue de 2003 a provoqué l'ouverture d'une brèche dans la digue en amont. Lors des crues le déversement des eaux par-dessus la digue de séparation Loire-plan d'eau provoque le dépôt d'un banc important d'alluvions.

### Segment T II.2.3 : 2370 m

De Villeneuve à la Grande Motte, le lit est caractérisé par des affleurements généralisés d'argiles vertes se présentant sous la forme de petits seuils de 0.2 à 0.6 m de hauteur (fig. 2.15). Les vitesses de recul de ces seuils sont mal connues. La gravière amont du Garollet, en fin d'exploitation, est séparée de la Loire par une digue haute. Les gravières aval sont des anciens plans d'eau plus ou moins reliés entre eux et en communication avec la Loire pour des débits assez faibles (de l'ordre de 150 m<sup>3</sup>/s).

Globalement, ce secteur se caractérise par de fortes érosions des berges en rive gauche. La crue de 2003 a provoqué un recul des seuils de marne par départ de pavés dont la taille varie entre 0.2 m et 1 m de côté. Les matériaux arrachés au fond du lit se sont déposés à environ 800 m en aval au niveau de la Petite Motte (Segment T.II.2.4).

### Segment T II.2.4 : 2937 m

C'est un secteur d'anciennes gravières. De la Grande Motte à Feurs, ce segment subit l'influence du barrage de Feurs. En rive gauche, au niveau de la grande Motte, la berge est haute, enrochée pour protéger les habitations bordant le cours d'eau. Le secteur de la petite Motte présente une grande largeur et de nombreuses îles apparues suite à la capture d'une gravière (fig. 2.16). En rive droite se trouvent les anciennes exploitations du Gourd Nantais et du Gourd de Randan, séparées de la Loire par une digue haute et régulière. Dans la partie amont du segment, l'île du gourd Nantais formée récemment dans le coude de la Loire protégé par des enrochements connaît un engraissement en alluvions dans sa partie amont. Cette île est en cours de boisement. La partie aval rive gauche se caractérise par un important dépôt d'alluvions et de blocs de marne arrachés dans le fond du lit au niveau du segment T.II.2.3 lors des crues de 2003 et 2008.

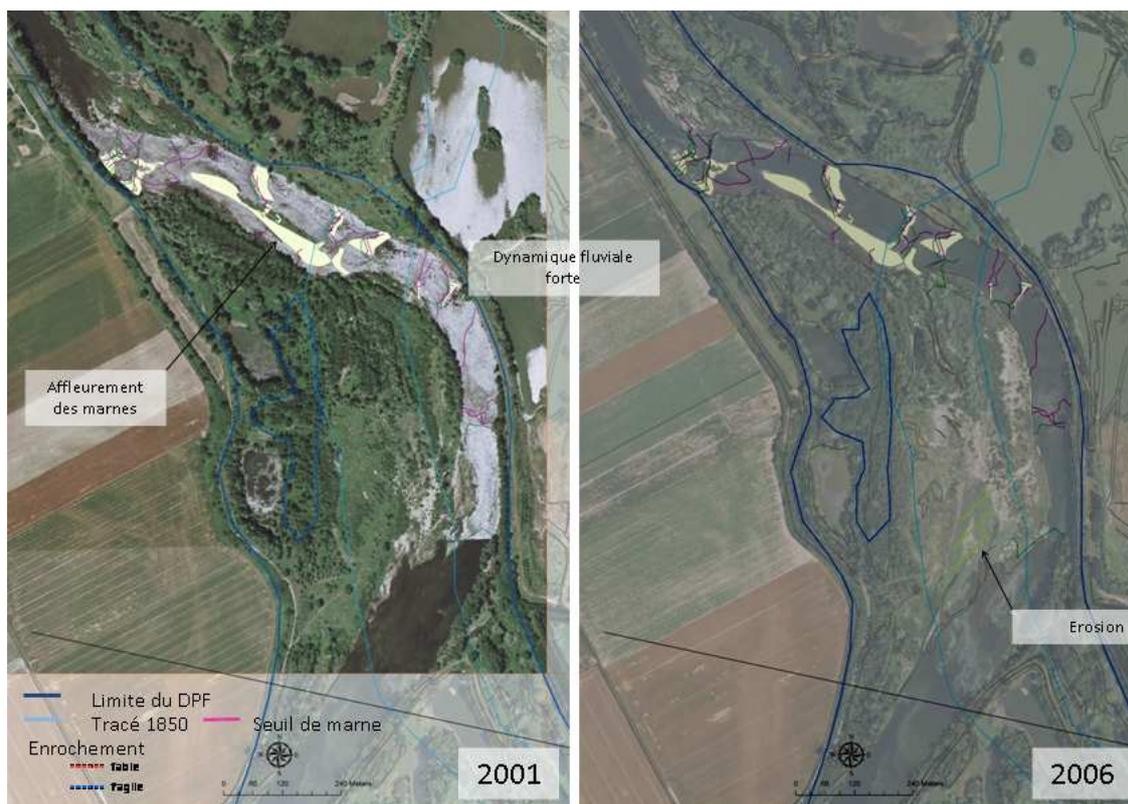


FIGURE 2.15: Evolution du tronçon T.II.2.3 au niveau de la Grande Motte.

### Segment T II.2.5 : 1900 m

Du barrage de Feurs au bec du Lignon, les affleurements de marne sont généralisés. De nombreux seuils de marnes sont visibles. La pente moyenne du fleuve est faible (0.7‰). Ce secteur présente une forte érosion régressive qui se traduit par un enfoncement du lit. Les vitesses d'évolution du recul des bancs suite aux crues sont extrêmement rapides : de l'ordre de 18 m entre 1991 et 2003. Lors de la crue de Décembre 2003, le banc situé le plus à l'aval a connu un recul d'au moins 11-12 m, et en aval immédiat de l'anse, un surcreusement de la fosse d'au moins 1.5 à 2.0 m. Par rapport à 1991, le recul du banc supérieur est d'au moins 17-18 m et probablement de plus de 30 m pour le banc inférieur. Aujourd'hui, l'encaissement du lit dans le substratum semble suffisamment fort pour modifier fondamentalement les mécanismes d'érosion des berges constituées en partie de déblais (sable de fonderie) en rive gauche et de déchets de nature diverse en rive droite. En effet, le contact entre le toit des marnes et les remblais constitue un point de faiblesse qui risque d'augmenter les phénomènes d'érosion sur les berges.

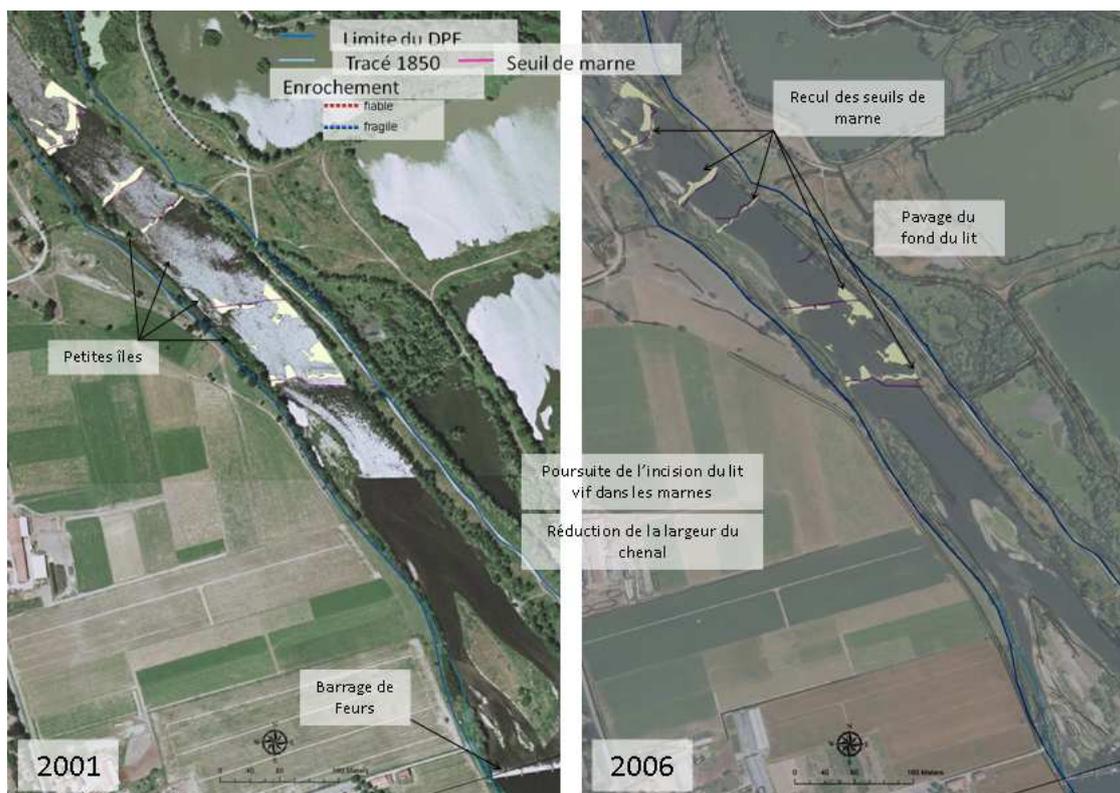


FIGURE 2.16: Evolution du tronçon T.II.2.4 au niveau de l'île du gourd Nantais.

### Tronçon T.III : Confluence Loire-Lignon du Forez.

Ce tronçon est caractérisé par une dynamique fluviale forte. La pente moyenne du tronçon avoisine les 0.63 ‰. Ce tronçon d'une longueur développée de 10.6 km a été découpé en deux sous-tronçons.

#### Segment T.III.1 : 4990 m

De la confluence Lignon du Forez-Loire à l'amont de la boucle de Balbigny, ce secteur a connu l'enfoncement le plus important depuis 150 ans (entre  $-2\text{ m}$  et  $-3\text{ m}$ ). Ce secteur est marqué par une reprise de la dynamique fluviale qui s'exprime par la présence de nombreuses zones de dépôts et d'érosion. Au niveau du secteur de la Motasse, l'île située dans le lit mineur a vu sa surface doublée et se rattache maintenant au franc bord. Le secteur de Cleppé présente actuellement la dynamique fluviale la plus intense des trois tronçons. Après chaque crue on constate que les bancs de galets ont été déplacés, sont apparus ou ont disparu suivant les cas. Après la crue de 2003, la berge de la Loire située en rive droite face à Cleppé, constituée de galets et sables, avait été érodée sur

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

plusieurs centaines de mètres de long et plusieurs mètres d'épaisseur (jusqu'à 10-15 m), un important banc de galets apparaissant dans le lit 200-500 m en aval (fig. 2.17). On avait là un cas de recharge alluvionnaire latérale du fleuve à partir de ses dépôts anciens.

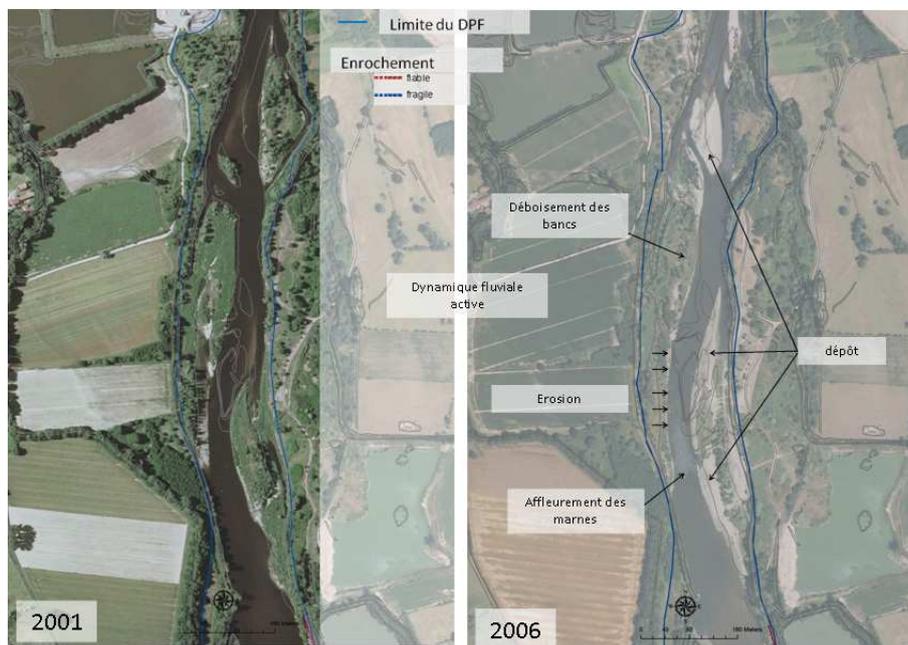


FIGURE 2.17: Evolution du tronçon T.III.1 au niveau de Cleppé.

### Segment T.III.2 : 5680 m

Ce secteur correspond à la boucle de Balbigny. L'enfoncement du lit est maximal ( $-3.5 m$  en 150 ans). Actuellement le fond du lit du cours d'eau est encaissé de 0.5 m à 1 m dans ces grès argileux rouges. La crue de 2003 a entraîné un nouvel abaissement du lit qui se traduit par l'affleurement des grès argileux rouges visibles sur les photographies aériennes mission 2006 au niveau du secteur de Valencieux. Les îles présentes dans le cours d'eau montrent une grande stabilité dans leur forme et une tendance au boisement. La queue de retenue de Villerest présente un atterrissement de galets d'épaisseur moyenne 0.5 m en rive gauche sur un linéaire d'environ 300 m pour une largeur de 50 m. Le volume d'alluvions déposés peut être estimé à  $7500 m^3$ . Les caractéristiques des tronçons sont données dans le tableau 2.3 :

Tableau 2.3: Largeurs et indice de sinuosité des tronçons de la Loire forézienne (Mimoun et al., 2007).

Tronçon	Sinuosité moyenne	Largeur moyenne du lit
T.I	1.28	92
T.II	1.4	91
T.III	1.34	105

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

En superposant les tracés en plan de la Loire entre 1849 et 2004, on voit que le tronçon jusqu'à la boucle de Marclopt a relativement peu bougé à l'échelle du siècle (figure 2.18). A l'aval de Marclopt, en revanche, d'importants mouvements latéraux (inversement de méandres, recouplements) sont visibles. Les changements de tracés se sont produit avant 1946, traduisant un fort dynamique sédimentaire durant cette période.

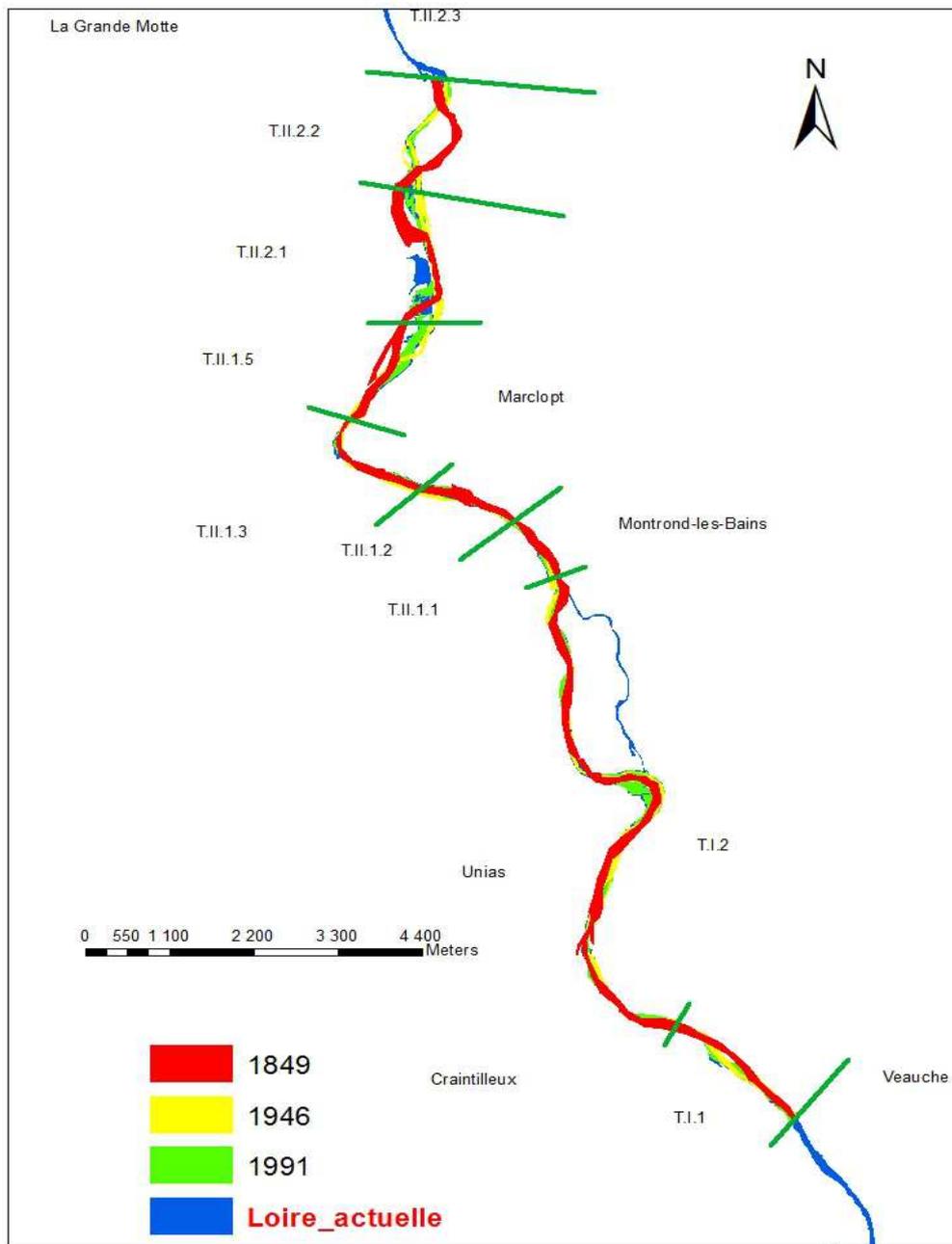


FIGURE 2.18: Représentation des tronçons pour l'étude de l'influence du barrage de Grangent, à l'échelle 1 : 25000 ème.

## 2.4 Influences des ouvrages hydrauliques

Deux ouvrages sont construits dans le lit de la Loire dans le secteur d'étude qui nous intéresse : le barrage de Grangent, et celui de Villerest. Le barrage de Grangent, situé à proximité de St Just-Saint Rambert a été mis en service en 1957 et sert pour la production hydroélectrique. Il a une capacité totale de  $57.6 Mm^3$  et une capacité utile de  $28.6 Mm^3$ . Le barrage de Villerest est situé en amont de Roanne et mis en service en 1985. Il a une capacité de  $130 Mm^3$  et a pour vocations principales l'écrêtement des crues et le soutien d'étiage. Il est également utilisé pour la production d'électricité. Ces deux ouvrages ont depuis leur mise en service modifié à la fois le transit des sédiments et les conditions hydrologiques. En effet, une quantité importante de sédiments est piégée dans la retenue de ces barrages et provoque un déficit net à l'aval immédiat de ceux-ci. Les effets du barrage de Villerest sur l'écoulement se ressentent jusqu'à Balbigny sur un linéaire de  $36 km$ . Ce barrage provoque un ralentissement de l'écoulement. Cela favorise dans certains secteurs tels que Epercieux Saint Paul le dépôt de matériaux et la formation de bancs de galets, lors d'évènements de crue importants.

Les modifications de l'écoulement par le barrage de Grangent quant à elles affectent les valeurs de débits faibles à l'aval de l'ouvrage. En effet, le barrage ne dispose que d'un creux de  $3 m$  pour stocker l'eau venant de l'amont, et devient rapidement transparent lorsque le débit à l'entrée de l'ouvrage devient important (supérieur à  $300 m^3/s$ ).

Les débits à Bas-en-Basset et à Feurs ont fait l'objet d'une comparaison avant la construction du barrage de Grangent. La station de Feurs étant absente à cette période, les débits ont été reconstitués à partir des débits de la station de Villerest, tels que :

$$Q(Feurs) = \frac{S_{BVFeurs}}{S_{BVVillerest}} Q(Villerest) \quad (2.4.1)$$

avec :  $S_{BVFeurs}$  : surface du bassin versant à Feurs ( $4978 km^2$ ).

$S_{BVVillerest}$  : surface du bassin versant à Villerest ( $6585 km^2$ ).

On voit que les débits des deux stations ont des tendances assez semblables (figure 2.19). Le nombre de jour où le débit journalier a atteint ou a dépassé le seuil de  $300 m^3/s$  se situe régulièrement à plus de 8 jusqu'en 1935. Après cette date, une baisse considérable s'est opérée en raison de la conjoncture climatique (Crépet, 1997).

CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

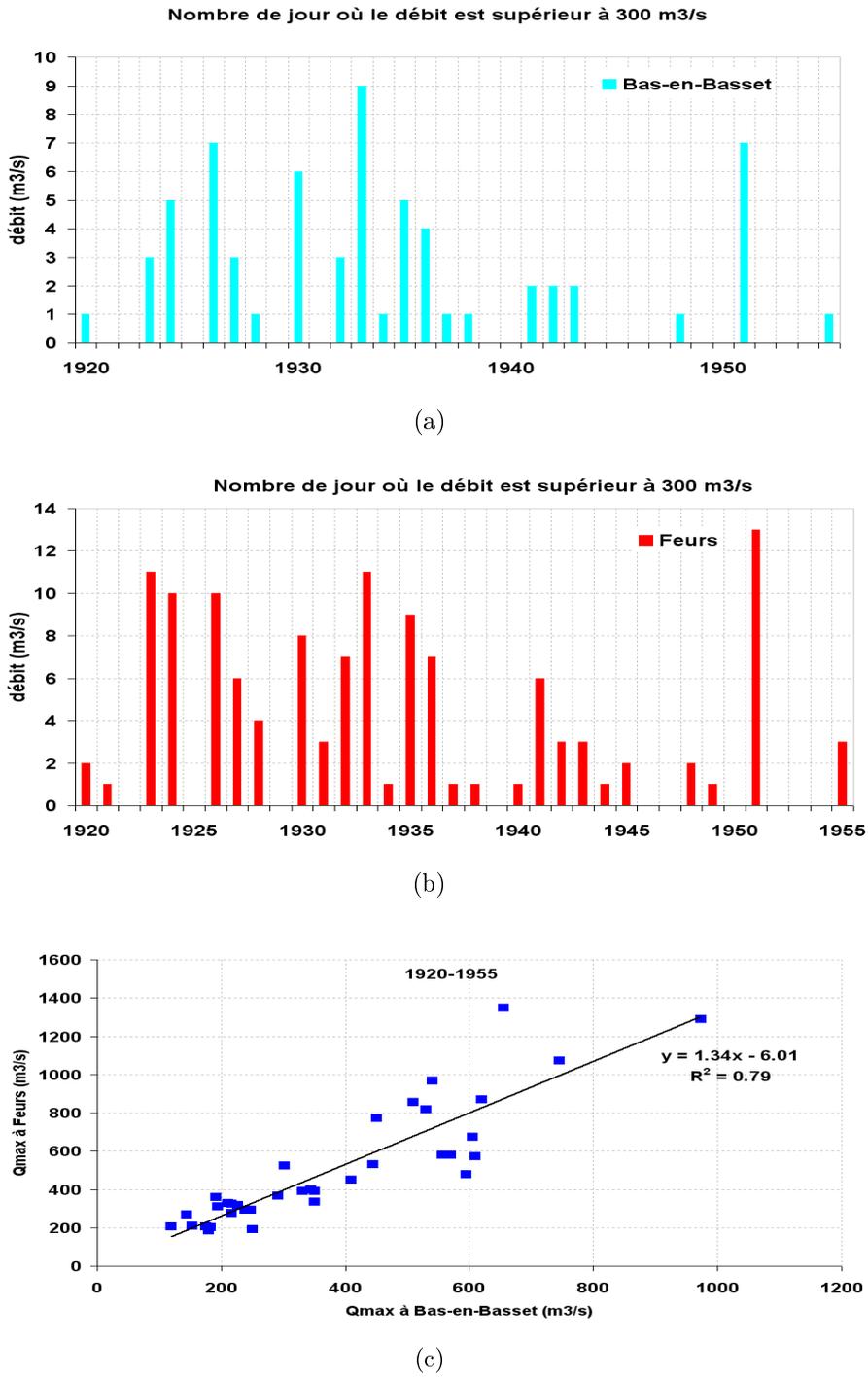


FIGURE 2.19: Nombre de jour supérieur à  $300 \text{ m}^3/\text{s}$  entre 1920 et 1955 à Bas-en-Basset (a) et Feurs (b) ; corrélation entre le débit maximal à Bas-en-Basset et à Feurs.

Après la construction du barrage de Grangent, lorsqu'on compare les débits journaliers depuis 1985 à Bas-en-Basset et à Feurs, on voit que le nombre d'évènements supérieurs à  $300 \text{ m}^3/\text{s}$  est beaucoup plus important à Feurs (fig. 2.20). Il est difficile de relier cette hausse aux effets du barrage de Grangent. Les débordements de la Loire dans la plaine

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

du Forez provoquent depuis les années 1970 un affaiblissement des crues qui devraient amener à une baisse du nombre de jours à l'aval, ce qui est contradictoire avec nos résultats. D'autres raisons, notamment, les apports du bassin intermédiaire entre Grangent et Feurs d'une superficie de  $1150 \text{ km}^2$  pourraient jouer un rôle dans ce phénomène.

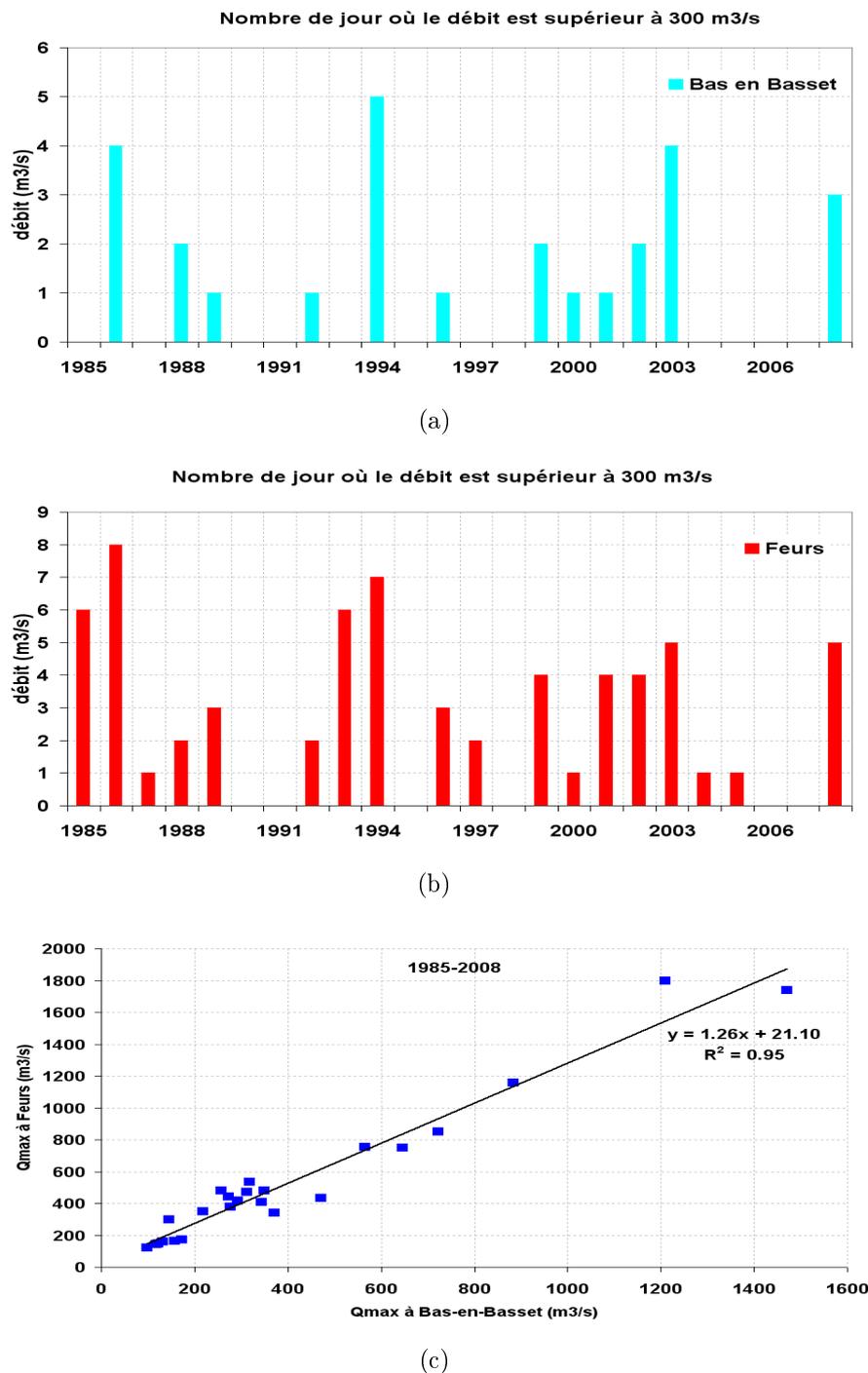


FIGURE 2.20: Nombre de jours où le débit est supérieur à  $300 \text{ m}^3/\text{s}$  entre 1985 et 2008 à Bas-en-Basset (a) et à Feurs (b) ; corrélation entre le débit maximal à Bas-en-Basset et à Feurs.

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

Un bilan sédimentaire a été réalisé afin de mieux analyser l'évolution du transit de matériaux. Pour cela, la capacité de transport a été calculée pour 80 sections en travers du cours d'eau. Le calcul a été réalisé pour l'année 1870, 1946 et 2001. Les données utilisées pour les trois périodes concernent :

- la largeur du cours d'eau au niveau des 80 sections en travers
- la hauteur d'eau dans chaque section calculée à l'aide de la formule de Manning-Strickler (hypothèse de régime permanent)
- les pentes des sous tronçons moyennées sur 100 m, calculées à partir des cotes des sections
- la granulométrie moyenne a été fixée à 20 mm.

La figure 2.21 montre que, pour une même crue, la capacité de transport a connu une très légère augmentation entre 1870 et 1946. Cette augmentation est surtout perceptible pour les sections du deuxième tronçon. Il s'agit des secteurs qui ont connu une diminution de leur longueur développée, en raison des inversions de méandres.

A l'aide de la formule de Meyer-Peter Müller (1948), la capacité de transport moyenne a été estimée à 17000  $m^3/an$  en 1870 et de 20000  $m^3/an$  en 1946. En procédant de la même façon, SOGREAH (1996) mentionne que pour une dynamique naturelle et sans perturbation, la capacité de transport est de l'ordre de 20000  $m^3/an$ .

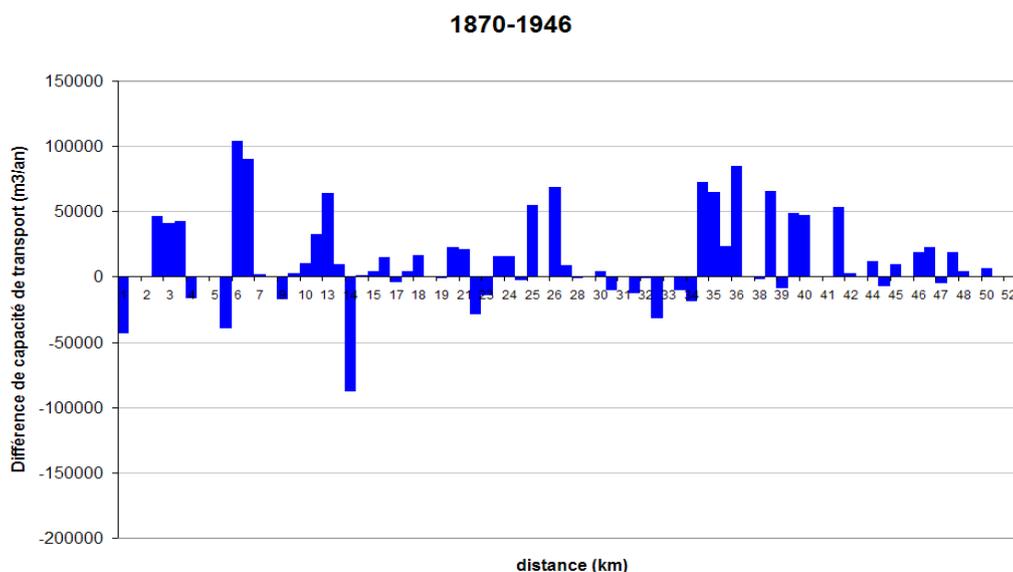


FIGURE 2.21: Différence de capacité de transport entre 1870 et 1946, pour un débit de fréquence 2 ans ( $410 m^3/s$ ).

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

L'augmentation locale de la capacité de transport s'est accompagné d'un changement de style fluvial entre 1870 et 1946. Les secteurs où la capacité de transport a augmenté pour une même crue, sont passés d'un style en tresses à un style sinueux, traduisant un destockage des alluvions contenus dans le lit mineur.

Après les années 1950, la tendance s'est considérablement inversée et a été caractérisée par une baisse de la capacité de transport sur l'ensemble de la plaine du Forez (fig.2.22). Cette baisse est surtout due aux extractions de matériaux dans le lit qui ont conduit à un élargissement de la Loire.

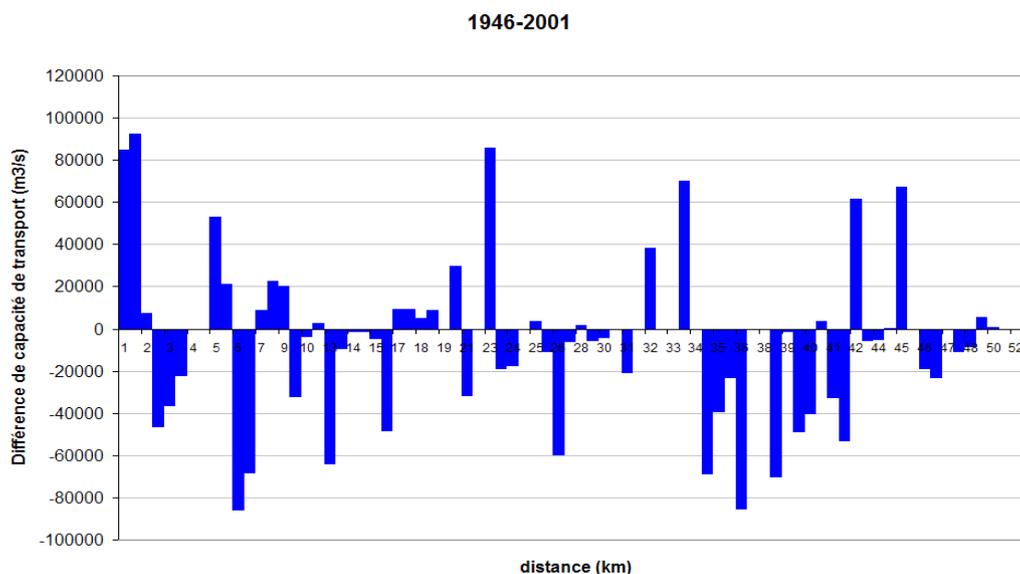


FIGURE 2.22: Différence de capacité de transport entre 1946 et 2001, pour un débit de fréquence 2 ans ( $410 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

En analysant l'évolution de la largeur (fig. 2.23), on distingue trois périodes :

- entre 1870 et 1946 où le lit a considérablement rétréci sur l'ensemble du linéaire, lié probablement à une baisse des intensités des fortes crues. Les dépôts datant des périodes antérieures à fort dynamique sédimentaire n'ont pas été remobilisés. Le développement de la végétation riveraine a en plus fixé ces matériaux et renforcé les berges.
- entre 1946 et 1980 où l'élargissement affecte essentiellement le secteur entre le pk 17 et le pk 43 à l'aval de Grangent du fait des travaux d'endiguement et comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, en raison des extractions de matériaux dans le lit ;
- après 1980 où la largeur est quasiment restée inchangée.

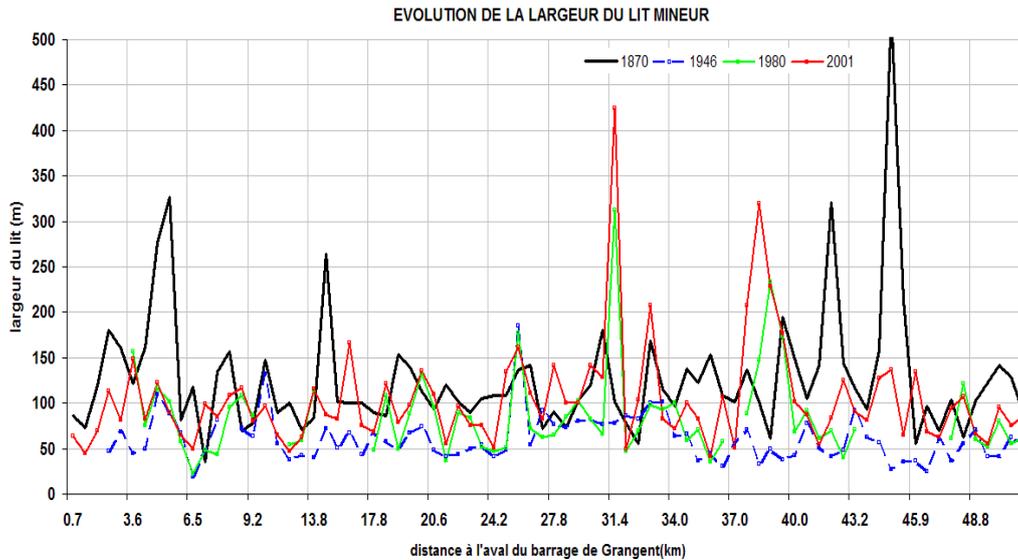


FIGURE 2.23: Evolution de la largeur du lit entre 1870 et 2001.

Une cartographie des zones potentiellement érodables et des zones de dépôt a pu être établie pour un débit de  $600 \text{ m}^3/\text{s}$  (fig. 2.24). Il est intéressant de voir qu'à l'heure actuelle, il y a théoriquement plus de zones potentielles de dépôt que d'érosion si le lit du fleuve contenait encore suffisamment de matériaux alluvionnaires et si les apports amont n'étaient pas bloqués par le barrage de Grangent.

### 2.5 Influences des extractions de matériaux

Avant les années 1950, les activités humaines n'ont eu que peu d'incidence majeure sur la dynamique de la Loire. Les extractions de granulats se sont considérablement développées à partir de cette date. L'arasement des îles et des bancs, l'élargissement du lit, puis les captures des gravières proches ont modifié la physionomie du lit. Les extractions en lit mineur ont cessé depuis 1986. Dans la plaine du Forez, la production totale depuis les années 50 a été estimée par SOGREAH (1996) de 60 à 65  $Mt$  soit  $30 \text{ Mm}^3$  (fig. 2.25). Les prélèvements entre 1981 et 1986 sont estimés à  $700000 \text{ m}^3$ . Dans les années 1960-70, le rythme des extractions devait être de l'ordre de  $200000 \text{ m}^3/\text{an}$ , ce qui fait un volume total d'environ 4 à 5  $Mm^3$  depuis les années 60.

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

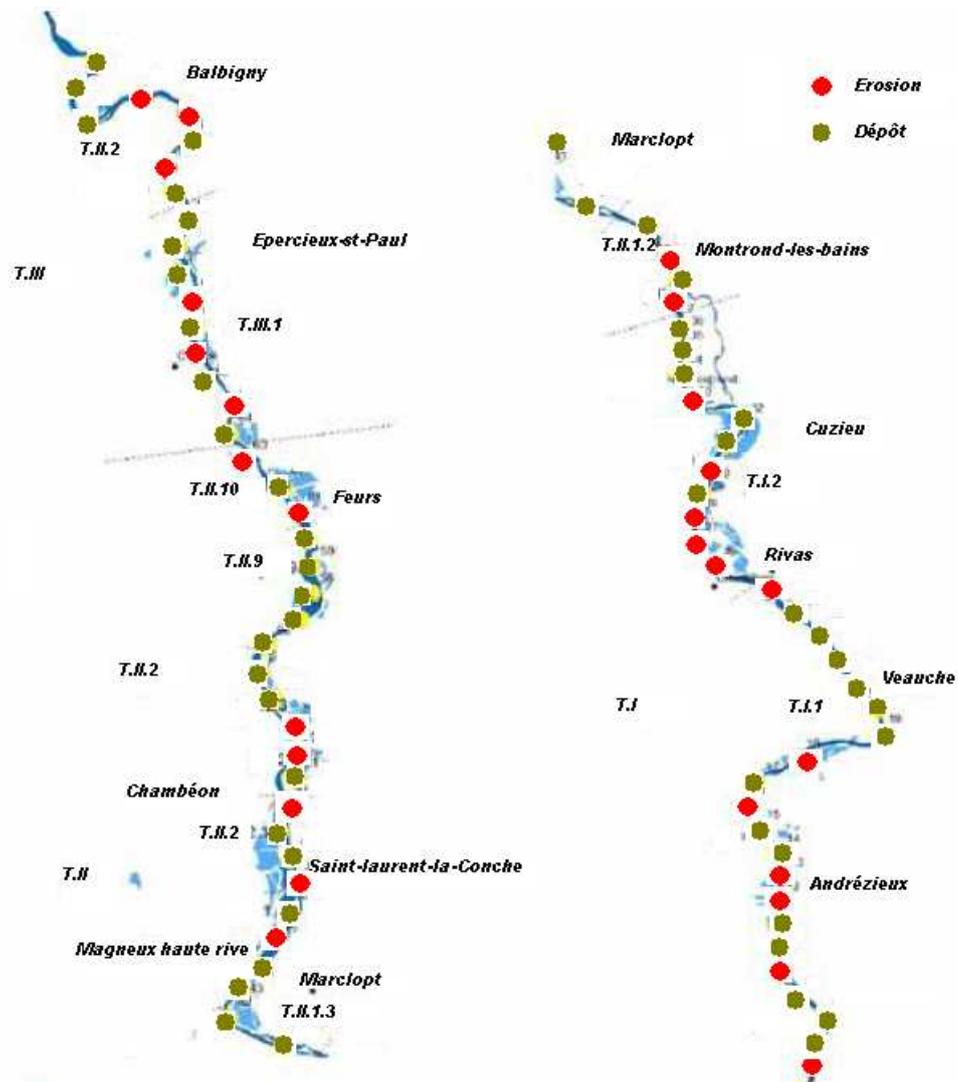


FIGURE 2.24: Carte représentant les zones probables d'érosion (rouge) ou de dépôt (vert) pour un débit de  $600 \text{ m}^3/\text{s}$ .

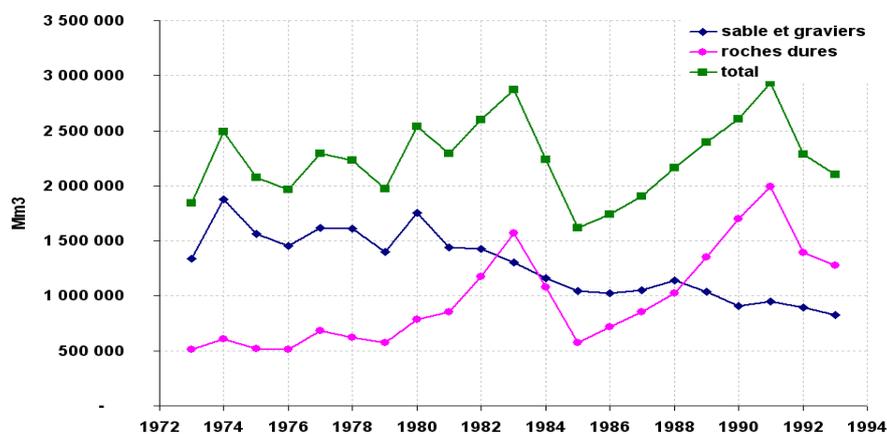


FIGURE 2.25: Evolution de la production de matériaux dans la plaine du Forez (SO-GREAH, 1996).

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

Entre 1870 et 2004, le lit s'est ainsi abaissé en moyenne de 1.50 m avec un enfoncement particulièrement important entre Montrond-les-Bains et Balbigny (fig.2.26). Le matelas alluvial au-dessus des formations argileuses ou gréseuses tertiaires n'étaient dès le départ pas très épais. La Loire présentait en revanche d'importants bancs vifs qui alternaient d'une rive à l'autre. Les prélèvements ont donc plus tendu à aplanir, voire élargir, le lit qu'à l'approfondir véritablement.

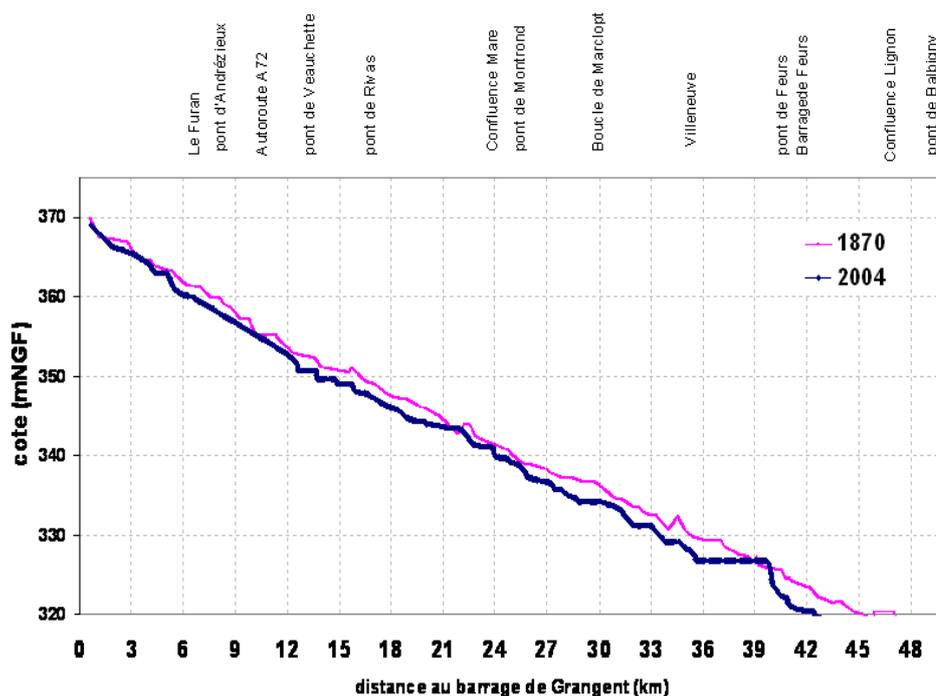


FIGURE 2.26: Comparaison des lignes d'eau d'étiage en 1870 et en 2004 entre Grangent et Balbigny.

## 2.6 Conclusion

Ce chapitre a permis de localiser les zones qui ont principalement subi des modifications. On a vu que la zone située immédiatement à l'aval du barrage de Grangent a connu une relative stabilité durant le XX<sup>ème</sup> siècle malgré l'existence de cet ouvrage. Les tronçons dans le secteur de Marclopt sont ceux qui ont connu le plus de changement à priori en raison des perturbations humaines (extractions de matériaux, endiguements). Le bilan sédimentaire sur le tracé actuel a permis de localiser les zones susceptibles de fournir des matériaux à la Loire ainsi que les zones les plus exposés à l'incision du substratum.

## CHAPITRE 2. SITUATION ACTUELLE DE LA LOIRE DANS LA PLAINE DU FOREZ

---

Trois approches permettent d'approfondir cette analyse : une approche numérique qui propose une modélisation de l'écoulement et du transport solide, une approche mécaniste qui permet de décrire la physique du phénomène d'incision et enfin une approche géochimique qui apporte des informations sur la provenance des matériaux.



Deuxième partie

**METHODES D'ANALYSE DE  
L'INCISION DU LIT**

---

---

# Chapitre 3

## La modélisation de l'incision du lit

---

### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>63</b>
<b>3.2</b>	<b>Description des modèles d'évolution du lit d'un cours d'eau</b>	<b>64</b>
3.2.1	Les modèles géomorphologiques	64
3.2.2	Les modèles hydrauliques	67
<b>3.3</b>	<b>Choix du modèle hydrosédimentaire pour les fonds alluviaux</b>	<b>74</b>
<b>3.4</b>	<b>Conclusion</b>	<b>75</b>

---

### 3.1 Introduction

Ce chapitre présente différents outils de modélisation pour l'étude d'enfoncement des cours d'eau. Deux grandes catégories de modèles sont présentées : les modèles géomorphologiques et les modèles hydrauliques. Les deux types de modèles se différencient à la fois par leurs échelles spatiales et temporelles mais également par le type de cours d'eau auquel l'un ou l'autre peut être appliqué.

La première section de ce chapitre décrit les modèles géomorphologiques et leur domaine d'application. La seconde présente les modèles hydrauliques à travers les équations mathématiques qui permettent de quantifier les phénomènes d'érosion fluviale. La troisième section compare différents modèles et les phénomènes qu'ils prennent en compte afin d'identifier ceux qui interviennent sur la Loire. Une conclusion terminera ce chapitre en précisant le modèle adéquat pour analyser l'incision du lit de la Loire dans la plaine du Forez.

## 3.2 Description des modèles d'évolution du lit d'un cours d'eau

On distingue deux grandes catégories de modèle :

- Les modèles **géomorphologiques** : adaptés à une étude d'évolution d'un versant de taille *macroscopique* (tailles de bassins versants) et une échelle de temps *géologique* (1000-10000 ans). L'équilibre peut être défini comme étant une invariance de la topographie, qui résulte d'une balance entre l'érosion des versants et le soulèvement des roches (Whipple and Tucker ; 2002). Les perturbations susceptibles de jouer sur l'équilibre sont le climat et la tectonique.
- Les modèles **hydrauliques** : permettent de simuler l'évolution des cours d'eau à des échelles plus fines (plusieurs kilomètres). La géométrie du chenal est clairement définie et le processus d'érosion dépend à la fois des conditions d'écoulements et des propriétés des matériaux transportés.

### 3.2.1 Les modèles géomorphologiques

#### 3.2.1.1 Les types de modèle

L'observation des rivières naturelles met en évidence deux classes de systèmes, qui se distinguent par la présence ou non d'un lit mobile dans le fond de la rivière : les rivières alluviales qui ont un lit mobile constitué d'une forte épaisseur de sédiment non-consolidée, à l'opposé des rivières à substratum rocheux pour lesquelles cette épaisseur est réduite, permettant au socle d'être souvent exposé directement à l'écoulement. La distribution de ces deux types de rivières au sein d'un bassin versant est gouvernée par la compétition entre la capacité de transport sédimentaire et la quantité de sédiment à transporter . Les rivières à substratum rocheux se rencontrent lorsque la quantité de matière à transporter est inférieure à la capacité de transport de la rivière, tandis que les rivières alluviales se rencontrent lorsque la quantité de matière à transporter est supérieure ou égale à la capacité de transport de la rivière, le trop-plein de sédiment constituant alors la charge de fond masquant le substratum rocheux.

Pour modéliser l'incision fluvial, il existe alors 2 types de modèles qui diffèrent par leurs

modes de fonctionnement :

- Les "**modèles à Transport Limité**" : ils considèrent que le flux sédimentaire du fleuve est constamment égale à la capacité de transport. Il est valide uniquement pour les rivières alluviales, disposant d'une faible charge de fond. L'équation de bilan de masse au niveau de l'interface sédiments/eau de hauteur  $z$  est égale à :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = -\nabla \cdot q_c + U \quad (3.2.1)$$

avec :

$q_c$  : la capacité de transport par unité de largeur de la rivière,  $U$  : le taux de surrection local.

- Les "**modèles à Détachement Limité**" : ils s'appliquent aux cours d'eau à fond rocheux. L'évolution des cours d'eau est gouvernée par leur taux d'incision local. Il se caractérise par le fait que la capacité de transport est toujours supérieure au flux de sédiments entrant. Il s'agit d'un modèle valide pour les rivières à substratum rocheux. L'équation de bilan de masse au niveau de l'interface substratum rocheux/eau de hauteur  $z$  est égale à :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = -I + U \quad (3.2.2)$$

avec  $I$  le taux d'incision.

### 3.2.1.2 Détermination du taux d'incision

Le modèle de Howard et Kerby (1983) est le plus utilisé (Lague, 2001). Ce modèle suppose que le taux d'incision  $I$  [ $L/T$ ] est une fonction d'une mesure de l'intensité du flux d'eau,  $\Psi$  :

$$I = -K_b(\Psi - \Psi_c)^\zeta \quad (3.2.3)$$

avec :

$K_b$  l'érodabilité qui dépend des propriétés mécaniques du substrat,  $\psi_c$  une intensité de flux d'eau critique qui doit être dépassée pour que l'incision débute,  $\zeta$  un exposant positif.

Dans sa version initiale, l'équation ne rend pas compte de l'éventuelle dépendance de l'abrasion avec le flux sédimentaire et n'est généralement pas introduite dans la plupart des modèles d'évolution du relief.

En utilisant :

- une équation de conservation de la masse :

$$Q_w = VhW \quad (3.2.4)$$

- une équation de conservation des moments (écoulement stationnaire et uniforme) dans un chenal infini

$$\tau = \rho g d_m S = \rho C_f V^2 \quad (3.2.5)$$

- une équation décrivant la géométrie hydraulique

$$W = k_w Q_w^b \quad (3.2.6)$$

et

- une relation exprimant l'hydrologie du bassin

$$Q_w = k_q A^c \quad (3.2.7)$$

où :

$V$  est la vitesse de l'écoulement [ $m/s$ ],

$h$  est la profondeur [ $m$ ],

$W$  est largeur de l'écoulement [ $m$ ],

$Q_w$  est le débit liquide [ $m^3/s$ ],

$\rho$  est la densité de l'eau [ $kg/m^3$ ],

$g$  est l'accélération gravitationnelle [ $m/s^2$ ],

$C_f$  est un coefficient de friction adimensionnel,

$A$  est l'aire drainée [ $m^2$ ],

$S$  est la pente locale[-],

$k_w, k_q, K, b, c$  sont des constantes [-].

- et en négligeant le seuil critique d'incision,

on obtient alors une expression de la forme (Howard et al., 1994 ; Whipple and Tucker, 1999) :

$$I = KA^m S^n \quad (3.2.8)$$

Cette loi est utilisée sous cette forme dans la plupart des études récentes, et de nombreux travaux cherchent à estimer la valeur des exposants  $m$  et  $n$ , ainsi que la relation entre  $K$  et la nature des roches.

Les lois empiriques utilisées dans ces modèles permettent d'évaluer le taux d'incision d'un lit rocheux. Ce type de modèle utilise souvent un maillage grossier (plusieurs  $km^2$ ) et une échelle de temps qui ne permettent pas d'analyser finement les évolutions du cours d'eau à des échelles spatiales plus fines et des échelles de temps plus courts. Par conséquent, ce type de modèle est mal-adapté à notre cas.

### 3.2.2 Les modèles hydrauliques

Pour ce type de modèle, le cours d'eau ajuste en permanence sa pente pour rétablir l'équilibre sédimentaire. Cet équilibre est atteint lorsque tout débit solide provenant de l'amont transite vers l'aval, c'est-à-dire que les quantités de matériaux érodés à un point et déposés à un autre point sont égales.

Cette équilibre dépend essentiellement des facteurs suivants :

- les propriétés hydrauliques (débit, rayon hydraulique,...) ainsi que le régime d'écoulement,
- la granulométrie des sédiments présents dans le lit,
- la pente du cours d'eau.

#### 3.2.2.1 Les modes de transport

On distingue deux grands modes de transport des sédiments (fig. 3.1).

- Le **charriage** correspond au mouvement des matériaux qui sont soumis à des forces tractrices. Ce mouvement se caractérise par le fait que les matériaux vont rouler sur le fond.
- La **suspension** correspond au mouvement des matériaux soumis aux forces de pression. C'est le cas des particules fines pour lesquelles les forces de viscosité sont bien supérieures aux forces de gravité.

Ces deux modes sont séparés par une frontière dans la veine liquide de telle sorte que le charriage survient dans la partie basse tandis que la suspension s'applique au-dessus de cette limite. Toutefois, il est possible qu'une particule en charriage atteigne des régions intermédiaires de la veine liquide et qu'elle soit soumise aux mêmes actions que les particules en suspension. On parle dans ce cas de **saltation** (Bravard et Petit, 1997).

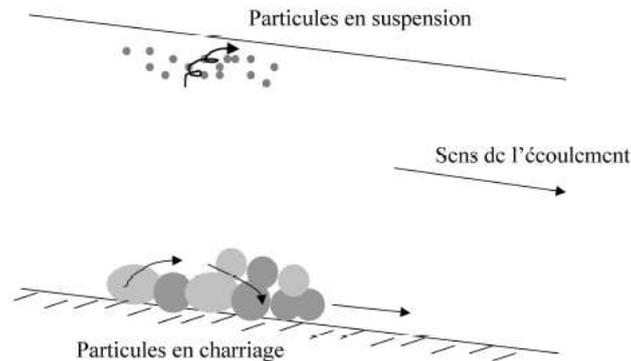


FIGURE 3.1: Les principales modes de transport : charriage et suspension.

### 3.2.2.2 Quantification du débit solide $Q_s$

Les formules de transport sont en général empiriques et calées sur un grand nombre de données de laboratoire ou de terrain. Il subsiste cependant une grande imprécision à cause de la diversité des situations qui existent dans les cas réels.

#### Formule de Meyer-Peter et Muller (1948)

Établie en 1948, cette formule résulte d'expérimentation conduite dans les conditions suivantes :

- matériaux de densité 1.25 à 4.2,
- débit liquide par unité de largeur compris entre 2 et 4000  $m^3/ms$ ,
- écoulement uniforme avec une pente d'énergie comprise entre 0.4 et 20  $mm/m$ ,
- transport par charriage seul,
- granulométrie uniforme avec un diamètre compris 0.4 et 30  $mm$ (graviers et galets).

En exprimant le débit solide en fonction de la contrainte critique de mise en mouvement et de la contrainte de cisaillement, MEYER-PETER et MÜLLER ont trouvé la relation

suivante pour la capacité de transport :

$$q_s = 8\sqrt{(S-1)gd_m^3} \left[ \frac{q_w'}{q_w} \left( \frac{k_s}{k_r} \right)^{\frac{3}{2}} \tau^* - \tau_c^* \right]^{\frac{3}{2}} \quad (3.2.9)$$

où :

$S$  représente la densité relative des grains par rapport à l'eau,

$k_s$  le coefficient de Strickler du fond et  $k_r$  le coefficient de Strickler du grain.

$\tau_c^*$  est la contrainte critique adimensionnelle de mise en mouvement. Sa valeur est déterminée à l'aide du diagramme de SHIELDS (fig. 3.2).

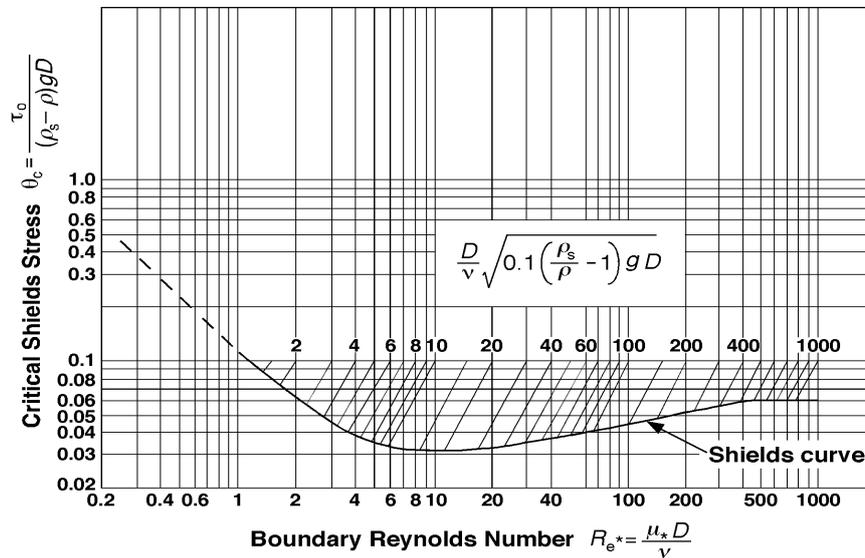


FIGURE 3.2: Diagramme de Shields, reliant le nombre adimensionnel de Reynolds et la contrainte de cisaillement adimensionnelle.

Pour Meyer-Peter et Müller (1948) sa valeur est de 0.047.

$\tau^* = \frac{\gamma h S_f}{\gamma(S-1)d_m}$  est la contrainte de cisaillement adimensionnelle [-].

$h$  est la hauteur d'eau dans le canal [ $m$ ],

$d_m$  est le diamètre caractéristique moyen des grains [ $m$ ],

$S_f$  est la pente de la ligne d'énergie [-].

### Formule de Van Rijn (1984)

Elle a été établie théoriquement pour des particules en saltation et calée sur des données expérimentales telles que :

- sable de diamètre compris entre 0.2 et 1.8 mm,
- hauteur d'eau entre 0.10 et 0.73 m,
- vitesse d'écoulement entre 0.31 et 1.29 m/s.

VAN RIJN a établi une formulation complexe qui permet de calculer séparément le transport par charriage et par suspension. Pour le charriage :

$$\frac{q_{sc}}{\sqrt{g(S-1)d_{50}^{\frac{3}{2}}}} = 0.053 \frac{T^{2.1}}{D_*^{0.3}} \quad (3.2.10)$$

où  $T$  est un paramètre de transport  $T = \frac{U'^2}{U_c^2} - 1$ ;  $U'_c$  et  $U_c$  sont respectivement la vitesse de frottement réduite et la vitesse de frottement critique donnée par le diagramme de Shields;  $D_*$  le diamètre sédimentologique adimensionnel;  $d_{50}$  est le diamètre médian des grains.

Pour la suspension, la méthode de Van Rijn consiste à calculer la concentration à une hauteur  $y$  qui va dépendre d'une grandeur  $C_{(a)}$  appelée concentration de référence et de le multiplier par le débit liquide unitaire  $dq$  suivant la relation :

$$q_s = FVhC_{(a)} \quad (3.2.11)$$

avec  $F$  une fonction qui dépend du nombre de Schmidt-Rouse qui exprime le rapport entre les forces de gravitation et les forces ascendantes dues à la turbulence ainsi que de la hauteur d'eau;  $V$  la vitesse moyenne.

La formulation de la concentration de référence donnée par Van Rijn est :

$$C_{(a)} = 0.015 \frac{d_{50}}{a} \frac{T^{1.5}}{D_*^{0.3}} \quad (3.2.12)$$

où  $a$  est la hauteur de référence au dessus du fond [m].

### Formule de Engelund et Hansen (1967)

Les travaux d'ENGELUND et HANSEN (1967) ont porté sur le transport total et les lits sableux en prenant en compte les phénomènes d'ondulation du fond qui sont les dunes et les rides. Le domaine d'application est celui des sables de 0.15 mm à 1.6 mm de diamètre.

Cette formule a pour expression :

$$\frac{q_s}{q} = \frac{0.05}{1-p} \frac{I^{\frac{3}{2}}}{(S-1)^2} \frac{V}{\sqrt{gd_w}} \left( \frac{h}{d_w} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.2.13)$$

où  $p$  est la porosité et  $d_w$  le diamètre rapporté à la vitesse de chute médiane  $W_{50}$  ( $W_{50}$  correspond au temps d'arrivée de 50% de l'échantillon en poids.).  $V$  est la vitesse de l'écoulement,  $h$  le tirant d'eau,  $q$  le débit par unité de largeur,  $I$  la pente du fond et  $S$  la densité du grain.

### 3.2.2.3 Les variables majeures dans les modèles du transport solide

#### L'épaisseur de la couche active

Le transport de matériaux du lit d'une rivière est toujours accompagné de fluctuations du niveau du lit. Les fluctuations se produisent à des échelles variées. Les fluctuations du lit sont typiquement liées aux fluctuations des apports solides.

Ces fluctuations sont une caractéristique essentielle à la compréhension du transport des mélanges de sédiments. Comme il a été dit précédemment, pour qu'un grain puisse être mis en mouvement, il doit être exposé au moins momentanément à la surface du lit. Plus le grain est placé en surface, plus il y a de probabilité pour qu'il soit entraîné.

La figure 3.3 représente a) le profil du lit à un instant quelconque, b) la densité de probabilité en fonction de la profondeur du lit et c) la probabilité d'entraînement d'un grain en fonction de la profondeur d'enfouissement. L'approximation la plus raisonnable

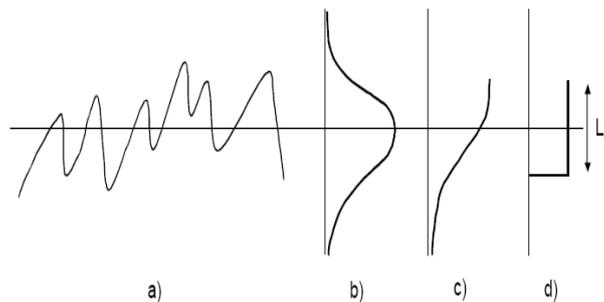


FIGURE 3.3: Modèle de représentation de la couche active et prise en compte de la taille des matériaux.

de la courbe c) est une fonction telle que la probabilité d'entraînement d'un grain par unité de temps est constante dans toute la couche dite "active" ou "de surface" d'épaisseur. En-dessous de cette couche, la probabilité d'entraînement diminue progressivement. En

d'autres termes, les fluctuations du lit sont concentrées à l'intérieur d'une couche d'épaisseur  $L_a$ .

Cette approximation, qui est représentée sur la figure 3.3 (d), est l'essence même de la formulation de la couche active par Exner (1920), qui traduit la conservation de masse des sédiments dans le cas d'un lit à granulométrie étendue. Hirano (1971) a été le premier à présenter cette notion dans la littérature.

En effet, considérons le lit de la figure 3.4. Soit  $F_i$  la fraction granulométrique de la couche active.  $F_i$  pourrait être une fonction du temps  $t$ , de l'abscisse curviligne  $s$  et des coordonnées transversales  $n$  du cours d'eau. On admet qu'il n'est pas fonction de la cote  $z$  parce que la couche de surface est supposée parfaitement mélangée.

La fraction granulométrique des grains du substratum est désignée par  $f_i$ . Elle est en général fonction de  $s$ ,  $n$  et  $Z$ , permettant ainsi de définir la stratigraphie du dépôt. Il est généralement admis qu'elle ne dépend pas du temps car cette couche est sous le niveau des fluctuations du lit.

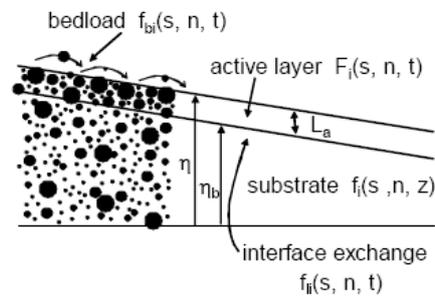


FIGURE 3.4: Représentation de la couche active d'après Hirano (1971).

Il subsiste une part d'arbitraire dans la détermination de l'épaisseur de la couche active  $L_a$ . En absence d'ondulations sur le fond du lit, cette épaisseur peut être considérée comme étant du même ordre de grandeur que le diamètre  $D_{90}$ .

$$L_a = \eta_a D_{90}$$

où  $n_a$  est un paramètre qui nécessite un calage lorsque la probabilité de distribution des fluctuations est manquante. Dans certains cas,  $n_a$  est supposé égal à 1 (Klingeman, 1979).

### La granulométrie des matériaux

Les sédiments présents dans le lit d'un cours d'eau ne sont pas uniformes et varient longitudinalement comme transversalement. On peut ainsi distinguer plusieurs classes granulométriques. Cette étendue granulométrique a une importance particulière dans le cas du charriage car la capacité de transport d'une classe de sédiments est directement liée à la quantité de sédiments de cette classe exposés au transport.

Ainsi, à la surface du lit, les matériaux les plus grossiers sont plus exposés et sont plus sensibles à l'action du courant que si ils étaient entourés de matériaux de mêmes diamètres (Belleudy, 2001). Inversement, les particules les plus fines sont à l'abri, masquées par les sédiments les plus grossiers.

Par ailleurs, comme les particules fines sont emportées plus facilement, les matériaux grossiers qui restent constituent au fur et à mesure une protection sous forme de carapace. Ce phénomène est appelé **pavage**. Il se distingue de l'**armurage** par le fait que pour le pavage les matériaux de la couche protectrice ont un diamètre supérieur à celui des matériaux de la couche sous-jacente tandis que pour l'armurage on retrouve les mêmes matériaux à la surface et sous la couche protectrice.

Par ailleurs, la contrainte critique de Shields  $\tau_{scg}^*$  (ou  $\tau_{sc50}^*$ ) est une fonction du nombre de Reynolds des particules  $Re_{pg}$  (ou  $Re_{p50}$ ). En général, cependant, la courbe de Shields surestime la contrainte critique. Par exemple, ( $Re_{pg} \rightarrow \infty$ ) la valeur prédite de  $\tau_{scg}^*$  est près de 0.06. Ce critère indique à tort, cependant, que la plupart des cours d'eau à gravier serait incapable d'entraîner les grains de taille moyenne ou médiane, même lorsque le débit plein bord est atteint. La contrainte de cisaillement est déterminée par relation suivante :

$$\tau_{scg}^* = \frac{1}{2} \left[ 0.22 Re_{pg}^{-0.6} + 0.06 \cdot 10^{(-7.7 Re_{pg}^{-0.6})} \right] \quad (3.2.14)$$

dans laquelle, le diamètre à utiliser est  $D_g$  ou  $D_{50}$ . et

$$Re_{pg} = \frac{\sqrt{RgD_g} D_g}{\nu} \quad (3.2.15)$$

Plusieurs travaux de recherche ont été menés pour adapter le diagramme de Shields. Des études ont mis en évidence la nécessité de définir des fonctions de masquage dans le cas des mélanges (Egiazaroff, 1965).

La première fonction jugée "correcte" a été établie par Egiazaroff (1965). Egiazaroff a

fourni une relation simplifiée qui prenait en compte les processus de base à savoir que l'augmentation du poids du grain réduisait sa mobilité d'une part, mais également que l'exposition des gros grains pouvait également accroître leur mobilité.

La relation de Ashida et Michiue (1972) est la première à avoir été validée sur des données au laboratoire.

$$q_i^* = 17 * (\tau_{si}^* - \tau_{sci}^*)(\sqrt{\tau_{si}^*} - \sqrt{\tau_{sci}^*}) \quad (3.2.16)$$

où :

$$\frac{\tau_{sci}^*}{\tau_{scm}^*} = \begin{cases} 0.0843(\frac{D_i}{D_m})^{-1} & \text{si } \frac{D_i}{D_m} \leq 0.4 \\ \left[ \frac{\log 19}{\log(19 \frac{D_i}{D_m})} \right]^2 & \text{si } \frac{D_i}{D_m} > 0.4 \end{cases} \quad (3.2.17)$$

Ashida et Michiue (1972) recommandent la valeur de 0.05 pour  $\tau_{scm}^*$ . La contrainte de cisaillement dépend du frottement. Les données de base utilisées pour élaborer la relation ont été issues d'expériences sur un lit sableux et de graviers artificiels. La relation est difficile à appliquer à de nombreux cours d'eau à lits naturels en raison de la grande valeur de  $\tau_{scm}^*$ .

### 3.3 Choix du modèle hydrosédimentaire pour les fonds alluviaux

Selon les phénomènes étudiés et en fonction des paramètres utilisés, deux grandes classes de modèles se distinguent :

- **les modèles simples** : dans lesquels un diamètre représentatif est associé à chaque maille. La valeur du débit solide échangé avec le fond est traduite en un certain volume de sédiments du diamètre représentatif. L'avantage de ce type de modèle est que les données sont généralement accessibles et le calage est relativement aisé. En revanche, il est impossible de décrire la composition sédimentaire. Par conséquent, on ne tient compte ni des phénomènes de tri granulométrique ni des phénomènes de masquage et d'exposition.
- **les modèles à classes granulométriques** : pour lesquels dans chaque maille on distingue les sédiments transportés et ceux contenus dans une ou plusieurs couches fixes superposées. La couche superficielle qui participe à l'échange lit rivière est appelée couche de mélange. Ce type de modèle permet de prendre en compte des phénomènes

de tri granulométrique. En revanche, ils nécessitent une masse importante de données granulométriques, de mesures délicates et onéreuses. Par ailleurs, les résultats du modèle peuvent différer selon le nombre de classes granulométriques choisies. Or, il n'existe pas de loi satisfaisante décrivant correctement l'interaction entre les classes, ce qui peut induire en erreur dans l'utilisation de ce type de modèle.

Le tableau 3.1 montre les capacités et les limites de quelques modèles trouvés dans la littérature.

Tableau 3.1: Tableau comparatif de quelques modèles de transport solide.

		EFDC1D	GSTARS	HEC-RAS	SEDICOU	RUBARBE	CCHE2D	SSIIM
Type d'écoulement	Dimension	1D	1D	1D	1D	1D	2D	3D
	permanent	x	x	x	x	x	x	x
Géométrie	non-permanent	x	x	x	x	x	x	x
	simple							
nature des sédiments	complexe			x	x		x	x
	cohésif	x	x					
granulométrie	non-cohésif	x	x	x	x	x	x	x
	uniforme					x		
Effet de la granulométrie	étendue	x	x	x	x		x	x
	masquage et exposition	x			x		x	x
Schéma numérique	armurage	x						
	Explicite		x			x		
	Implicite			x	x		x	x
Semi-Implicite		x						
Prise en compte des ouvrages		x	x	x	x	x	x	x

### 3.4 Conclusion

Les modèles unidimensionnels sont largement utilisés comparés aux modèles bidimensionnels et tridimensionnels. Ces modèles présentent l'avantage d'être relativement simples et robustes dans les calculs, malgré le recours à de nombreuses hypothèses simplificatrices. La plupart des modèles utilisés en ingénierie pour l'étude de l'enfoncement du lit sont adaptés à des cours d'eau à fond alluvionnaire, dont la granulométrie ou l'étendue granulométrique est connue sur l'ensemble de la couche active. La difficulté réside cependant dans l'évaluation de l'épaisseur de la couche active qui définit le stock disponible en matériaux à l'instant initial.

Les modèles hydrauliques décrivent bien le phénomène de transport solide. Ils sont applicables à des échelles de temps et d'espaces convenant à notre cas. Leur principale limite est leur difficulté à représenter l'incision dans le substratum du fait de l'importance de la granulométrie. **Dans notre cas, le lit de la Loire présente à la fois des tronçons où le fond est alluvionnaire et des secteurs où les affleurements de marne sont**

considérables. La coexistence de ces phénomènes nécessite donc la mise en oeuvre d'un modèle "hybride" capable de combiner à la fois l'érosion fluviale et l'incision dans la marne.

# Chapitre 4

## L'approche mécaniste

---

### Sommaire

---

4.1	Introduction . . . . .	77
4.2	L'incision des roches . . . . .	78
4.3	Quantification de l'incision de la marne . . . . .	79
4.3.1	Le modèle de Sklar et Dietrich . . . . .	80
4.3.2	Le modèle de Dickenson et Baillie . . . . .	82
4.4	Conclusion . . . . .	84

---

## 4.1 Introduction

L'incision de la marne est une conséquence directe du "débit dominant" certes, mais elle est également un processus mécanique dont l'intensité dépend à la fois des propriétés intrinsèques du substratum ainsi que de celles des matériaux transportés par l'écoulement. Nous avons construit un modèle pour simuler le transport solide dans le cas d'un lit alluvial. Les tronçons présentant des affleurements marneux nécessitent une méthode adaptée à ce type de problème, qui puisse être combinée avec le modèle hydrosédimentaire alluvial. La revue bibliographique a mis en avant deux modèles : celui de Sklar et Dietrich (2001) et celui de Dickenson et Baillie (1999).

L'objectif de ce chapitre est de présenter ces deux modèles et de voir leurs limites respectives dans le cas du substratum marneux de la Loire. La première section présente les caractéristiques de la marne et les différents processus pouvant provoquer son incision. Dans la seconde section, nous présentons les méthodes de quantification de l'érosion des roches, que ce soit expérimentales ou numériques. Nous concluons ce chapitre par le bilan de la comparaison entre les deux modèles.

## 4.2 L'incision des roches

Les roches meubles diffèrent des roches dures, en raison d'une plus grande fragilité qui favorise leur désintégration plus rapidement (quelques jours ou plusieurs années) lorsqu'elles sont exposées à l'eau ou à des conditions hydro-climatiques particulières. Cette perte de masse n'est pas réversible dans des conditions normales, alors que dans les sols cohérents, il est possible en raison de modifications de la teneur en eau. En raison de leur comportement géotechnique, les roches meubles constituent donc un groupe intermédiaire entre les sols cohésifs d'une part, et les roches dures, d'autre part. Ces trois groupes sont liés par des processus géologiques et les frontières entre eux sont difficilement identifiables. Par ailleurs, les roches meubles peuvent présenter des comportements très différents : désintégration spontanée en petites fractions (agrégats ou grains) au contact de l'eau, transformation en agrégats après dessiccation et réhydratation (par exemple à partir des précipitations) sur des périodes de quelques jours à quelques semaines ou bien désintégration très lente sur des périodes allant de plusieurs mois à plusieurs années.

Le phénomène d'incision fluviale quant à lui résulte de différents processus, dont les plus importants sont :

- l'érosion par éclatement ;
- l'érosion par abrasion à la fois des particules en charriage et en suspension ;
- l'érosion chimique ;
- l'érosion par cavitation.

L'érosion par **éclatement** ("*plucking*") est prédominant lorsque la surface du lit présente des fractures ou des différences de niveau importantes. La charge de fond apporte des blocs anguleux pris à proximité.

L'**abrasion**, en revanche, est le processus majeur si le fond du lit est ne présente pas d'irrégularités importantes. Deux conditions sont nécessaires pour que ces processus soient efficaces. D'une part le lit rocheux doit être apparent, et d'autre part des particules abrasives doivent être présentes et en mouvement au-dessus du fond du cours d'eau (Sklar and Dietrich, 1998 ; Whipple et al., 2000a). Il est difficile d'éroder le substratum rocheux si la rivière ne contient pas de sédiment, ou si elle en contient trop et que le lit en est recouverte. Les sédiments vont jouer un double rôle, à savoir : fournir des outils pour l'abrasion et protéger le lit quand la quantité transportée est trop abondante (Whipple

et al., 2000a).

La **cavitation** se produit lorsque la pression du liquide descend en-dessous de la pression de vapeur saturante. Les bulles formées sont susceptibles de provoquer une implosion au voisinage de l'interface eau-roche.

Les phénomènes d'altération physique et chimique contribuent par ailleurs à diminuer la résistance de la roche et favorise l'érosion de celle-ci.

Les propriétés intrinsèques de la roche favorisent ou pas le phénomène d'incision. Une des propriétés les plus importantes est **la durabilité**. Elle dépend d'un certain nombre de paramètres qu'on peut voir sur la figure 4.1.

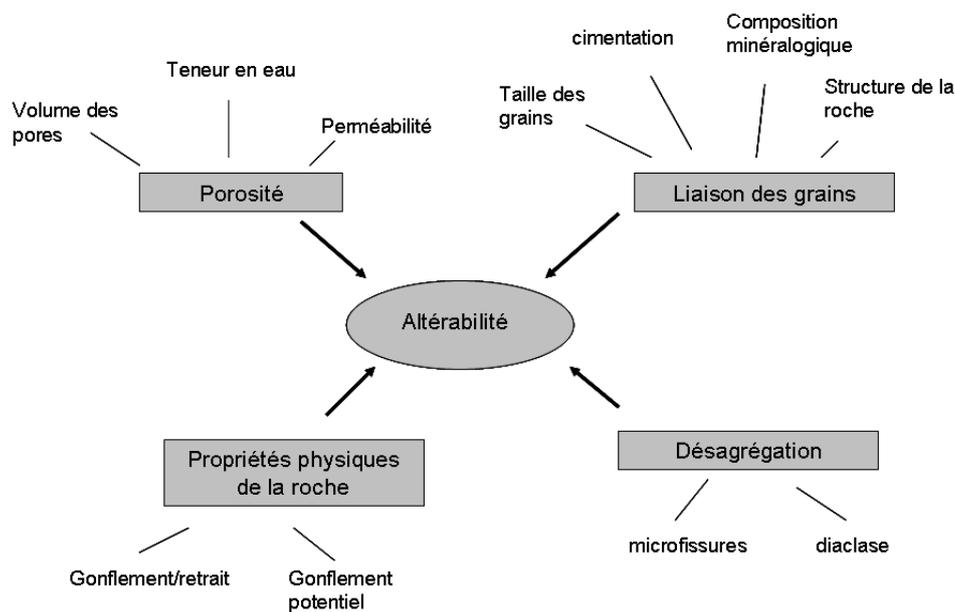


FIGURE 4.1: Les paramètres qui influent sur l'altérabilité.

### 4.3 Quantification de l'incision de la marne

Nous présentons dans cette section, trois méthodes que nous utiliserons par la suite, pour quantifier l'incision de la marne :

- une approche expérimentale, qui permet de caractériser le comportement de la marne sous l'effet de l'abrasion,
- une approche numérique, qui permet à l'aide d'une loi de Sklar et Dietrich (2001) de simuler l'abrasion du lit rocheux d'un cours d'eau,
- une approche semi-empirique, qui utilise les propriétés géomécaniques de la roche avec les résultats d'un modèle hydraulique.

### 4.3.1 Le modèle de Sklar et Dietrich

Sklar et Dietrich (2006) ont élaboré un modèle d'érosion par saltation-abrasion. Il est construit sur les hypothèses suivants :

- lit plan,
- érosion résultant des impacts par les grains en saltation,
- pas de phénomènes de turbulence.

La vitesse d'érosion  $E$  du substratum en  $mm/an$  est une fonction du rapport entre les apports en sédiments venant de l'amont et la capacité de transport, telle que :

$$E = k_1 \frac{q_s}{\left(\frac{\tau^*}{\tau_c^*} - 1\right)^{\frac{1}{2}}} - k_2 \frac{q_s^2}{d_m^{\frac{3}{2}} \left(\frac{\tau^*}{\tau_c^*} - 1\right)^2} \quad (4.3.1)$$

pour  $q_s \leq q_t$ .

avec :

$$k_1 = \frac{0.08Y R_b g}{k_\nu \sigma_T} \quad (4.3.2)$$

et

$$k_2 = \frac{0.014Y (R_b g)^{0.5}}{k_\nu \sigma_T^2 \rho_s (\tau_c^*)^{1.5}} \quad (4.3.3)$$

$$E = 0 \text{ pour } q_s > q_t.$$

$\sigma_T$  : la résistance à la traction de la roche [ $MPa$ ],

$k_\nu$  : un coefficient adimensionnel caractérisant la résistance de la roche [-],

$R_b = \frac{\rho_s}{\rho} - 1$  : la densité relative du matériaux [-],

$\tau_c^*$  est la contrainte critique adimensionnelle (Shields).[-],

$\tau^* = \frac{\tau_b}{(\rho_s - \rho_w) g d_m}$  : la contrainte de cisaillement adimensionnelle, [-]

$\tau_b = \rho g R_h S_f$  : la contrainte de cisaillement [ $N/m^2$ ],

$R_h$  : le rayon hydraulique [ $m$ ],

$S_f$  : la pente de la ligne d'énergie [-],

$g$  : l'accélération de la pesanteur [ $m/s^2$ ],

$q_s$  : les apports amont en sédiment [ $m^3/s$ ],

$q_t$  : la capacité de transport [ $m^3/s$ ].

Pour une pente donnée, il existe une concentration en sédiment correspondant à un maximum d'abrasion mécanique (fig. 4.2). Une rivière purement alluviale ne peut inciser mécaniquement son socle et ne fonctionne a priori qu'en transport ou dépôt.

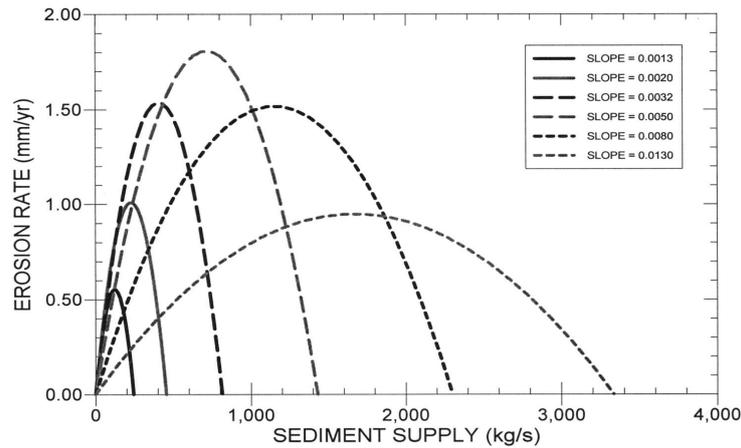


FIGURE 4.2: Taux d'incision du substratum rocheux en fonction de la quantité de sédiment transportée (Sklar et Dietrich, 1998).

A partir d'expériences en laboratoire, Sklar et Dietrich (2001), ont par ailleurs mis en évidence que le taux d'incision  $E$  est directement proportionnelle à l'inverse du carré de la résistance à la traction  $\sigma_T$  de l'équation 4.3.3 (fig. 4.3). Ce modèle a été testé sur la

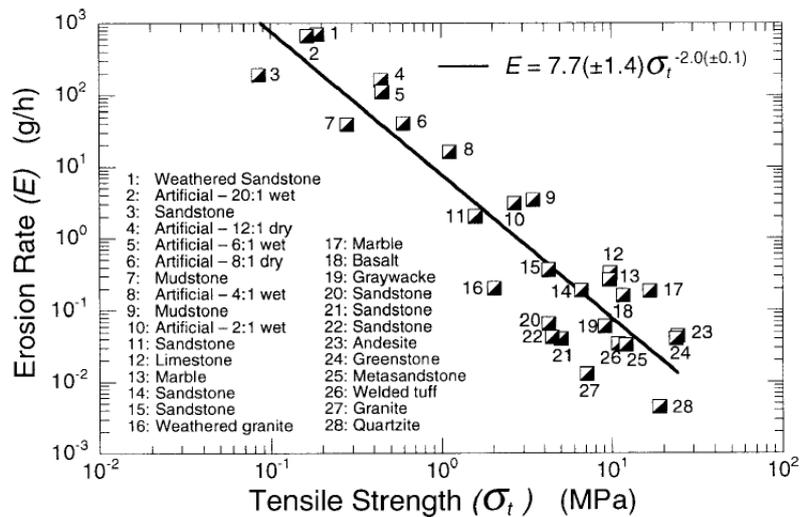


FIGURE 4.3: Corrélation entre le taux d'abrasion et la résistance à la traction d'une roche (Sklar and Dietrich, 2001).

Loire dans le cadre de ce travail. Les variables hydrauliques sont connues ou dans le cas échéant peuvent être déterminées à l'aide de modèle. La détermination des paramètres mécaniques de la marne  $\sigma_T$  et  $k_v$  nécessite des essais que nous n'avons pas pu réaliser. Ils ont été extraits de la littérature à partir d'échantillons dont les propriétés diffèrent de la marne de la plaine du Forez. Ils ne reflètent donc qu'une partie de la réalité locale du

site mais permettent une estimation jugée correcte de l'incision dans ce secteur.

### 4.3.2 Le modèle de Dickenson et Baillie

Une des premières techniques d'évaluation du potentiel érosif d'une roche a été établie par Annandale (1995). Elle consiste à le déterminer de façon empirique, en combinant les propriétés géomécaniques de la roche, les caractéristiques hydrauliques du canal, et les conditions d'écoulement (fig. 4.4). Les propriétés géomécaniques de la roche sont décrites par l'indice d'érodabilité ( $K_h$ ), (Kirsten, 1988). L'application directe de ce modèle

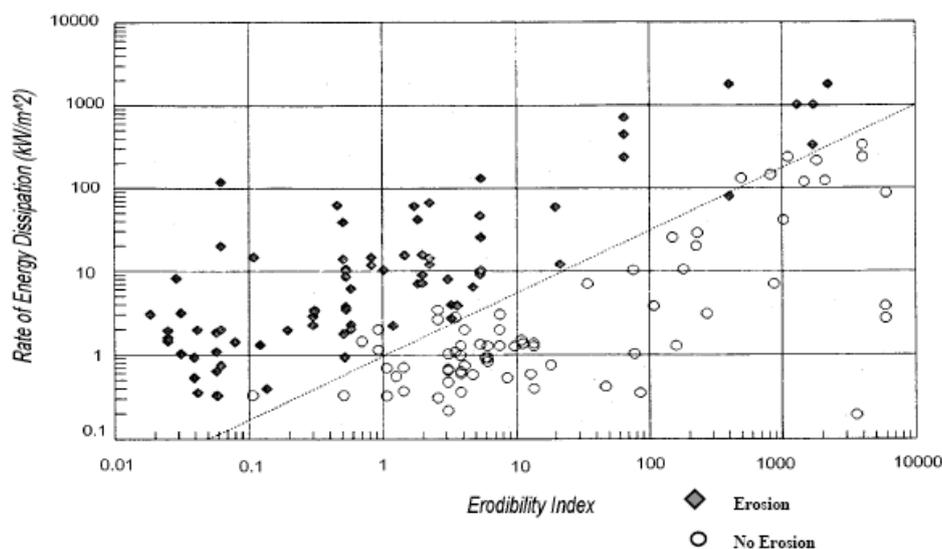


FIGURE 4.4: Coefficient d'érodabilité de différents matériaux (Annandale, 1995).

empirique pour l'estimation de l'érosion dans les cours d'eau naturels est cependant compliquée par plusieurs facteurs. En effet, d'une part Annandale a considéré que l'érosion se produisait en absence de charge de fond. D'autre part, les conditions hydrauliques qui sont répandues dans les études de cas correspondent essentiellement au premier mode d'affouillement décrit par Akhmedov<sup>1</sup> (1988), c'est-à-dire à des conditions hydrauliques proche d'un régime torrentiel. Cela n'est pas toujours le cas dans les cours d'eau naturels. Enfin, la durée du débit de pointe et le taux d'érosion ne sont pas clairement définis par la méthode alors qu'Annandale considère le débit maximal et en l'occurrence l'énergie maximale de dissipation, comme la variable hydraulique la plus importante dans l'initia-

1. Akhmedov (1988) a défini trois modes d'érosion en fonction de la vitesse de l'eau : (1) l'érosion due aux fluctuations des gradients hydrauliques, (2) l'abrasion par la charge de fond, et (3) l'abrasion à faible vitesse.

lisation d'un affouillement.

Les travaux de Dickenson et Baillie (1999) ont mis en avant la relation entre le taux d'incision des roches, les propriétés hydromécaniques des roches et la puissance hydraulique. Ces derniers ont modifié l'essai d'altérabilité standard (ASTM D4644) qui prend à la fois en compte les phénomènes d'abrasion mais également de séchage et d'humidification. La modification consiste à réduire les effets de séchage produit en laboratoire qui semblent être extrêmes comparées aux conditions naturelles dans lesquelles se trouvent les roches. Ce test permet de déterminer de l'indice d'altérabilité d'une argile ou de toute autre roche de nature semblable, au cours de plusieurs cycles de séchage et d'humidification. Le principe est le suivant : une cage comportant un système de grille est plongée dans l'eau et tourne pendant 10 mn. L'abrasion des particules par la grille permet de simuler l'abrasion du fond par des particules. Le poids des particules diminue progressivement. Après un cycle de rotation de 10 mn, l'ensemble est séché au four durant 16 h puis pesé. L'indice d'altérabilité  $I_d$  est défini comme le rapport entre le poids total des particules après deux cycles et le poids initial (Franklin and Chandra, 1972) tel que :

$$I_d = 100 \frac{M_{ap}}{M_{av}} \quad (4.3.4)$$

où :

$M_{av}$  :masse de l'échantillon sec avant l'essai [kg]

$M_{ap}$  :masse de l'échantillon sec après l'essai [kg].

Le dispositif expérimental est présenté sur la figure 4.5.

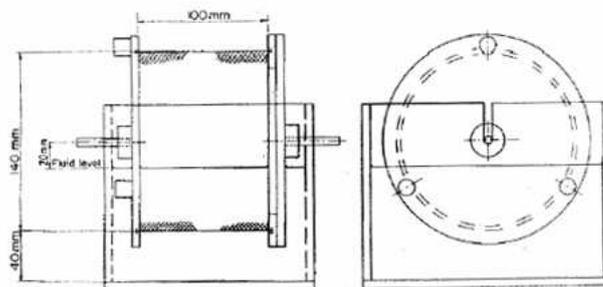


FIGURE 4.5: Appareil de mesure de l'indice d'altérabilité d'une roche.

L'essai d'altérabilité permet de déterminer un "coefficient d'abrasion" noté  $\beta$  qui correspond à la pente de la courbe de perte de masse après une durée suffisamment longue (à

partir de 120 à 200 minutes).

$$\Delta M = \beta \cdot \ln(T) + B \quad (4.3.5)$$

où :  $\Delta M$  est la perte de masse [kg],  $T$  est le temps écoulé depuis le début de l'essai [s], et  $B$  est la perte de masse à l'instant initial ( $t = 0$ ).

Le taux d'incision en fonction de la puissance spécifique pour un matériau dont le coefficient d'abrasion  $\beta$  est connu, est déterminé à l'aide de l'abaque suivant (fig. 4.6).

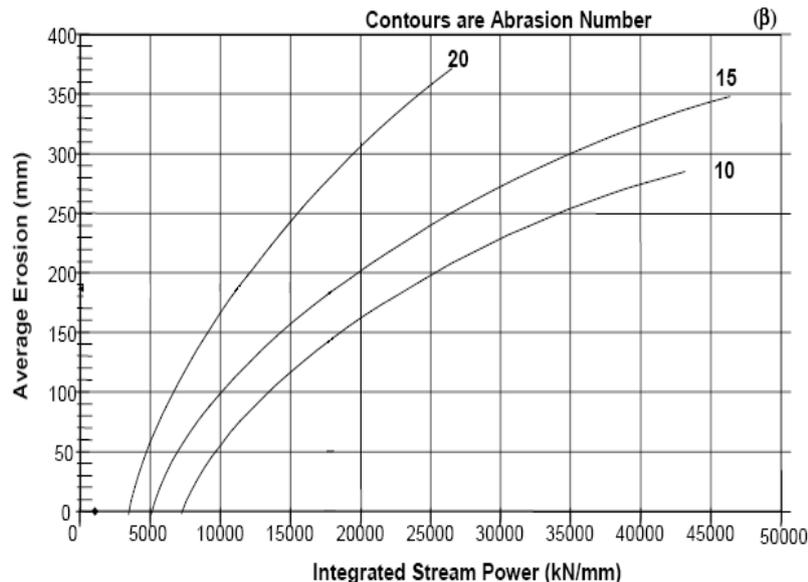


FIGURE 4.6: Courbe reliant l'érosion moyenne à la puissance spécifique totale pour différentes valeurs du nombre d'abrasion (Dickenson et Baillie, 1999).

## 4.4 Conclusion

Vu le nombre de grandeurs physiques susceptibles d'intervenir dans le processus d'incision des roches, il est difficile de trouver un modèle suffisamment complet et prêt à l'emploi. Les approches empiriques sont largement privilégiées par les chercheurs et fournissent des résultats plutôt satisfaisants. Elles sont cependant souvent adaptées à un site spécifique et un jeu de données bien défini. L'application de telles approches sur le bassin de la Loire dans la plaine du Forez nécessiterait donc une période de collecte de données sur une période relativement longue et un certain nombre de prélèvements in-situ.

La méthode empirique de Sklar et Dietrich est relativement simple car elle est directement liée à la résistance mécanique de la roche. L'abrasion constitue un facteur clé dans le phénomène d'incision de la marne. Les conditions d'écoulement jouent un rôle non-

négligeable si ce n'est crucial. **La méthode de Dickenson et Baillie semble donc plus complète car elle combine à la fois ces deux facteurs.** Les résultats des deux méthodes seront discutés dans le chapitre 6.



# Chapitre 5

## L'approche géochimique

---

### Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>87</b>
<b>5.2</b>	<b>L'étude de provenance</b>	<b>87</b>
<b>5.3</b>	<b>Formalisation de la géochimie à l'étude de transport solide</b>	<b>91</b>
5.3.1	Principes	91
5.3.2	Modes d'échantillonnage	96
5.3.3	Méthodes d'analyse	98
<b>5.4</b>	<b>Conclusion</b>	<b>101</b>

---

## 5.1 Introduction

L'analyse de la dynamique de la Loire sur la base des photos aériennes a montré que malgré l'apparition du substratum marneux, le cours d'eau reste approvisionné en matériaux.

Ce chapitre montre les méthodes d'analyse qui peuvent être mises en oeuvre afin d'analyser la dynamique des sédiments. Il se divise en deux grandes parties :

- la première présente l'étude de provenance des sédiments et ses limites d'application.
- la seconde expose les méthodes d'analyse géochimique envisagées pour analyser les variations des signaux géochimiques lors du transport des matériaux sur un tronçon de la Loire.

## 5.2 L'étude de provenance

Le but des études de provenance des sédiments est de reconstruire et d'interpréter l'histoire des sédiments, de l'érosion initiale de roches mères à leurs dépôts afin d'en déduire les caractéristiques des zones "sources" à partir des mesures des propriétés de composition

et de texture des sédiments, complétées par d'autres informations (Pettijohn et al., 1987). La principale difficulté dans l'analyse de la provenance des sédiments provient du fait que les sédiments ne sont pas une image parfaite de leurs sources, ce qui implique que d'autres paramètres que la lithologie déterminent leur composition finale.

D'une manière générale, les sédiments sont constitués de deux types de matériaux : les éléments dominants contenus dans les grains grossiers qui sont des résidus d'altération de la roche mère, et les sédiments fins pouvant essentiellement être composés de minéraux argileux formés à la suite de l'altération des minéraux instables.

Le climat et la topographie de la zone source sont les principaux facteurs qui contrôlent le processus tels que l'altération et l'érosion. Celles-ci déterminent le spectre détritiques fournis aux affluents de premier ordre au début du système de dispersion reliant la source et le bassin. La végétation, joue un rôle important de modérateur de ce qui sort de la zone source pour aller vers les affluents (Weltje et al., 1998). Elle est également en grande partie contrôlée par le climat et la topographie.

Les phénomènes d'altération provoquent l'appauvrissement des minéraux instables comme les feldspaths et les minéraux mafiques (pyroxène, amphibole, biotite), tandis que les minéraux relativement stables comme le quartz et le zircon, ainsi que les minéraux argileux, sont enrichis dans le spectre détritique. Par ailleurs, les compositions et les caractéristiques texturales des détritiques initiaux sont modifiées par l'abrasion et le tri, durant le transport des sédiments depuis leurs origines (fig. 5.1). Pendant le transit des sédiments, l'altération chimique les modifie considérablement, notamment pendant les phases de stockages temporaires dans les systèmes alluviaux (Johnsson et Meade, 1990), ce qui brouille encore plus le spectre détritique d'origine.

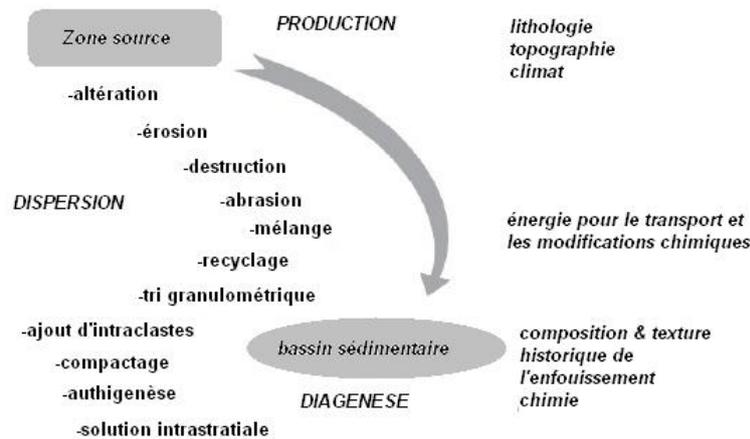


FIGURE 5.1: Principales étapes dans l'évolution des sédiments (en capital) et les processus principaux qui modifient la composition des sédiments clastiques depuis la zone source au bassin sédimentaire. Les facteurs de contrôle sont indiqués sur la droite (en italique)(traduit de Weltje et von Eynatten (2004).)

Le mélange de détritiques provenant de sources multiples peut également modifier les caractéristiques initiales des sédiments, surtout lorsque les voies de dispersion sont complexes et impliquent de recyclage des sédiments déposés antérieurement. Sur le site de dépôt, une signature environnementale (par exemple, bioclastes, glauconie) peut s'ajouter aux sédiments, provoquant au début un changement de composition qui est sans rapport avec le spectre détritique initial. Les processus postsédimentaires sont largement contrôlés par la composition et la texture des sédiments (granulométrie, formes et perméabilité, densité), par la quantité et le taux de subsidence (historique d'enfouissement), ainsi que par la chimie des fluides qui parcourent le bassin (Giles, 1997). Les propriétés finales des sédiments reflètent donc la lithologie d'origine et toute l'histoire de ses modifications liées à l'érosion, au recyclage, au transport, au mélange, au dépôt et à la diagenèse. Le réseau complexe des relations entre la source et les sédiments ne pourra jamais être complètement connu, car une quantité importante d'informations est toujours perdue par le large éventail de modifications de la composition et la texture qui affectent le spectre détritiques.

Si les règles régissant la production et la dispersion des sédiments provenant de roches mères connues peuvent être entièrement quantifiées, la quantité et la composition texturale et les propriétés des sédiments produits pour un scénario tectonique et climatique donné pourraient être prédites. A l'heure actuelle, les études de provenance des roches sédimentaires ne permettent pas encore de telles prédictions.

Les descriptions pétrographiques sont quantitatives et dans quelques situations descriptives. Les descriptions pétrographiques quantitatives incluent, mais ne sont pas limitées au comptage de point (analyse modale), la taille des grains pour chaque espèce minérales, la forme de grain et ou la texture, les inclusions dans les grains, les associations de minéraux, la porosité, ainsi que d'autres propriétés. Les observations peuvent être faites au microscope à la lumière réfléchie pour observer les contours des grains. On peut observer des lames minces en lumière naturelle et polarisée.

Dans la méthode de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et autres, 1984), l'espacement de la grille utilisée dans le compte de point doit être supérieur à la taille du grain afin d'éviter de compter chaque grain plus d'une fois. La méthode de Gazzi-Dickinson est limitée aux grains de taille supérieure à  $62.5 \mu m$  (i.e aux sables).

L'analyse pétrographique de provenance fournit des informations très détaillées mais ne permet d'identifier que les particules appartenant aux tranches granulométriques allant du sable fin au sable très grossier. Elle est surtout utilisée, lorsque l'objectif poursuivi est de déterminer, dans une série sédimentaire ancienne, de quel domaine paléogéographique provenait le sédiment (Dickinson 1970, 1985, 1988) ou quelles conditions paléoclimatiques pouvaient y régner (Basu 1976, 1985; Johnsson 1990, 1992, 1993).

On peut caractériser les compositions par l'analyse chimique multi-élémentaire des prélèvements (classés ou non) et les comparer aux compositions des roches des bassins versants, des sédiments meubles plus anciens et du substratum. La géochimie est très souvent utilisée dans les études de provenance (Bathia, 1983; Suttner et Dutta, 1986; Floyd et Leveridge, 1987, Fralick et Kronberg, 1997), et pour établir des corrélations stratigraphiques dans les sédiments dépourvus de marqueurs paléontologiques (Pearce et Jarvis, 1995; Racey et al., 1995; Preston et al., 1998).

L'interprétation des provenances a été obtenue à l'aide d'analyses géochimiques que nous présentons dans ce qui suit.

## 5.3 Formalisation de la géochimie à l'étude de transport solide

### 5.3.1 Principes

L'utilisation du bilan de masse en pétrologie sédimentaire n'est pas nouvelle (Ibbeken et Schleyer 1993, Gaillardet et al. 1995), mais nous n'avons pas connaissance d'une démarche de ce type à l'échelle d'un tronçon de rivière, ce qui laisse une grande liberté dans le choix des moyens. Pour accéder au contenu de la charge solide, il faut, d'une manière ou d'une autre, effectuer des prélèvements représentatifs de cette charge le long du cours d'eau. Les options que nous avons choisies pour y parvenir sont discutées ci-après.

Dans la perspective de notre travail, l'avantage majeur de la géochimie est la possibilité de traiter de grandes séries d'échantillons, du fait de l'automatisation des procédures d'analyse, et de permettre une caractérisation simultanée des sables et des particules les plus fines (Blatt, 1985).

Caractériser la composition d'un sédiment est une opération courante. Pour quantifier les proportions relatives des différents types de particules, la méthode usuelle est le comptage de points : les prélèvements de sable sont classés par granulométrie, consolidés dans une résine, préparés en lames minces, puis examinés au microscope pétrographique pour être identifiés un par un et comptés (Galehouse, 1971 ; Folk, 1980 ; Ingersoll et al., 1984).

Effectuer un prélèvement représentatif de la charge solide est une opération délicate. Les techniques d'évaluation et d'échantillonnage de la charge solide, transportée en suspension ou par charriage, sont décrites dans une série de manuels de l'USGS (Edwards et Glysson, 1970). Caractériser la composition de la charge solide est une tâche extrêmement lourde et incertaine car il faut, comme pour l'évaluation du débit solide, combiner une caractérisation individuelle des échantillons avec une intégration de leurs propriétés qui sont variables en temps (en fonction du débit liquide) et en espace (dans une section transverse). Les difficultés majeures pour obtenir une information qui soit représentative sont probablement l'échantillonnage de la suspension et de la charge charriée en période de crue, et l'intégration dans le temps des variations du débit solide. Plutôt que de tenter de surmonter ces difficultés, nous avons choisi de caractériser des sédiments déposés plutôt que du sédiment en mouvement, en prenant le pari que si la charge solide présente des

variations longitudinales de composition significatives, ces variations doivent également être perceptibles dans des dépôts temporaires de sable, prélevés par exemple dans des barres de méandre successives.

Ce choix nous impose de mener une réflexion sur la "représentativité" du sédiment déposé, même si c'est de manière transitoire, par rapport au sédiment "en transit" que constitue la charge solide. Cela nous entraînera vers une évaluation relativement générale de la manière dont un signal géochimique se distribue entre différentes fractions granulométriques et se trouve modifié par les phénomènes de ségrégation qui opèrent pendant le transport (McLaren et Bowles, 1985 ; Molinaro et Basu, 1993 ; Weltje, 2002, 2004). Ce choix conduit également à pratiquer un échantillonnage "opportuniste" du sédiment accessible en période d'étiage.

On tente ici de formaliser une description unidimensionnelle du transport solide qui rende compte de sa masse et de sa composition sur un tronçon de rivière  $dx$  pendant un intervalle de temps  $dt$ . Les dimensions et la signification qu'il convient de donner à  $dx$  et  $dt$  dépendent des applications envisagées. Selon le problème à traiter, les ingrédients de ce bilan peuvent être très variés ; on les insèrera progressivement dans la description au fur et à mesure des besoins ; dans un premier temps, on ne cherchera pas à distinguer transport et suspension et charriage, ni à prendre en compte l'hétérogénéité granulométrique et minéralogique des solides transportés.

Dans un système idéal qui ne serait le siège d'aucun phénomène autre que le transport solide et l'érosion d'un substratum rocheux, le débit solide et la composition du sédiment transporté doivent varier en temps et en espace, conformément à l'équation de conservation de la masse de solide en mouvement :

$$\frac{\delta Q_s}{\delta x} = -\rho_r \frac{\delta V_r}{\delta t} \quad (5.3.1)$$

où :

$Q_s$  : débit solide (kg/sec) ;

$\rho_r$  : densité de la roche ;

$V_r$  : volume de roche érodable par  $m$  ;

avec

$$\frac{\delta V_r}{\delta t} = L_r \frac{\delta z}{\delta t} \quad (5.3.2)$$

$L_r$  : largeur érodée,

$z$  : cote du fond.

En réécrivant en fonction de la masse d'un constituant chimique  $i$  :

$$\frac{\delta(Xs_iQ_s)}{\delta x} = -Xr_i\rho_rL_r\frac{\delta z}{\delta t} \quad (5.3.3)$$

$Xs_i$  : concentration massique en  $i$  dans le sédiment transporté ;  $Xr_i$  : concentration massique dans la roche érodée.

Si le débit solide peut être considéré comme constant sur un tronçon de rivière, le bilan chimique devient

$$Q_s\frac{\delta Xs_i}{\delta x} = -Xr_i\rho_rL_r\frac{\delta z}{\delta t} \quad (5.3.4)$$

et l'abrasion du substrat génère une variation longitudinale ( $\frac{\delta Xs_i}{\delta x}$ ) de la composition du solide en mouvement, qui combinée à une estimation du débit solide, fournit une estimation de la vitesse d'érosion ( $\frac{\delta z}{\delta t}$ ).

Dans ce premier cas simple, le terme d'accumulation du bilan matière ne contient comme contribution que celle qui est due à l'incision du substratum, c'est-à-dire au cas d'une rivière (torrent) dont les berges et le lit sont constituées de roches consolidées. Plus généralement, on doit s'attendre à ce que cette contribution soit diluée dans un terme d'échange entre le matériel qui transite et le matériel meuble du fond ou des berges, i.e. pour la conservation de la masse :

$$\frac{\delta Q_s}{\delta x} = -\rho_r\frac{\delta V_r}{\delta t} - \rho_e\frac{\delta V_e}{\delta t} + \rho_d\frac{\delta V_d}{\delta t} \quad (5.3.5)$$

avec :  $V_e$  : volume de sédiment meuble érodé par mètre linéaire de cours d'eau

$V_d$  : volume de sédiment déposé dans le lit par mètre linéaire de cours d'eau

et pour la conservation d'un constituant :

$$\frac{\delta Xs_iQ_s}{\delta x} = -Xr_i\rho_rL_r\frac{\delta z}{\delta t} - Xe_i\rho_s\frac{\delta V_e}{\delta t} + Xd_i\rho_d\frac{\delta V_d}{\delta t} \quad (5.3.6)$$

soit en faisant l'hypothèse, qui sera discutée plus tard, que la composition du sédiment transporté peut être reliée à celle du sédiment déposé par une fonction de transfert  $f$  :

$$\frac{\delta f(Xd_i)Q_s}{\delta x} = -Xr_i\rho_rL_r\frac{\delta z}{\delta t} - Xe_i\rho_s\frac{\delta V_e}{\delta t} + Xd_i\rho_d\frac{\delta V_d}{\delta t} \quad (5.3.7)$$

Les deux termes supplémentaires d'érosion (indice  $e$ ) et de dépôt (indice  $d$ ) dans ce bilan rendent compte, respectivement, d'une reprise du matériel meuble situé sur le fond ou les berges et d'un dépôt dans le lit mineur ; ce terme de dépôt doit prendre en compte tout le matériel qui est immobilisé, que ce soit dans le lit mineur (barre de méandre, franc bord, levée) ou du fait d'un débordement. Dans une description unidimensionnelle du transfert de la charge solide, les termes d'érosion et de dépôt sont relatifs à un tronçon de rivière  $dx$ , mais correspondent à des échanges avec des réservoirs multiples ; collectivement, ils rendent compte de l'évolution morphologique "normale" de la rivière par élargissement ou confinement du chenal, migration des méandres, et comblement de la plaine alluviale, évolution dont on suppose qu'elle se combine avec l'incision du substratum. Ces éléments sont schématisés sur la figure 5.2.

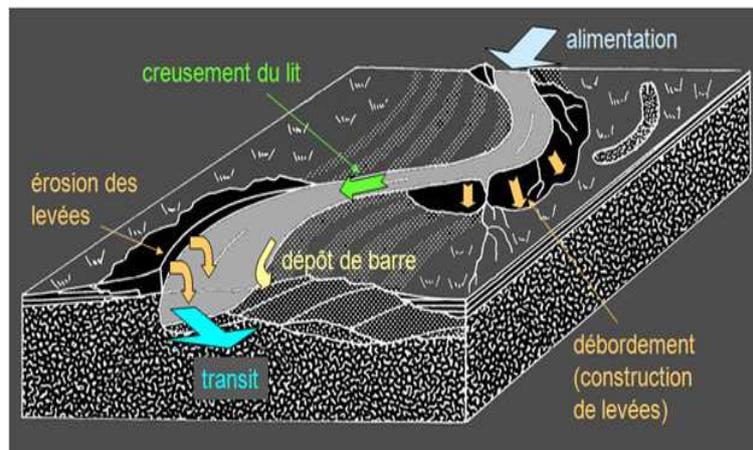


FIGURE 5.2: Relations entre les transferts par transport solide et les éléments de morphologie dynamique d'une rivière à méandres (d'après Allen 1985, modifié).

Dans l'expression formelle de la perturbation de la composition, le terme relatif au sédiment meuble (indice  $e$ ) contribue à diluer et potentiellement à masquer la contribution relative à l'incision du substratum (indice  $r$ ).

Si l'on considère un segment de rivière dans lequel aucun affluent ne vient ajouter de la charge solide, l'intérêt du bilan chimique ainsi formulé est de montrer, de manière très simple, que l'évolution morphologique "normale" de la rivière par dépôt et remise en mouvement du matériel meuble et l'incision du lit sont en compétition pour le contrôle de la composition de la charge solide. Dans un tronçon de rivière dont les berges sont dépourvues de sédiment meuble, et où l'alimentation amont est inexistante comme c'est par le

cas pour la Loire à l'aval immédiat du barrage de Grangent, on s'attend à ne trouver dans la charge solide que des particules provenant du substrat, en l'occurrence granitique. A l'inverse, sur un tronçon dans lequel la Loire méandre à travers des sédiments quaternaires très peu consolidés, on s'attend à ce que le transport solide soit "principalement" lié au déplacement de ce matériel meuble sur de courtes distances, et donc étroitement lié à une évolution morphologique assez banale.

Si maintenant on introduit dans le bilan la perturbation liée aux apports par un affluent, on peut facilement concevoir que ces apports jouent le même rôle, du point de vue formel, que la contribution liée à l'incision du lit, c'est-à-dire un terme source supplémentaire :

$$\frac{\delta Q_s}{\delta x} = Q_a - \rho_r \frac{\delta V_r}{\delta t} - \rho_e \frac{\delta V_e}{\delta t} + \rho_d \frac{\delta V_d}{\delta t} \quad (5.3.8)$$

où :

$Q_a$  :débit solide de l'affluent arrivant sur le tronçon  $dx$ .

$$\frac{\delta X_{s_i} Q_s}{\delta x} = X_{a_i} \rho_a Q_a - X_{r_i} \rho_r L_r \frac{\delta z}{\delta t} - X_{e_i} \rho_s \frac{\delta V_e}{\delta t} + X_{d_i} \rho_d \frac{\delta V_d}{\delta t} \quad (5.3.9)$$

De la même manière que les termes d'incision du substrat et de reprise du matériel meuble sont en compétition pour contrôler la composition de la charge solide sur un tronçon dépourvu d'affluent, la contribution d'un affluent est en compétition avec celle de la reprise du matériel meuble sur le tronçon situé à l'aval de son embouchure. De ce fait, il est intéressant d'étudier la manière dont évolue la composition de la charge solide à l'aval d'une confluence; elle contient une information utile sur le fonctionnement de la rivière, à savoir l'importance relative des flux de solide apportés de l'amont (perturbés par l'affluent) et remis en mouvement dans l'évolution morphologique "ordinaire" de la rivière.

Dans l'écriture de ce bilan, le problème de la conservation de la masse solide engendre une petite difficulté formelle. Pour de brèves périodes de temps (quelques années) et de courtes distances (quelques kilomètres) on pourra considérer que la masse de solide est conservative, mais ce n'est plus le cas si l'on établit un bilan pour de longues durées ou sur l'ensemble du cours d'eau, lorsque le transport en solution devient important (Gaillardet et al., 1997). Dans ce cas, la quantité conservative n'est plus la masse de solide mais, par exemple, la masse d'un constituant insoluble transporté sous forme de particules quelle

que soit le degré d'altération du sédiment. Il convient donc, dans les bilans chimiques, de rapporter les concentrations à une masse définie d'un tel constituant, plutôt qu'à la masse de roche, et d'exprimer les flux de solide sous forme de transferts de ce constituant.

On utilisera ici le constituant  $Al$ , qui fournit une référence conservative en géochimie.

- dans les bilans, les concentrations seront exprimées sous forme de rapports plutôt que sous la forme usuelle des concentrations massiques (% , ppm) de l'analyse chimique ; en pratique, on utilisera les concentrations normalisées à 15%  $Al_2O_3$ , recalculées à partir des analyses chimiques selon  $Xi_N = 15Xi/XAl_2O_3$ . La valeur choisie de 15% n'est pas totalement arbitraire, elle correspond à la concentration moyenne en  $Al_2O_3$  des roches de la croûte supérieure (Condie, 1993) ;
- en toute rigueur, les débits solides et les vitesses d'érosion devront être convertis en masses de  $Al$  transportées ou transférées par unité de temps.

Pour tous les constituants conservatifs, l'équation du bilan chimique ainsi retouchée est insensible aux effets de l'altération ; pour les constituants solubles (aux échelles de temps et d'espace considérées) il y aura lieu d'ajouter au bilan chimique le transfert en solution.

### 5.3.2 Modes d'échantillonnage

Afin d'analyser les variations des signaux géochimiques, un échantillonnage "dense" spatialement est nécessaire. Dans le cadre de cette étude, les prélèvements ont été faits en 24 points répartis entre St Etienne et Epercieux-St-Paul. Ils peuvent être regroupés en trois catégories :

- Lit ancien : ce sont les échantillons prélevés dans le Quaternaire ; il s'agit encore de sédiments non consolidés,
- Crue 2003 : elle regroupe les échantillons prélevés dans des bancs de sable déposés par la crue de 2003,
- Lit actuel : ce sont les prélèvements fait dans des bancs de sables postérieurs à la crue de 2003.

Ces échantillonnages ont été réalisés dans le lit principal de la Loire ainsi qu'au niveau des confluences avec Le Furan, le Bonson, Le Chalet, La Mare, La Coise et Le Lignon.

Dans le cas du lit ancien (Quaternaire) et des unités sédimentaires consolidées plus anciennes, chaque site a fait l'objet d'un échantillonnage vertical sur plusieurs mètres afin de prendre en compte les successions de couches (alternance d'argilites et de calcaires ou

d'argilites et de sables par exemple dans le miocène) (fig. 5.3). De même, dans les bancs

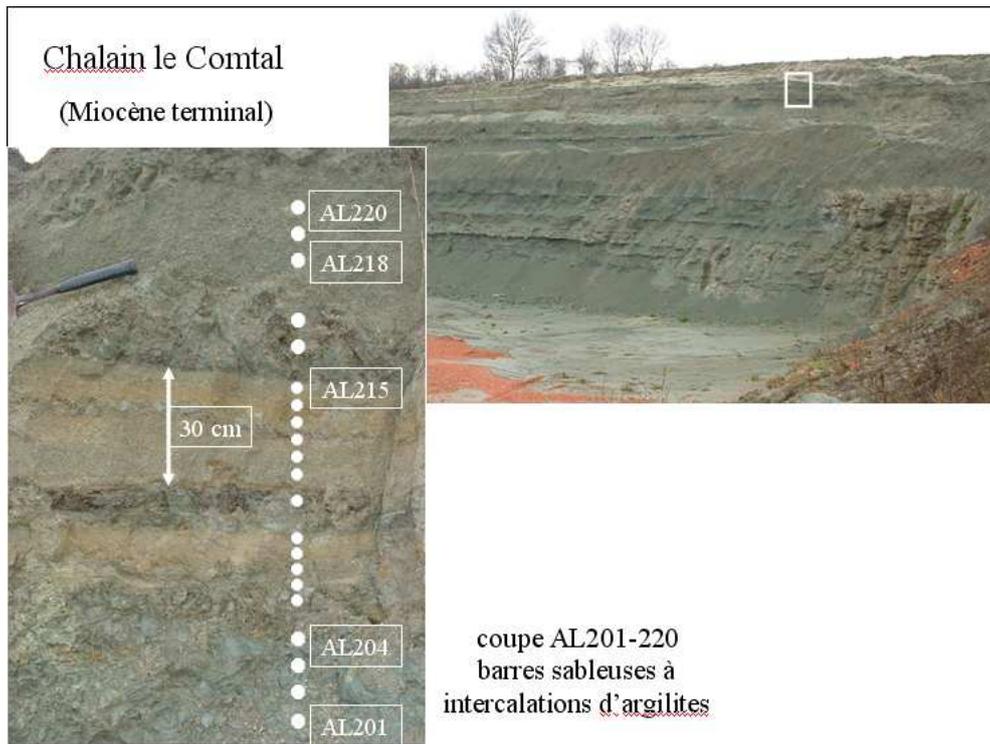


FIGURE 5.3: Méthode d'échantillonnage dans les matériaux du lit ancien (ici à Chalain le Comtal dans le Miocène).

de sable de la crue de 2003, les prélèvements ont été réalisés sur différentes couches, afin de couvrir les classes granulométriques suivants : sable très grossier (VC), sable grossier (CS), sable Moyen (MS), sable fin (FS) et sable très fin (VF) (fig. 5.4).



FIGURE 5.4: Méthode d'échantillonnage dans les bancs de sable laissés par la crue de 2003.

Les points de prélèvements sont présentés sur la figure 5.5.

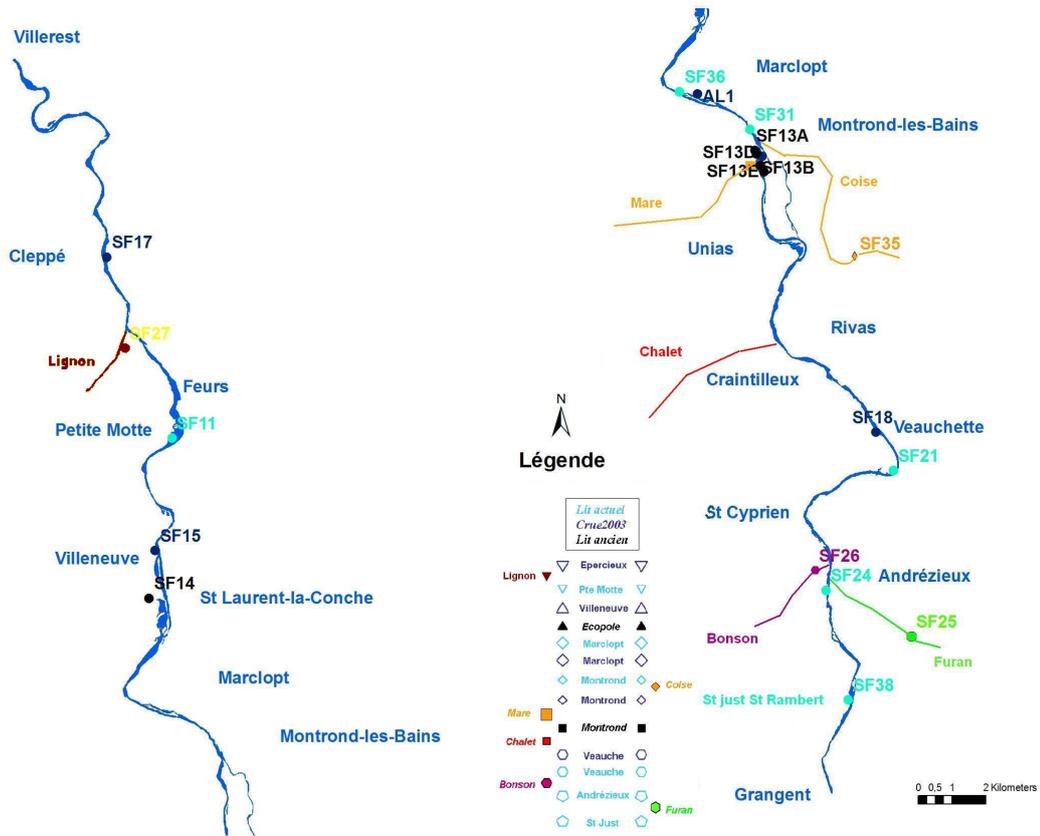


FIGURE 5.5: Positions des prélèvements le long de la Loire

### 5.3.3 Méthodes d'analyse

Deux grands ensembles de techniques d'analyses ont été utilisés ici. Le premier ensemble permet de caractériser les phases minérales, leur association dans la roche ainsi que les propriétés texturales des minéraux.

La composition chimique élémentaire de la roche et des minéraux peut être obtenue par le second ensemble de techniques, qui présentent l'avantage de permettre l'analyse rapide et précise d'un grand nombre d'échantillons.

#### 5.3.3.1 Pétrographie

Les prélèvements de sable sont englobés dans une résine époxy puis traités comme des roches consolidées pour la fabrication de lames minces polies. Celles-ci peuvent ensuite être observées en transmission au microscope polarisant et par cathodoluminescence, pour l'identification des minéraux et des fragments de roche.

### 5.3.3.2 Préparation des échantillons

#### 5.3.3.2.a Broyage

La roche prélevée, une fois lavée et sciée, a été concassée et placée dans une jarre en agate contenant deux anneaux d'agate. L'agitation de la jarre dans un broyeur durant 15 minutes permet de broyer finement l'échantillon.

#### 5.3.3.2.b Lames minces

Les lames minces utilisées pour l'étude des roches ont une épaisseur de 30 microns. Elles sont polies, non couvertes.

#### 5.3.3.2.c Séparation des fractions granulométriques fines

Afin de permettre l'étude de la population des minéraux argileux, certains échantillons ont fait l'objet d'une séparation granulométrique par sédimentation (à 2, 4 et 8 microns), suivant la méthode décrite par Holtzapffel (1985). La roche totale broyée a été mise en suspension dans de l'eau pure, puis, après un temps de sédimentation correspondant à une fraction granulométrique donnée (selon une relation dérivée de la loi de Stokes), le surnageant est prélevé à la seringue et centrifugé.

### 5.3.3.3 Analyse chimique multi-élémentaire

#### 5.3.3.3.a Fluorescence de rayons X

##### Appareillage

L'appareil utilisé est un analyseur XRF Philips PW 1404, à source de rayonnement X polychromatique constitué par un tube à anticathode en rhodium. La fluorescence X permet de doser des éléments dont le numéro atomique est compris entre 5 et 92 (c'est-à-dire du bore à l'uranium). Cependant, les préparations et les programmes d'analyse diffèrent selon que l'on dose des éléments majeurs ou des éléments présents à l'état de traces. Pour les éléments majeurs, les effets de matrice sont atténués grâce à la préparation qui consiste à diluer fortement l'échantillon initial (1/20). Pour les éléments en traces, les effets de matrice sont corrigés via une mesure de la raie Compton. Cette méthode n'est applicable que pour les éléments plus lourds que le fer. Par conséquent, les traces légères telles que *V*, *Cr* et *Sc* ne sont pas dosées en XRF.

Le seuil de détection est, en moyenne, de l'ordre de 2 à 10 *ppm*. Toutefois, l'erreur relative est plus importante aux faibles teneurs et le rendement de la fluorescence croît avec le numéro atomique de l'élément dosé. Enfin, l'étalonnage de l'appareil est régulièrement réalisé par régression linéaire, à partir du dosage de standards internationaux de composition connue.

Les éléments majeurs dosés (représentés sous la forme d'oxydes) sont :  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$  et  $Fe_2O_3$ . Le programme d'analyse des éléments en trace concerne une quinzaine d'éléments :  $Ni$ ,  $Zn$ ,  $Ga$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Y$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ ,  $Sn$ ,  $Ba$ ,  $Ce$ ,  $Pb$ ,  $Th$  et  $U$ .

### Préparation des échantillons

Les préparations sont de deux types suivant que l'on analyse les éléments majeurs ou en traces. Les échantillons destinés aux analyses des éléments en traces sont préparés sous la forme de pastilles pressées. La préparation est constituée d'un mélange de 10 *g* de poudre de roche et de 3 *g* de cire à compacter. Le mélange est ensuite compacté pour donner une pastille cylindrique.

La préparation des échantillons destinés à l'analyse des éléments majeurs nécessite une dilution de l'échantillon afin de réduire les effets de matrice et est techniquement plus compliquée car elle demande plus d'opérations.

Dans un premier temps, 1 *g* de poudre de roche est portée à 960 °C dans un four durant deux heures. A la sortie, après refroidissement, la poudre calcinée est pesée et la variation de masse (perte au feu, PF) constatée traduit la perte des éléments volatiles, tels que l'eau ou les carbonates, lors du chauffage. Par la suite, on procède à la dilution de l'échantillon en mélangeant 300 *mg* de la poudre calcinée à 300 *mg* de nitrate de lithium et 5,4 *g* de fondant ( $Li_2B_4O_7$ ). Le tout, placé dans un creuset, est porté à 1100 °C durant 11 minutes puis coulé dans un moule et refroidi. Le produit final constitue une perle prête à être analysée.

#### 5.3.3.3.b Spectrométrie d'émission atomique à source plasma à couplage inductif (ICP-AES)

##### Appareillage

L'appareil utilisé est un analyseur Jobin-Yvon 138 Ultratrace à analyse séquentielle. Il per-

met de doser une quarantaine d'éléments. les seuils de détection se situent autour du *ppb* en solution.

Pour chaque élément à doser, la procédure de calibration et de correction analytique est la suivante :

- calage des raies avec une solution dont la teneur en l'élément considéré est supérieure à  $10 \text{ ppm}$  ;
- calibration en concentration à partir d'une solution dite de contrôle, passée régulièrement lors des séances d'analyse, afin de compenser les dérives de l'appareil ;
- les concentrations finales des éléments analysées sont corrigées en ayant recours à des standards internationaux aux concentrations connues.

Hormis le silicium, les éléments majeurs dosés sont les mêmes qu'en fluorescence de rayons X auxquels il faut ajouter  $Na_2O$  et  $K_2O$ , mais pour les éléments légers ( $Na$ ) ou relativement mineurs ( $Ti$ ,  $Mn$ ,  $P$ ) la mesure ICP permet d'améliorer substantiellement la précision de la mesure.

### Préparation des échantillons

La préparation consiste en la mise en solution de la poudre de roche. Pour réaliser cela, 20 à 500 *mg* de poudre calcinée (i.e. le résidu de la perte au feu) placés dans un récipient en Téflon, subissent des attaques acides successives (acide nitrique, acide chlorhydrique, acide fluorhydrique) à une température de l'ordre de 100 à 150 °C. L'évaporation de l'acide fluorhydrique entraîne la volatilisation du silicium qui ne pourra donc pas être dosé par cette technique. A la suite des attaques acides, le résidu est mis en solution dans 250 *ml* d'acide chlorhydrique 2*M* et prêt à être analysé.

## 5.4 Conclusion

Comme toute autre forme d'érosion, l'incision du lit fournit des particules supplémentaires à la charge solide, que celle-ci soit mise en suspension ou charriée sur le fond. Si leur composition est suffisamment contrastée par rapport à celle des particules qui proviennent de l'amont, cet apport peut engendrer une variation mesurable dans la composition de la charge solide. La démarche proposée en géochimie consiste donc à relier l'évolution morphologique de la rivière à la mesure des perturbations (longitudinales) que cette évolution induit dans la composition de la charge solide. La formalisation de la géochimie a conduit

à l'écriture d'une équation de conservation de matière, qui, traduit chimiquement, requiert une normalisation par rapport à un constituant de référence.

Troisième partie

APPLICATION A LA LOIRE

FOREZIENNE

---

# Chapitre 6

## Construction du modèle sédimentaire

---

### Sommaire

---

<b>6.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>105</b>
<b>6.2</b>	<b>Le modèle hydrosédimentaire alluvial</b>	<b>106</b>
6.2.1	Les équations du modèle	106
6.2.2	Méthode de discrétisation	108
6.2.3	Traitement des conditions aux limites	110
6.2.4	Stabilité du schéma numérique	114
6.2.5	Tests du modèle sur des cas théoriques	115
6.2.6	Application du modèle à la Loire	126
<b>6.3</b>	<b>Validation du modèle</b>	<b>135</b>
6.3.1	Dispositif expérimental	135
6.3.2	Résultats	139
<b>6.4</b>	<b>Conclusion</b>	<b>141</b>

---

## 6.1 Introduction

Différents modèles mathématiques permettent de prendre en compte l'interaction entre l'écoulement et le lit du cours d'eau. Ceux-ci se basent sur des équations aux dérivées partielles non-linéaires, qui traduisent la conservation de masse liquide et solide ainsi que la conservation de la quantité de mouvement du fluide (Cunge et al., 1980, Graf et Altinakar, 1998).

Ce chapitre a pour objectifs :

- de présenter la méthode numérique employée pour la résolution de ces équations,
- de tester la solution retenue sur des cas issus de la littérature,

- de valider le modèle sur un cas réel, pour lequel nous disposons de données récentes.

Le chapitre comporte deux grandes sections.

- La première section décrit les différentes équations relatives à l'écoulement et au transport solide. Nous présentons la méthode de discrétisation utilisée pour la résolution de ces équations ainsi que les conditions aux limites qui complètent ce système d'équations. Des applications sont faites à la fois sur des cas théoriques et sur un cas réel.
- La seconde section, présente les travaux de validation du modèle à l'aide de mesures réalisées sur le terrain.

Une conclusion terminera ce chapitre en présentant le bilan de la modélisation numérique.

## 6.2 Le modèle hydrosédimentaire alluvial

### 6.2.1 Les équations du modèle

Considérons un cours d'eau de section non-uniforme  $A = A(x, t)$ , de largeur à la surface libre  $b = b(x, t)$ . Pour un écoulement non stationnaire, deux variables suffisent pour décrire l'état du fluide dans une section : le débit  $Q = Q(x, t)$  et la hauteur d'eau  $h = h(x, t)$ . Deux équations sont donc nécessaires : une équation de conservation de la masse (equation 6.2.1) et une équation de conservation de la quantité de mouvement (equation 6.2.2) (Cunge et Holly, 1980).

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (6.2.1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial h}{\partial x} + gA(S_f - S_0) = 0 \quad (6.2.2)$$

où  $A = A(x, t)$  : représente la section mouillée en ( $m^2$ ).

Ces deux équations constituent les équations de Barré-de-St-Venant, qui sont valables sous les hypothèses suivantes :

- l'écoulement est unidimensionnel donc la vitesse est uniforme dans la section mouillée et la pente transversale de la surface libre est nulle.
- La courbure des lignes de courant est faible, suffisamment pour pouvoir négliger les accélérations verticales ou transversales ; par conséquent, la répartition des pressions sur le verticale est hydrostatique.
- Les effets de frottement sur les parois ainsi que ceux de la turbulence peuvent être représentés. globalement par les formules de la résistance du même type que celles qui

sont valables en écoulement permanent

- La pente longitudinale du chenal est faible, suffisamment pour qu'on puisse remplacer le cosinus de l'angle entre le thalweg et l'horizontale par l'unité.
- La densité de l'eau est constante.

Si on considère une portion du chenal de longueur  $dx$  et de largeur égale à  $b(x, t)$ , couverte par une couche de matériaux sur une épaisseur  $z_b(x, t)$  (fig.6.1), la variation de la quantité de sédiments présents sur le fond au cours d'un intervalle de temps  $dt$  est égale à la différence entre la quantité qui y entre et celle qui en sort (Parker, 2004) telle que :

$$\frac{dM_{sed}}{dt} = masse(x) - masse(x + dx) \quad (6.2.3)$$

$$\frac{dM_{sed}}{dt} = \rho_s [q_s(x).b - q_s(x + dx).b] \quad (6.2.4)$$

La masse de sédiment  $M_{sed}$  présente dans cette portion est égale à :

$$M_{sed} = \rho_s.V_{sed} = \rho_s(1 - \lambda_p)z_b(x, t).dx.b \quad (6.2.5)$$

où  $V_{sed}$  représente le volume de sédiment [ $m^3$ ].

Il vient alors :

$$\frac{d}{dt}[\rho_s(1 - \lambda_p)z_b(x, t).dx.b] = \rho_s [q_s(x) - q_s(x + dx)].b \quad (6.2.6)$$

En réécrivant cette équation par un développement limité au premier ordre, puis après simplifications, on obtient l'équation d'Exner qui traduit la continuité solide (fig. 6.1) :

$$(1 - \lambda_p)\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial q_s}{\partial x} = 0 \quad (6.2.7)$$

Le débit solide  $q_s$  est calculé à l'aide de la formule de MEYER-PETER et MÜLLER (1948) :

$$q_s = 8\sqrt{(S - 1)gd_m^3} \left[ \left( \frac{k_s}{k_r} \right)^{\frac{3}{2}} \tau^* - \tau_c^* \right]^{\frac{3}{2}} \quad (6.2.8)$$

avec :

$\tau^* = \frac{\gamma h S_f}{\gamma(S-1)d_m}$  : la contrainte de cisaillement adimensionnelle [-],

$h(x, t)$  : la hauteur d'eau [m],

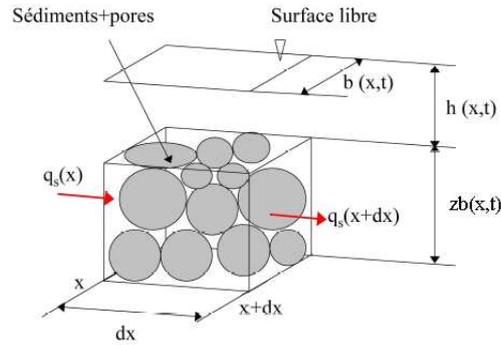


FIGURE 6.1: Bilan de matière sur une portion de chenal : équation d'Exner.

$\tau_c^*$  : la contrainte critique adimensionnelle de mise en mouvement  $[-]$ ,

$d_m$  : le diamètre moyen des grains du lit  $[m]$ ,

$g = 9.81$  : l'accélération de la pesanteur  $[m/s^2]$ ,

$S = 2.65$  : la densité du matériau par rapport à l'eau  $[-]$ ,

$k_r = \frac{21}{d_m^6}$  : le coefficient de Strickler du grain  $[-]$ ,

$k_s$  : le coefficient de Strickler de la paroi du chenal  $[-]$ .

A titre indicatif, les valeurs du coefficient de Strickler sont données dans le tableau suivant :

Tableau 6.1: Valeurs du coefficient de rugosité (Manning/Strickler).

Nature du lit	Coefficient de Manning $n$	Coefficient de Strickler $k_s = \frac{1}{n}$
Lit naturel propre à fond lisse	0.02	50
Lit naturel propre à fond rugueux	0.03	33
Lit naturel avec végétation	0.05 à 0.1	20 à 10

## 6.2.2 Méthode de discrétisation

La détermination des variables  $h$  et  $Q$  des équations de saint Venant et  $z$  de l'équation d'Exner peut être menée de façon couplée ou découplée.

Le couplage est souvent nécessaire pour traiter des cas spécifiques comme des ruptures de barrages sur fond mobile. Il est également fortement recommandé dans le cas où la rugosité du lit dépend fortement de la granulométrie du fond (Holly et Rahuel, 1990). Un schéma implicite permet d'avoir un nombre de Courant élevé et un pas de temps élevé, qui est fort utile pour modéliser l'écoulement sur une période de temps longue (plusieurs années). Le schéma de Preissman (schéma implicite aux différences finies) est le plus utilisé dans les modèles (Preissman, 1961 ; Correia, 1992). Ce genre de modèle appliqué aux équations de St Venant-Exner connaît toutefois des limites, notamment lorsque l'écoulement est transcritique.

Dans le cas d'une approche découplée, les variables d'écoulement  $h$  et  $Q$  et de transport solide  $z_b$ , sont calculés séparément. A chaque pas de temps, les équations de Barré de Saint Venant sont résolues en supposant le fond du lit fixe. Le débit et la hauteur (ou la vitesse) trouvés sont ensuite utilisés pour calculer le débit solide puis la variation de cote du fond à l'aide de l'équation d'Exner. Ce découplage signifie qu'on suppose que les variations dans le temps des variables liées au transport solide sont faibles par rapport à celles de la surface libre de l'eau. C'est la raison pour laquelle leurs effets sur l'écoulement sont négligés (Morris et Williams, 1996).

Avec un pas de temps réduit, la différence entre la résolution des équations de St Venant-Exner par un schéma explicite et un schéma implicite est négligeable. Un des principaux avantages du schéma explicite de type volumes finis est sa flexibilité par rapport aux conditions aux limites ainsi que sa capacité à capturer les ondes de choc, par exemple dans le cas de ressaut hydraulique (Saviron, 2007). Le schéma de Lax caractérisé par sa simplicité a été adopté. C'est un schéma explicite d'ordre 1 en temps et d'ordre 2 en espace sur un maillage uniforme mais d'ordre "1" sur un maillage non uniforme. Il est basé sur les approximations suivantes :

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{1}{\Delta t} f_i^{n+1} - [\alpha f_i^n + (1 - \alpha) \frac{f_{i+1}^n + f_{i-1}^n}{2}] \quad (6.2.9)$$

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f_{i+1}^n - f_{i-1}^n}{x(i+1) - x(i-1)} \quad (6.2.10)$$

avec  $\alpha$  un coefficient compris entre 0 et 1. L'application de 6.2.9 et 6.2.10 à l'équation de continuité 6.2.1 et à l'équation de la quantité de mouvement 6.2.2 donne :

$$h_i^{n+1} = \alpha h_i^n + (1 - \alpha) \frac{h_{i+1}^n + h_{i-1}^n}{2} - \frac{1}{b} \frac{\Delta t}{(x(i+1) - x(i-1))} (Q_{i+1}^n - Q_{i-1}^n) \quad (6.2.11)$$

$$Q_i^{n+1} = \alpha Q_i^n + (1 - \alpha) \frac{Q_{i+1}^n + Q_{i-1}^n}{2} - \frac{\Delta t}{(x(i+1) - x(i-1))} g A_i^n (h_{i+1}^n - h_{i-1}^n) - g \Delta t A_i^n \frac{Q_i^n |Q_i^n|}{(D_i^n)^2} \quad (6.2.12)$$

$$z b_i^{n+1} = \alpha z b_i^n + (1 - \alpha) \frac{z b_{i+1}^n + z b_{i-1}^n}{2} - \frac{Q s_{i+1}^n - Q s_{i-1}^n}{b(1 - \lambda_p)} \frac{\Delta t}{(x(i+1) - x(i-1))} \quad (6.2.13)$$

Afin de résoudre correctement les équations de Saint Venant et d'Exner à l'aide de ce schéma numérique, il est indispensable de connaître les conditions aux limites du domaine.

### 6.2.3 Traitement des conditions aux limites

Les valeurs des variables  $h$ ,  $Q$  et  $z_b$  à l'instant  $t_{n+1}$  font intervenir les valeurs déterminées, à l'instant  $t_n$ , au noeud courant ainsi qu'aux noeuds voisins situés à l'amont et à l'aval. Cela n'est pas applicable aux extrémités du domaine spatial d'études. Il est par conséquent nécessaire de procéder différemment, en écrivant des **conditions aux limites extérieures**.

Les deux méthodes les plus utilisées pour le traitement des conditions aux limites extérieures sont :

- La méthode des caractéristiques,
- La méthode des extrapolations.

#### 6.2.3.1 La méthode des caractéristiques

Vreugdenhil et de Vries (1967) ont été les premiers à effectuer l'analyse des valeurs propres des équations linéarisées de Barré de Saint Venant et d'Exner. Le système d'équations 6.2.1, 6.2.2 et 6.2.7 peut être réécrit sous la forme :

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial F(U)}{\partial x} = \frac{\partial U}{\partial t} + A \frac{\partial U}{\partial x} = S(U) \quad (6.2.14)$$

$A$  qui représente la matrice jacobienne du système est définie par :

$$A = \begin{pmatrix} u & h & 0 \\ g & u & g \\ \frac{1}{1-\lambda_p} \frac{\partial q_s}{\partial h} & \frac{1}{1-\lambda_p} \frac{\partial q_s}{\partial u} & 0 \end{pmatrix} \quad (6.2.15)$$

Cela permet d'obtenir l'équation caractéristique suivante :

$$|A - \lambda I| = \lambda^3 + a_1 \lambda^2 + a_2 \lambda + a_3 = 0 \quad (6.2.16)$$

avec,

$$a_1 = -2u,$$

$$a_2 = u^2 - gh - \frac{g}{1-\lambda_p} \frac{\partial q_s}{\partial u},$$

$$a_3 = \frac{g}{1-\lambda_p} \left( u \frac{\partial q_s}{\partial u} - h \frac{\partial q_s}{\partial h} \right).$$

où  $\lambda_1, \lambda_2$  et  $\lambda_3$  sont les 3 valeurs propres de la matrice jacobienne  $A$ , qui correspondent aux célérités  $dx/dt$  des caractéristiques.

Savary (2007) sur la base d'un exemple inspiré de Rahuel (1988)(fig.6.2) a montré que quelque le soit le régime d'écoulement, deux valeurs propres( $\lambda_1$  et  $\lambda_2$ ) sont toujours positives et la troisième ( $\lambda_3$ ) est toujours négative.

- Si le régime est *subcritique* (nombre de Froude  $Fr < 1$ ), on observe que :

$$\lambda_1 > 0$$

$$\lambda_2 > 0 (\lambda_2 \approx 0)$$

$$\lambda_3 < 0$$

- Si le régime est *supercritique* (nombre de Froude  $Fr > 1$ ), on a :

$$\lambda_1 > 0$$

$$\lambda_2 > 0$$

$$\lambda_3 < 0 (\lambda_3 \approx 0)$$

Cela se traduit par la nécessité de deux conditions à l'amont et d'une seule à l'aval.

- **Condition amont**

Les relations de compatibilité liées aux valeurs propres positives  $\lambda_1$  et  $\lambda_2$  (fig. 6.3) sont remplacées par des conditions aux limites.

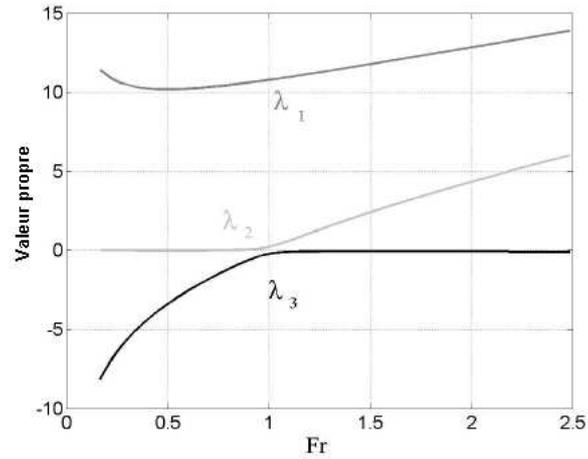


FIGURE 6.2: Variation des valeurs propres en fonction du nombre de Froude (Savary, 2007).

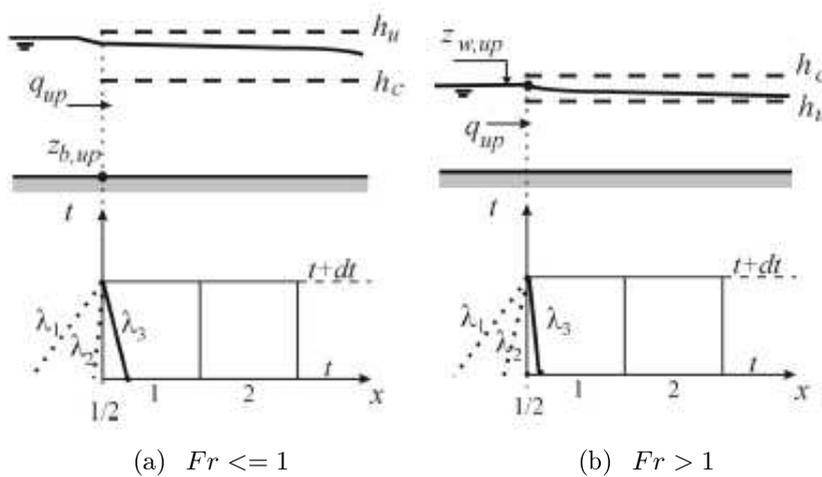


FIGURE 6.3: Conditions aux limites amont dans le cas d'un écoulement subcritique (a) et supercritique (b) (*up* signifie ici *amont*).

A  $\lambda_1$  on associe une condition sur le débit total  $q$  à l'amont (liquide et solide) telle que :

$$(q)_1^{t+dt} = (q_{w,amont})_1^{t+dt} + (q_{s,amont})_1^{t+dt} = (q_{amont})_1^{t+dt} \quad (6.2.17)$$

avec :

$(q)_1^{t+dt}$  : le débit total à l'amont [ $m^3/s$ ],

$q_{w,amont}$  : le débit liquide au noeud le plus amont [ $m^3/s$ ],

$q_{s,amont}$  : le débit solide au noeud le plus amont [ $m^3/s$ ].

Dans le cas d'un écoulement *subcritique*, la caractéristique  $\lambda_2$  concerne essentiellement les sédiments. La relation qui y est associée dépend de la variable "cote du fond"  $z_b$

(Fig. 6.3) tel que :

$$(z_b)_1^{t+dt} = (z_{b,amont})_1^{t+dt} \quad (6.2.18)$$

Dans le cas d'un écoulement *supercritique*, l'analyse des valeurs propres ne révèle pas de variables associées à  $\lambda_2$ .

On utilise généralement une équation qui fait intervenir la cote de la surface libre de l'écoulement.

$$(z_b)_1^{t+dt} + (h)_{1/2}^{t+dt} = (y_{amont})_{1/2}^{t+dt} \quad (6.2.19)$$

- **Condition aval**

Afin de calculer les valeurs de  $h_{N+1}$ ,  $Q_{N+1}$  et  $z_{N+1}$ , à l'instant  $t + dt$ , les solutions des équations de Barré de Saint Venant, sont complétées par une troisième équation. Cette dernière est liée à la caractéristique  $\lambda_3$ .

Dans le cas d'un écoulement *subcritique*, on impose généralement une condition sur les variables hydrodynamiques telles que la cote de la surface libre  $y$ .

$$(z_b)_{N+1}^{t+dt} + (h)_{n+1}^{t+dt} = (y)_{N+1}^{t+dt} \quad (6.2.20)$$

Une autre possibilité peut être d'utiliser une courbe de tarage reliant la hauteur d'eau  $h$  au débit  $q$ .

Pour un écoulement *supercritique*, la caractéristique  $\lambda_3$  concerne essentiellement les sédiments (sauf dans la zone critique). La relation supplémentaire concerne alors la cote du fond  $z_b$  (fig. 6.4).

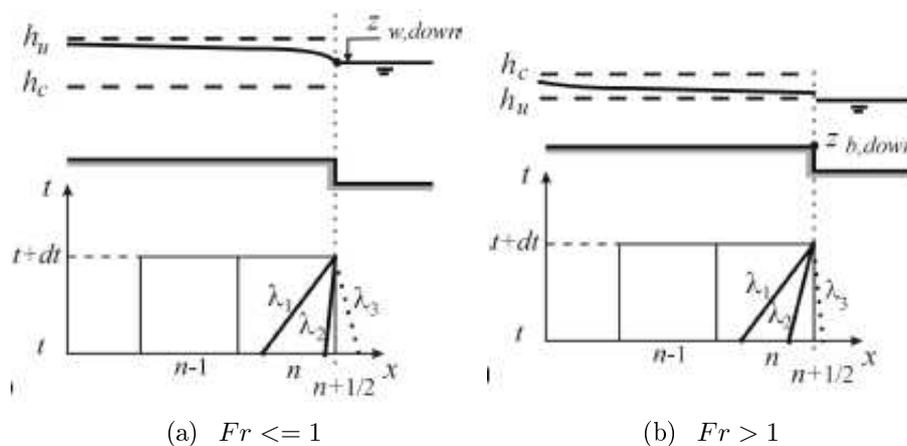


FIGURE 6.4: Condition aux limites aval dans le cas d'un écoulement subcritique (a) et supercritique (b) (*down* signifie ici *aval*).

Dans la pratique, on impose le débit solide  $q_s$ .

$$(z_b)_{n+1}^{t+dt} = (z_{b,aval})_{n+1}^{t+dt} \quad (6.2.21)$$

### 6.2.3.2 La méthode de l'extrapolation

Cette méthode est la plus utilisée dans les modèles mono-dimensionnels. Elle consiste à extrapoler les valeurs connues aux noeuds intérieurs à un canal afin de trouver les valeurs aux noeuds limites. Les méthodes les plus courantes sont l'extrapolation constante et l'extrapolation linéaire en espace.

- Extrapolation constante

Si  $U_{N-1}^{n+1}, U_{N-2}^{n+1}, U_2^{n+1}$ , et  $U_3^{n+1}$ , sont les valeurs calculées à l'instant  $t_{n+1}$ , les valeurs  $U_1^{n+1}$ , et  $U_N^{n+1}$ , aux noeuds 1 et  $N$  sont déterminées par les relations :

$$U_1^{n+1} = U_2^{n+1} \quad (6.2.22)$$

$$U_N^{n+1} = U_{N-1}^{n+1} \quad (6.2.23)$$

- Extrapolation linéaire

Les variables sont déterminées en écrivant :

$$U_1^{n+1} = 2 * U_2^{n+1} - U_3^{n+1} \quad (6.2.24)$$

$$U_N^{n+1} = 2 * U_{N-1}^{n+1} - U_{N-2}^{n+1} \quad (6.2.25)$$

L'ensemble des conditions peut être synthétisé dans le tableau suivant :

Tableau 6.2: Tableau récapitulatif des conditions aux limites à imposer.

<b>nombre maximum de conditions aux limites à l'amont</b>	<b>2</b>
<b>nombre minimum de conditions aux limites à l'amont</b>	<b>2</b>
<b>nombre maximum de conditions aux limites à l'aval</b>	<b>1</b>
<b>nombre minimum de conditions aux limites à l'aval</b>	<b>1</b>
<b>Conditions aux limites sur le débit solide <math>q_s</math></b>	<b>Non</b>
<b>Conditions aux limites sur la cote du fond <math>z_b</math></b>	<b>Oui</b>

### 6.2.4 Stabilité du schéma numérique

Le schéma de Lax est un schéma explicite en temps. Pour être stable, en chaque noeud d'indice  $i$  du maillage le pas de temps  $\delta t$  doit vérifier la condition de stabilité de Courant-

Friedrich-Lewy (CFL). Si  $C_{ni}$  est le nombre de Courant au noeud d'indice  $i$ , alors il faut qu'à chaque pas de temps :

$$C_{ni} = \left( \frac{q_i}{h_i} + \sqrt{gh_i} \right) \frac{\Delta t}{\Delta x_i} \leq 1 \quad (6.2.26)$$

Le pas de temps à adopter est le minimum des pas de temps déterminés pour chaque noeud tel que :

$$\Delta t = \min \left( \frac{C_{ni} \Delta x_i}{\frac{q_i}{h_i} + \sqrt{gh_i}} \right) \quad (6.2.27)$$

où  $\Delta x_i = x_i - x_{i-1}$

### 6.2.5 Tests du modèle sur des cas théoriques

Nous avons construit un modèle permettant la résolution des équations de Barré de Saint Venant et celle d'Exner. Avant d'appliquer ce modèle au cas de la Loire, nous avons validé le modèle sur des cas issus de la littérature. L'objectif de ces tests est de vérifier le comportement du modèle.

Six cas ont été sélectionnés, dont trois issus des travaux de Abdallah (2005), deux des travaux de Balayn (2001) sur le modèle Rubar3 du CEMAGREF et un inspiré des travaux de Soni et al. (1980) et de Vries (1965). Pour chaque cas, nous disposons soit de la solution analytique soit du résultat d'un autre modèle. L'objectif de cette partie est donc de comparer la performance de notre modèle à ces solutions existantes. La liste des cas étudiés est donnée dans le tableau suivant :

Tableau 6.3: Liste des cas théoriques utilisés pour valider le modèle.

cas N°	Description	Source
1	Ouverture brutale d'une vanne dans un canal à pente nulle et sans frottement	Abdallah, 2005
2	Ecoulement stationnaire dans un canal prismatique rectangulaire à lit concave	Abdallah, 2005
3	Ecoulement transcritique dans un canal convergent divergent	Abdallah, 2005
4	Variation des apports solides amont : apport nul à l'amont	Balayn, 2001
5	Variation des apports solides amont : apport amont égale à la moitié de la capacité de transport et doublement du diamètre des grains	Balayn (2001)
6	Exhaussement amont lié à une surcharge	Soni et al., 1980

### 6.2.5.1 Ouverture brutale d'une vanne dans un canal à pente nulle et sans frottement

Cette simulation concerne l'écoulement transitoire dans un canal prismatique à section rectangulaire (Stocker, 1957). La largeur du canal est de  $B = 1 \text{ m}$  et sa longueur de  $L = 2 \text{ km}$ . Le lit du canal est lisse, par conséquent l'effet de frottement est nul sur l'écoulement. Une vanne se trouve au milieu du canal. A l'instant  $t = 0$ , la vanne est totalement enlevée et l'eau se relâche, créant deux vagues, l'une se dirigeant vers l'amont et l'autre vers l'aval (fig. 6.5). Les conditions initiales sont formées d'un débit partout nul dans le canal, et

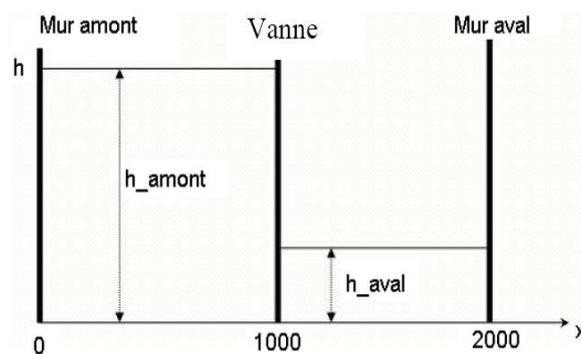


FIGURE 6.5: Ouverture brutale d'une vanne.

d'une hauteur d'eau discontinue au niveau de la vanne. La hauteur à l'amont du seuil est fixée à  $h_{\text{amont}} = 20 \text{ m}$ , et on fait varier la hauteur à l'aval afin de changer la nature de l'écoulement (fluvial/torrentiel).

Deux cas sont considérés. Dans le premier, l'écoulement est fluvial. Le nombre de Froude est inférieur à 1. Dans ce cas, la hauteur aval est choisie égale à  $h_{\text{aval}} = 10 \text{ m}$ .

Dans le deuxième, l'écoulement est transcritique c'est-à-dire qu'il passe du régime fluvial ( $Fr < 1$ ) au torrentiel ( $Fr > 1$ ).

La hauteur aval doit être choisie de façon à ce que le rapport  $h_{\text{aval}}/h_{\text{amont}}$  soit inférieur à 0.5. Dans notre cas, la hauteur aval a été choisie égale à  $h_{\text{aval}} = 0.5 \text{ m}$ .

La discrétisation numérique se fait en partageant le canal en 200 noeuds de calcul, ce qui correspond à un pas d'espace de  $10 \text{ m}$ . La fin de la simulation est fixée à  $50 \text{ s}$  après l'ouverture de la vanne.

Les conditions initiales sont  $h_{\text{amont}} = 20 \text{ m}$  et  $h_{\text{aval}} = 10 \text{ m}$  pour le cas où l'écoulement est partout fluvial. Par contre, dans le cas de l'écoulement transitionnel, les conditions initiales sont  $h_{\text{amont}} = 20 \text{ m}$  et  $h_{\text{aval}} = 0.5 \text{ m}$ .

## CHAPITRE 6. CONSTRUCTION DU MODÈLE SÉDIMENTAIRE

Pour les conditions aux limites, on impose un débit nul à l'amont et à l'aval.

La figure suivante montre les résultats de la simulation. On peut voir que les résultats sont satisfaisants. Le modèle reproduit convenablement le changement de régime (fig. 6.6). En

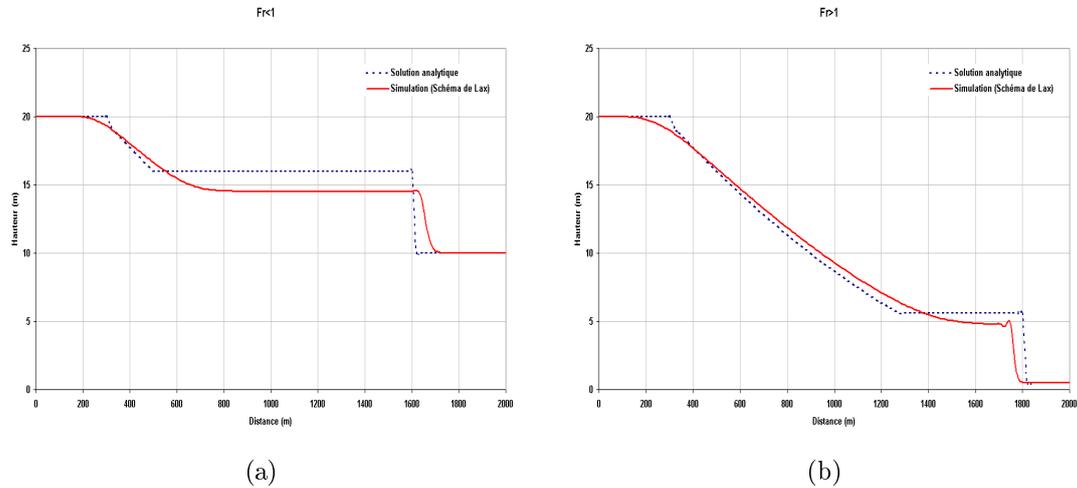


FIGURE 6.6: Hauteur pour le cas fluvial (a) et transcritique (b).

augmentant le nombre de noeuds, nous voyons que le comportement du modèle s'améliore (fig. 6.7).

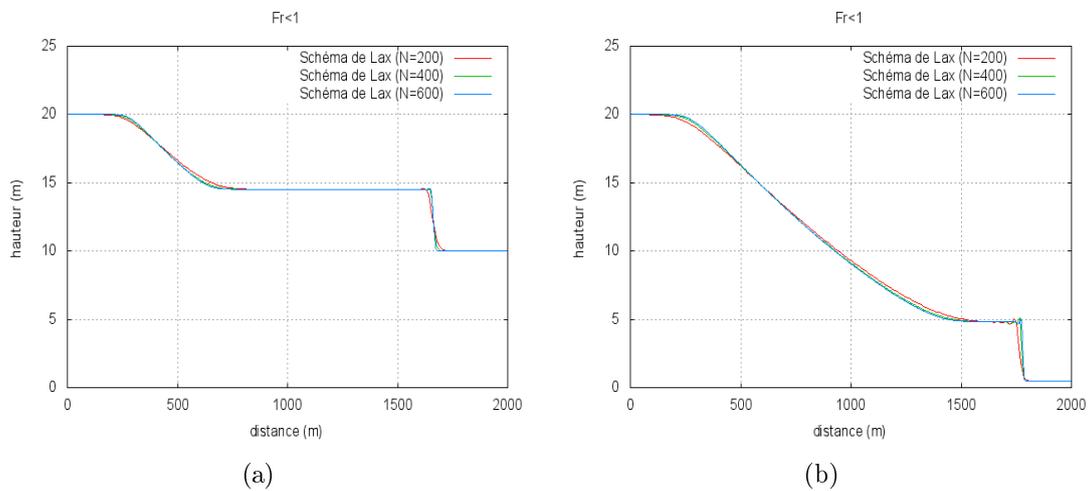


FIGURE 6.7: Influence du nombre de noeud sur le calcul de la hauteur pour le cas fluvial (a) et transcritique (b).

### 6.2.5.2 Écoulement stationnaire dans un canal prismatique rectangulaire à lit concave

Deux cas sont considérés :

- Dans le premier cas, l'écoulement varie graduellement du régime fluvial au régime torrentiel en passant par un régime critique au sommet de la bosse.
- Dans le second cas, l'écoulement commence en fluvial, atteint son régime critique au sommet de la bosse, passe au régime torrentiel et se termine en fluvial au travers d'un ressaut hydraulique juste avant la fin de la bosse.

Pour la première simulation, les conditions initiales sont les suivantes :

- débit de  $q = 20 \text{ m}^3/\text{s}$  partout dans le canal
- hauteur  $h = 10 \text{ m}$

Les conditions aux limites sont :

- débit fixe à l'amont  $q(1) = 20 \text{ m}^3/\text{s}$ ,
- cote de la surface libre à l'aval fixe  $y_{av} = 1.8 \text{ m}$ .

Pour la seconde simulation, les conditions initiales sont identiques à la précédente. En revanche, les conditions aux limites sont modifiées et telles que :

- débit fixe égal à  $20 \text{ m}^3/\text{s}$
- hauteur aval égale à  $7 \text{ m}$

L'ensemble des simulations a été mené avec un nombre de Courant de 0.5. Les deux figures 6.8 et 6.9 montrent les résultats de simulations. On voit que le schéma de Lax présente un écart de près de  $2 \text{ m}^3/\text{s}$  dans les deux cas, et une diffusion numérique sur le calcul du débit qui est probablement due aux changements de régime d'écoulement (fig. 6.10). On voit encore une fois que l'augmentation du nombre de noeud permet d'améliorer les résultats du modèle.

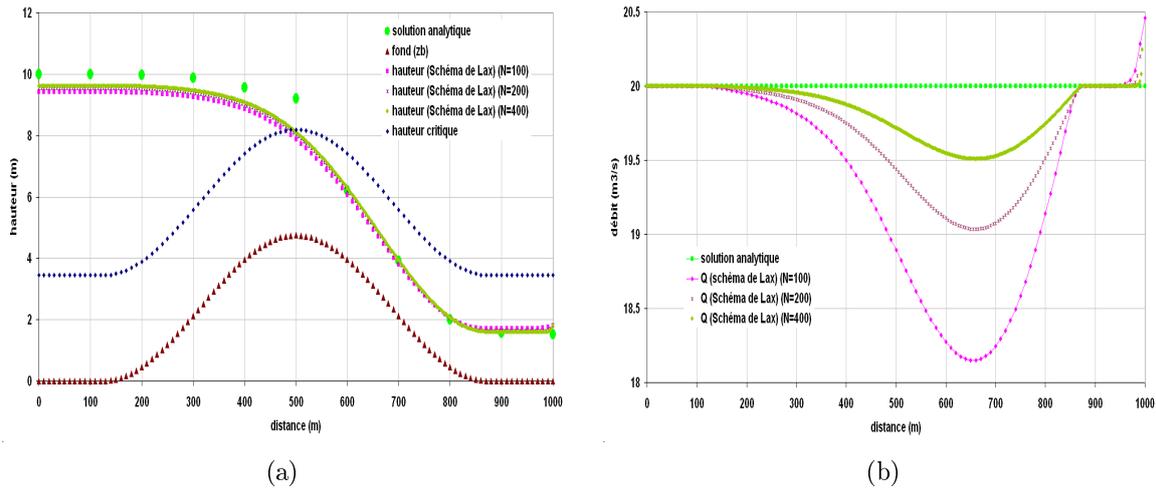


FIGURE 6.8: Hauteur dans un canal à lit concave (a) et débit (b). Passage du régime fluvial au régime torrentiel.

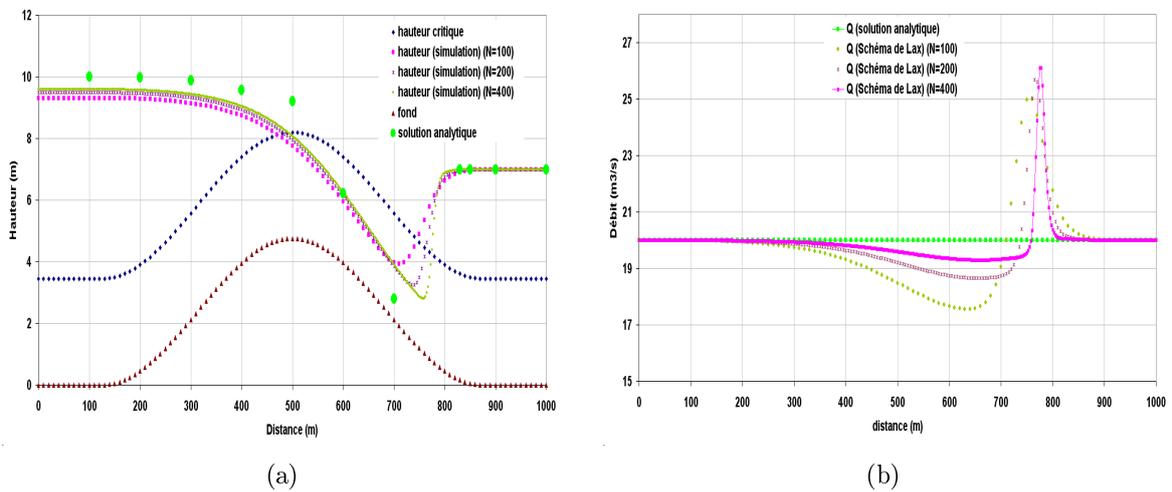


FIGURE 6.9: Hauteur dans un canal à lit concave (a) et débit (b). Cas de l'existence d'un ressaut hydraulique.

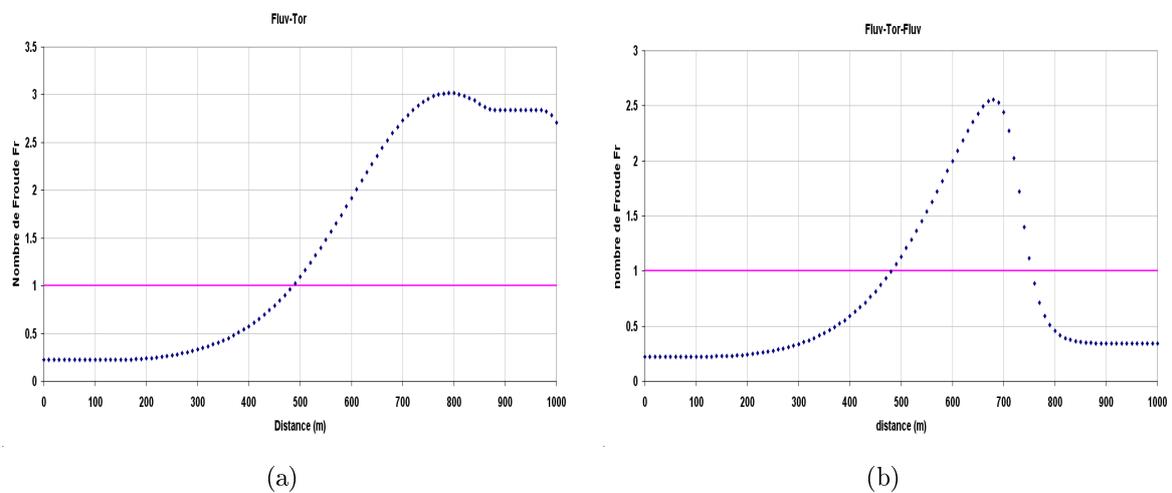


FIGURE 6.10: Nombre de froude pour le passage fluvial-torrentiel (a) et fluvial-torrentiel-fluvial (b).

### 6.2.5.3 Écoulement transcritique dans un canal convergent divergent

Pour ce cas, Garcia-Navarro (1992) considère l'écoulement dans un canal non prismatique convergent divergent de longueur  $500m$ . La simulation correspond à l'existence de ressaut hydraulique dans le canal.

Les conditions initiales sont :

- débit  $q = 20 \text{ m}^3/s$
- hauteur  $h = 1.8 \text{ m}$

Le pas de discrétisation est de  $100 \text{ m}$ . La simulation est réalisée durant  $1500 \text{ s}$ . Le nombre de Courant est égale à  $C_n = 0.6$ . Les conditions aux limites sont :

- à l'amont, le débit est maintenu à  $q = 20 \text{ m}^3/s$
- à l'aval, la hauteur d'eau est égale à  $h = 1.8 \text{ m}$

La figure 6.11 montre les résultats des simulations. On peut remarquer que la hauteur simulée à l'aide du schéma de Lax s'accorde bien avec la hauteur de la solution analytique. Pour le débit, une diffusion numérique apparaît. Cette diffusion se traduit par des profils plus étalés qu'ils ne devraient l'être.

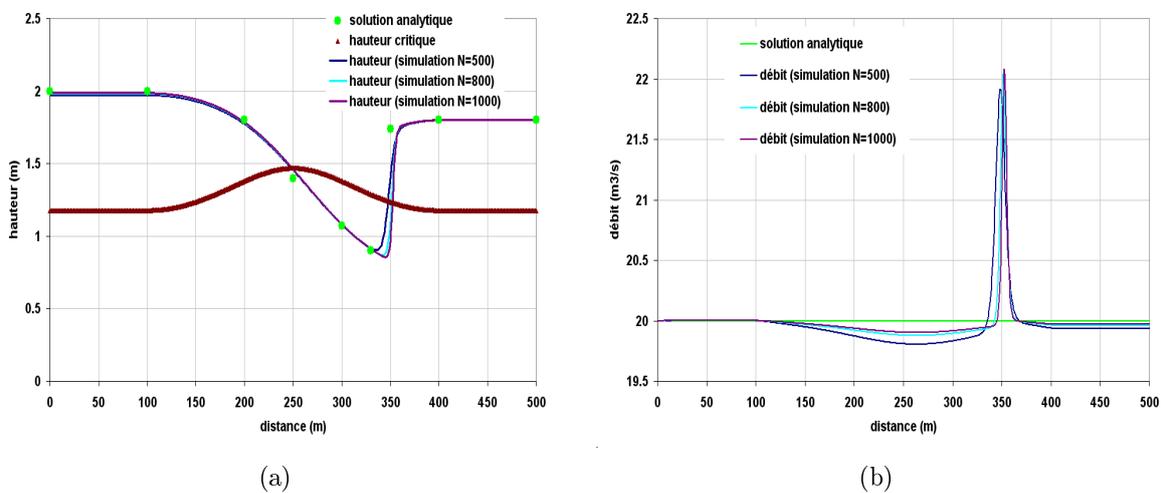


FIGURE 6.11: Écoulement dans un canal convergent-divergent : apparition d'un ressaut hydraulique.

### 6.2.5.4 Variation des apports solides amont : apport nul à l'amont

A partir d'une situation stable avec un débit solide moyen, on supprime brutalement les apports solides amont à l'instant initial ; le débit solide amont passe donc brutalement de la capacité de transport à zéro. Une érosion progressive va peu à peu attaquer le lit. La

situation finale d'équilibre sera caractérisée par une pente faible et un fort tirant d'eau. La notion de retard au chargement a été introduite dans le modèle afin de prendre en compte la différence entre le débit solide réel et la capacité de transport. Sa formulation s'écrit de la façon suivante (Balayn, 2001) :

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} = \frac{Q_c - Q_s}{D_{char}} \quad (6.2.28)$$

où :

$D_{char}$  est la distance de chargement c'est-à-dire la distance nécessaire au fleuve pour que la capacité de transport soit atteint [ $m$ ].

$Q_s$  : débit solide réel qui transite par une section du chenal [ $m^3/s$ ]

$Q_c$  : capacité de transport correspondant à une section du chenal [ $m^3/s$ ]

Ainsi, pour un chenal de longueur donnée, discrétisé en  $N$  noeuds, le débit solide réel qui transite dans le chenal au noeud d'indice  $i$  est approché par :

$$Q_s(i) = \frac{Q_c(i).dx + Q_s(i-1).D_{char}}{D_{char} + dx} \quad (6.2.29)$$

où  $dx$  : est le pas d'espace [ $m$ ].

Nous faisons les hypothèses suivantes :

- le tronçon considéré est homogène et de section rectangulaire. Il est défini par sa largeur  $b$ , son tirant d'eau  $h$ , son rayon hydraulique  $R_h$ , sa pente  $S_o$ , son coefficient de Strickler  $K_s$  et le diamètre des sédiments  $d_m$ .
- Les apports latéraux sont supposés nuls et nous supposons aussi que le débit solide  $Q_s$  est uniforme et égal à la capacité de transport théorique.
- le régime est uniforme pour un débit considéré.
- la largeur est très grande par rapport au tirant d'eau ce qui permet d'assimiler le rayon hydraulique  $R_h$  à la profondeur moyenne  $h$ .

Le régime permanent est calculé par dichotomie en faisant varier le tirant d'eau jusqu'à satisfaire la relation de Manning-Strickler. Le calcul est lancé avec plusieurs pentes pour retrouver la valeur du débit solide souhaitée.

Le modèle de bilan solide permet de calculer au cours du temps le débit solide transitant en chaque point du modèle ainsi que la forme du fond. Le calcul est très long car les débits solides mis en jeu sont de plus en plus faibles et après une période de 10000  $h$ , l'extrémité

du canal n'est toujours pas en équilibre. Le code tend vers une solution qui semble stable avec une pente de 0.003% et un tirant d'eau uniforme de 6.647 *m* proche des 6.465 *m* attendus, qui traduit un comportement valide du code (fig. 6.12).

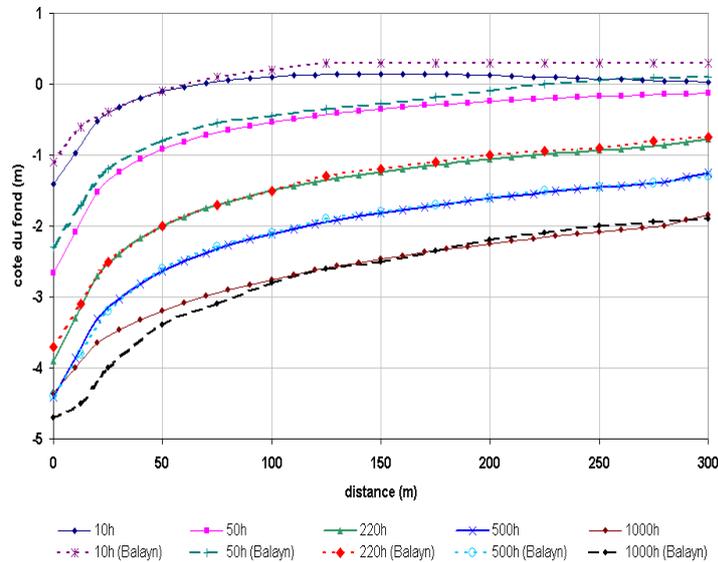


FIGURE 6.12: apport solide nul à l'amont. Évolution de la ligne d'eau et du fond ( $\Delta x = 10 \cdot D_{char} = 1 \text{ m}$ ).

### 6.2.5.5 Variation des apports solides amont : apport amont égale à la moitié de la capacité de transport et doublement du diamètre des grains

A partir de la situation stable, on divise brutalement par deux l'apport solide amont tandis que le diamètre moyen des sédiments incidents passe de 1 *mm* à 2 *mm*. La réduction de la charge solide va provoquer une érosion progressive des sédiments fins en place et les sédiments provenant de l'amont vont peu à peu se mélanger à ceux du lit. On attend donc une réduction de la pente d'équilibre avec une augmentation du tirant d'eau. Après 280 *h*, l'équilibre est atteint. La pente théorique de 0.063 % ainsi que le tirant d'eau de 2.058 *m* sont retrouvés. On voit que le comportement de notre code et celui du modèle Rubar 3 dans le cas de sédiments non uniformes se rapprochent (fig. 6.13). Cela dit, la discrétisation avec le schéma de Lax conduit à une érosion plus accentuée sur l'ensemble du chenal.

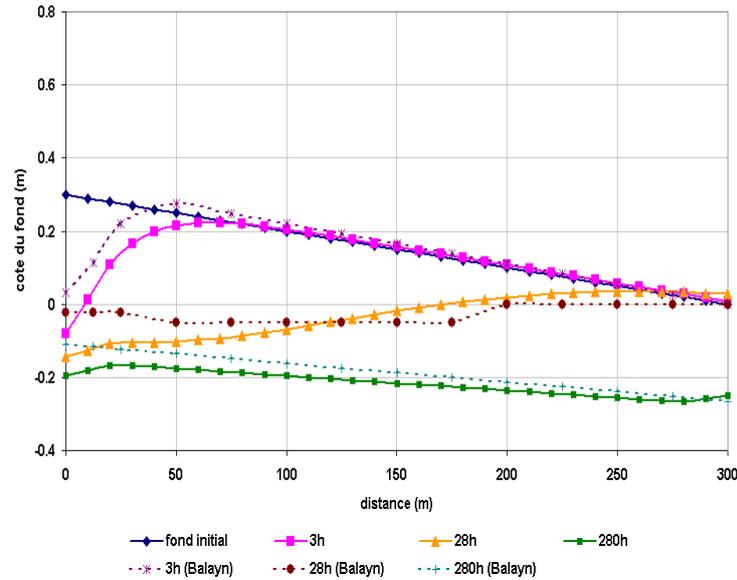


FIGURE 6.13: Apport solide amont de moitié et diamètre des grains incidents doublé. Évolution de la ligne d'eau et du fond ( $\Delta x = 10$ ,  $D_{char} = 1m$ ).

### 6.2.5.6 Exhaussement amont lié à une surcharge

Dans l'expérience de Soni et al.(1980), le canal utilisé est de forme rectangulaire, avec une largeur de  $0.2\text{ m}$  et une longueur de  $30\text{ m}$ . La granulométrie du lit et du matériel injecté a un diamètre moyen de  $0.32\text{ mm}$ . Le coefficient de Manning est approximativement égal à  $0.022$  et la porosité du sédiment est estimée à  $0.4$ .

Nous avons reproduit cette expérience de Soni et al. (1980) à l'aide du modèle. On perturbe l'équilibre en augmentant brutalement le débit solide  $q_s$  à l'amont.

Les caractéristiques du chenal sont :

- longueur :  $L = 30\text{ m}$
- largeur constante :  $b = 0.2\text{ m}$
- pente initiale constante :  $S_o = 2.25e - 3$

Les conditions initiales sont :

- débit liquide par unité de largeur :  $q_o = 0.036\text{ m}^2/s$
- hauteur d'eau h :  $h_o = 0.086\text{ m}$
- débit solide par unité de largeur :  $q_{s_o} = 8.38e - 5\text{ m}^2/s$

A l'amont du chenal, les conditions aux limites se traduisent par une augmentation de la charge solide de  $3.5q_{s_o}$  et un débit  $q = 0.036\text{ m}^2/s$  constant pendant toute la durée de la simulation. A l'aval, la hauteur d'eau est maintenue constante  $h = 0.086\text{ m}$ . La durée de

la simulation est de 30 mn. A la fin de la simulation, nous observons un dépôt à l'entrée du chenal (fig. 6.14). Ce dépôt se propage d'amont en aval au fur et à mesure que la durée augmente. Ce schéma étant explicite, il développe des instabilités numériques pour de grandes valeurs du pas de temps. Ces instabilités peuvent être réduites en imposant la condition de Courant-Friedrich-Léwy. Des tests de sensibilité du modèle ont été réalisés

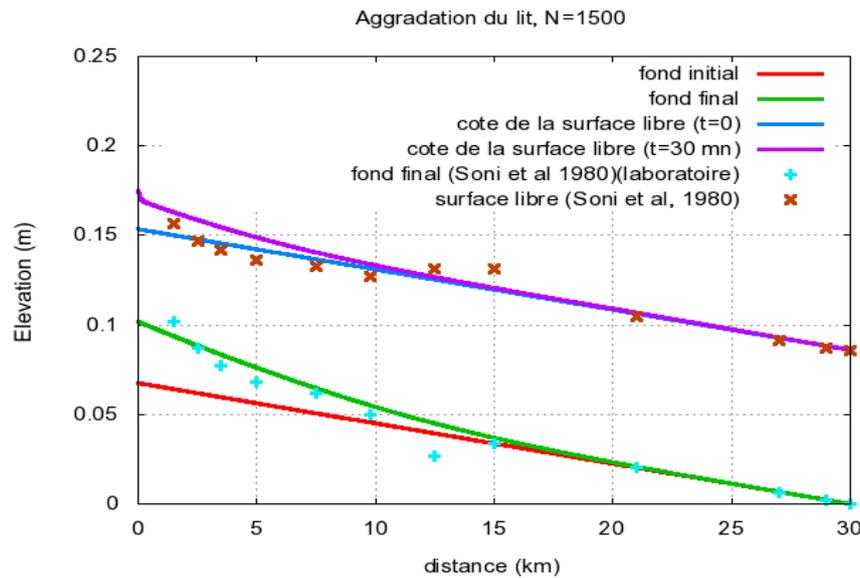


FIGURE 6.14: Comparaison des valeurs simulées de la cote du fond et de celle de la surface libre à  $t = 0$  et  $t = 30$  mn avec les valeurs expérimentales de Soni et al.(1980).

(Annexe C). Parmi ceux-ci, nous avons étudié l'influence du maillage sur la précision des résultats. Différentes valeurs du nombre de noeuds  $N$  ont été testées. **En augmentant au fur et à mesure le nombre de noeuds du maillage, réduisant ainsi le pas d'espace  $dx$ , on améliore la convergence du modèle vers la solution analytique du problème tout en réduisant la diffusion numérique qui est intrinsèque au schéma de Lax** (fig.6.15).

Un second test porte sur l'influence du nombre de Courant  $C_n$ . Il a été mentionné plus haut que la stabilité du schéma de Lax est assurée si la condition suivante est vérifiée :  $0 < C_n \leq 1$ . Sur la figure 6.16 nous pouvons voir que le choix du nombre de Courant a un effet non négligeable sur la qualité des résultats. **On voit en effet, que plus le nombre de Courant  $C_n$  est faible, plus un effet de lissage est observé.** Le tableau suivant donne les distances euclidiennes<sup>1</sup> entre les valeurs simulés et les solutions analytiques et

1. La distance euclidienne représente la différence entre la solution du modèle et la solution de référence. Elle est déterminée de la manière suivante : si  $f_0 = (f_0^1; f_0^2; \dots; f_0^N)$  représente la solution de

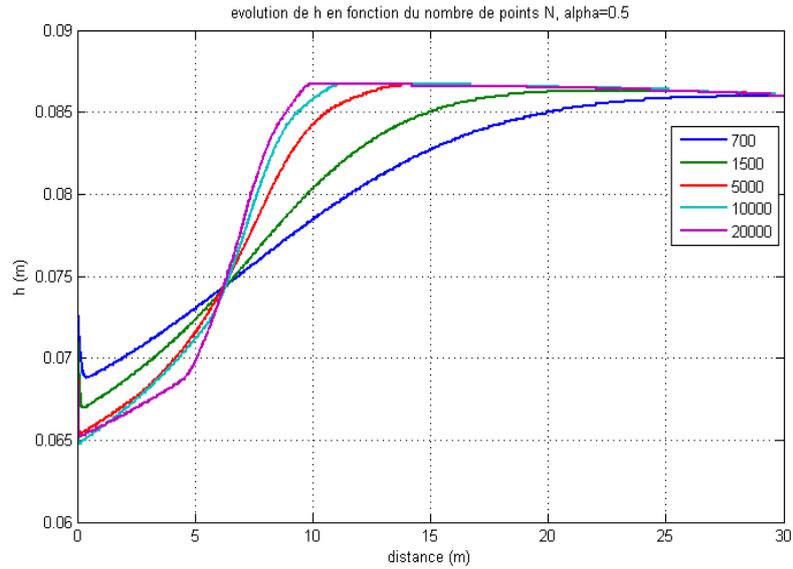


FIGURE 6.15: Evolution du tirant d'eau  $h$  pour différentes valeurs du nombre de noeud.

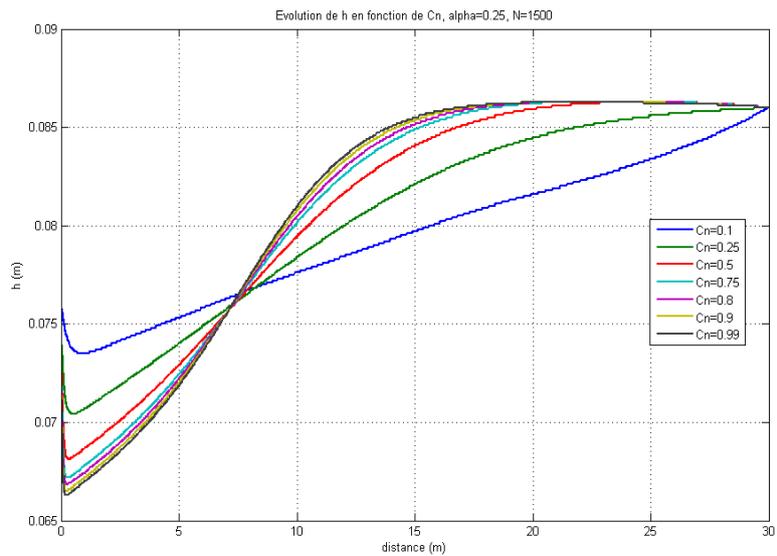


FIGURE 6.16: Evolution du tirant d'eau  $h$  pour différentes valeurs du nombre de courant  $C_n$ .

résultats des autres modèles.

référence aux noeuds  $(1, 2, \dots, N)$ , et  $f = (f^1; f^2; \dots; f^N)$  l'ensemble de solutions du modèle, alors la distance euclidienne entre  $f$  et  $f_0$  est égale à :

$$\|f - f_0\|_2 = ((f_0^1 - f^1)^2 + (f_0^2 - f^2)^2 + \dots + (f_0^N - f^N)^2)^{1/2} \quad (6.2.30)$$

Tableau 6.4: Erreur entre le modèle hydrosédimentaire et les solutions issues de la littérature et temps CPU des simulations.

Simulation	Nombre de noeuds	erreur sur la hauteur	Temps CPU
Cas 1 (alluvial)	200	2.3	4 s
Cas 1 (transcritique)	200	1.1	3 s
Cas 2 (fluvial-torrentiel)	200	1.96	3.4 s
Cas 2 (fluvial-torrentiel-fluviale)	200	9.7	2.2 s
Cas 3 (fluvial-torrentiel)	500	0.07	13.5 s
Cas 3 (ressaut)	500	0.33	13 s
Cas 4 (500 h)	31	0.19	5 mn 30 s
Cas 5 (280h)	31	0.14	1 mn 47 s
Cas 6 (30 mn)	1500	1.8	12 mn 17 s

A l'issue de ces tests, nous pouvons conclure que le schéma de Lax est adapté à une large gamme de problèmes courants en hydraulique fluviale. Les tests ont montré qu'il convient à des simulations combinant l'écoulement et le transport solide. Il peut présenter des instabilités numériques qui nécessitent un maillage fin dans l'espace et un pas de temps réduit et le respect du critère de stabilité de Courant-Friedrich-Lévy.

A l'issue de cette étape de validation, on peut envisager l'utilisation de ce schéma dans un modèle d'écoulement et de transport unidimensionnelle pour une application sur un tronçon de la Loire.

## 6.2.6 Application du modèle à la Loire

A l'issue des tests théoriques, le modèle a été appliqué à un tronçon de la Loire situé dans la plaine du Forez. Le linéaire considéré a une longueur d'environ 21 km et est situé entre Montrond-les-Bains et Cleppé. Les simulations ont pour objectif d'estimer le taux d'érosion du lit de la Loire dans le secteur d'étude, lors de la crue de novembre 2008.

Nous avons envisagé dans un premier temps d'appliquer le modèle hydrosédimentaire à un tronçon de la Loire en supposant que le fond du lit est entièrement alluvial et ne présente aucun affleurement rocheux. Cette hypothèse n'est bien sur pas réaliste compte-tenu des observations faites dans ce secteur de la Loire forezienne. Elle permet toutefois d'apprécier les comportements du modèle et de détecter ses limites.

### 6.2.6.1 Calage du modèle

La procédure de calage du modèle consiste à déterminer le coefficient de rugosité  $ks$  (coefficient de Manning-Strickler), qui permet de minimiser l'écart entre la courbe de tarage réelle et celle calculée à la station de Feurs aval. Le calage a été fait en régime permanent pour différentes valeurs du débit (fig. 6.17). Le coefficient permettant la meilleure adé-

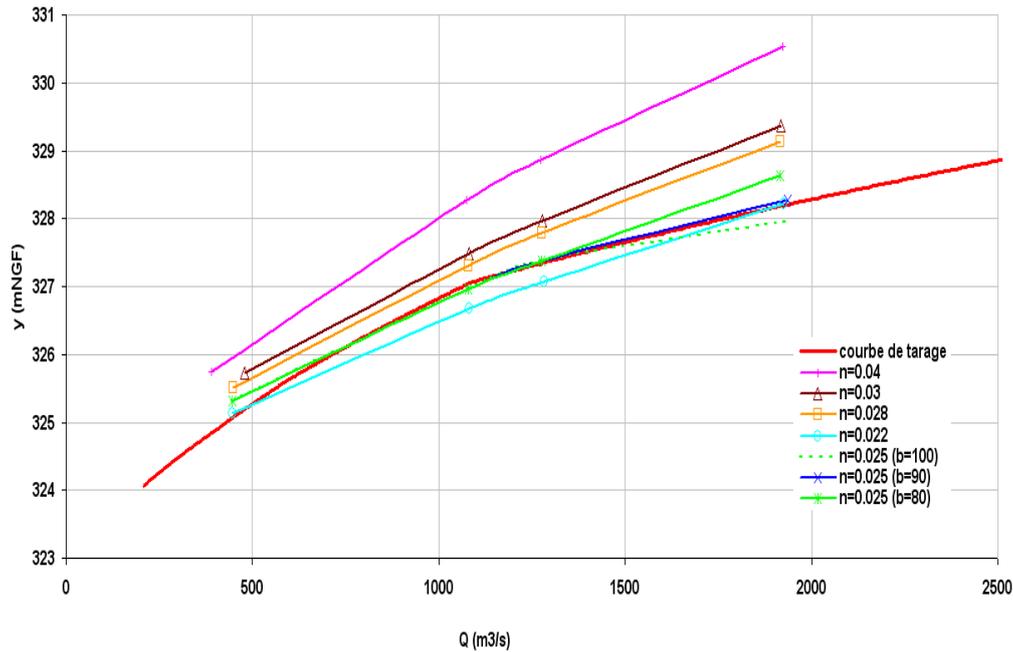


FIGURE 6.17: Courbe de tarage à Feurs pour différentes valeurs du coefficient de Strickler.

quation entre simulation et observation est alors égal à  $n = 0.025$  ( $ks = 40$ ). Cette valeur a été utilisée par la suite, dans le modèle hydrosédimentaire.

### 6.2.6.2 Simulation de la crue de 2008

Les hypothèses de simulation sont les suivantes :

- le régime d'écoulement est non stationnaire. L'hydrogramme de la crue est donné sur la fig. 6.18 :
- le lit est supposé formé de matériaux uniformes de diamètre moyen  $d_m = 30 \text{ mm}$  et de densité égale à 2.6,
- la porosité du lit est supposée égale à 0.6,
- la section transversale du cours d'eau est supposée rectangulaire, avec une largeur constante uniforme de  $b = 100 \text{ m}$ ,
- la pente du chenal est variable,
- la rugosité du fond et des berges sont identiques et uniformes sur l'ensemble du domaine spatial,
- la contrainte critique de mise en mouvement est égale à 0.047,
- le maillage est non uniforme dans l'espace,

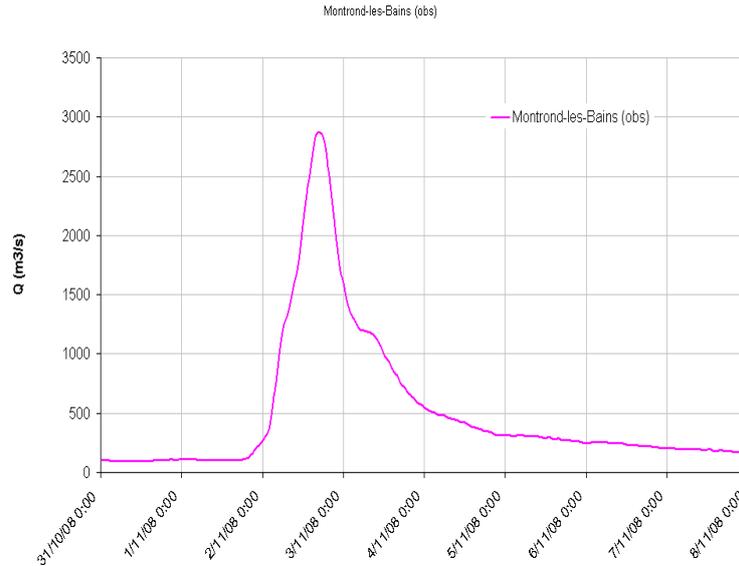


FIGURE 6.18: Hydrogramme de la crue de novembre 2008 à Montrond-les-Bains (source DREAL Centre).

- à l'amont du modèle, on impose le débit liquide  $Q$  et la hauteur d'eau  $h$ ,
- à l'aval, le débit solide est supposé égal à la capacité de transport,
- le pas de temps  $dt$  est variable,
- le nombre de Courant est égal à 0.7,
- le débit solide à l'amont du modèle est supposé égal à la capacité de transport.

La ligne d'eau initiale est déterminée de la manière suivante. La hauteur d'eau est dans un premier temps égale à la hauteur normale correspondant à un régime permanent. On lance le modèle en résolvant les équations de Barré de Saint Venant jusqu'à ce que le débit se propage d'amont en aval et on enregistre la ligne d'eau calculée. Cette première simulation est faite avec l'hypothèse que l'érosion du fond est nulle. Cette ligne d'eau recalculée est par la suite utilisée comme condition initiale du modèle avec transport solide, en régime transitoire.

La période de simulation va du 02/11/2008 à 01 :00 au 04/11/2008 à 01 :00. La crue se prolonge au-delà de cette période mais compte-tenu du temps de calcul trop important, nous n'avons pas simulé la phase de décrue lorsque le débit redescend en-dessous de  $500 \text{ m}^3/\text{s}$ .

L'hydrogramme à Feurs issu de la simulation est reporté sur la figure suivante (fig. 6.19). L'hydrogramme simulé a un débit maximum légèrement inférieur au débit de pointe observé ( $2820 \text{ m}^3/\text{s}$  au lieu de  $2870 \text{ m}^3/\text{s}$  soit un écart de  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Par ailleurs, sur la

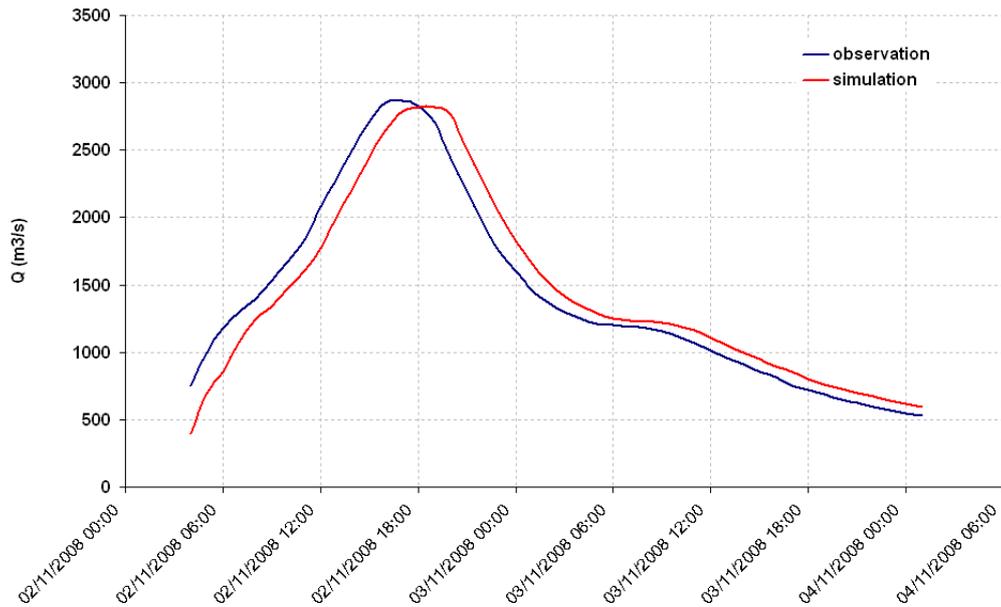


FIGURE 6.19: Comparaison de l'hydrogramme à Feurs aval issu du modèle avec l'hydrogramme réel.

propagation, le modèle est en retard d'1  $h$  sur les observations. Une représentation plus fine de la rugosité de surface aurait dû améliorer ce comportement. Compte-tenu de la durée nécessaire trop importante pour cette simulation<sup>1</sup>, les tests n'ont pas pu être effectués. Ces résultats ont donc ainsi été jugés satisfaisants.

L'application par le modèle des équations d'Exner et de Meyer-Peter Müller ont permis de simuler l'évolution du lit durant la crue.

Deux secteurs se distinguent :

- le secteur de Saint-Laurent-la-Conche
- le secteur à l'aval de la confluence avec le Lignon.

La figure 6.20 montre l'évolution du fond de la Loire entre Montrond-les-Bains et Cleppé, durant la crue de 2008.

1. Environ 12  $mn$  pour simuler 1  $h$  avec un nombre de noeud  $N = 5989$  et un nombre de Courant  $CFL = 0.7$  sur un ordinateur intel pentium P4 1.6 Ghz.

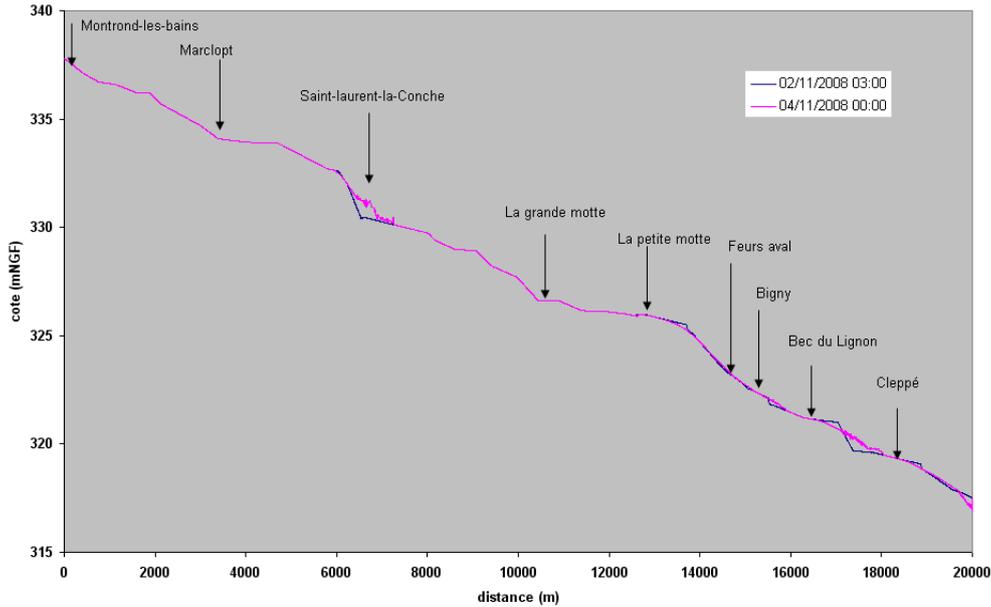


FIGURE 6.20: Evolution de la cote du fond du lit mineur de la Loire durant la crue de novembre 2008.

Le secteur de St-Laurent-la-Conche présente une tendance au dépôt élevée. Cela est dû à la baisse de la capacité de transport (fig. 6.21). Les observations sur la carte IGN montrent la présence d'anciennes gravières dans ce secteur. En cas de crue, l'élargissement du lit dans ce secteur ralentit l'écoulement, et favorise les phénomènes de dépôts.

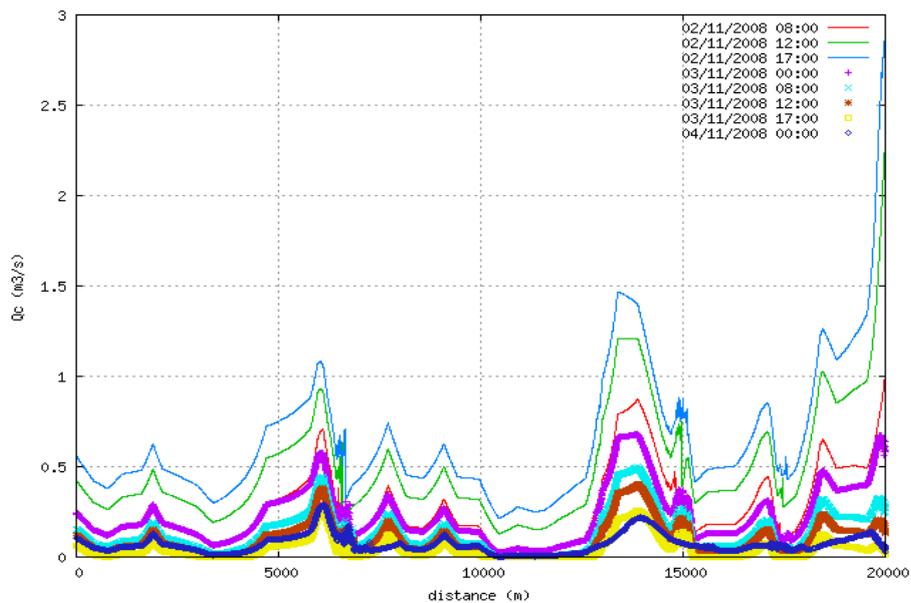


FIGURE 6.21: Evolution de la capacité de transport (les courbes en ligne continue représentent la période entre le début de la crue et son maximal. Les autres courbes correspondent à la décrue).

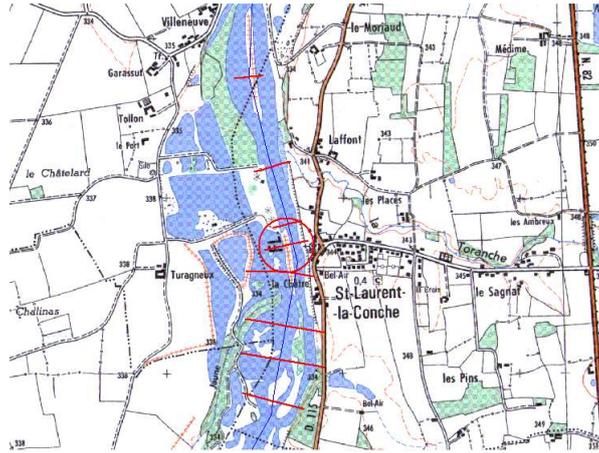


FIGURE 6.22: Localisation du dépôt maximum simulé par le modèle.

Si on compare les comportements des différents tronçons, on constate une dynamique faible à l'amont de Marclopt qui s'intensifie au fur et à mesure qu'on avance vers l'aval. Les zones où l'on observe de l'érosion en revanche sont marquées par une hausse importante de la capacité de transport. **L'érosion maximale est d'environ 30 cm** dans la zone située à l'aval de la confluence avec le Lignon (fig. 6.23). Le débit important apporté par cet affluent lors la crue de 2008 (près de  $220 \text{ m}^3/\text{s}$  à la station de Ponçins) a joué un rôle majeur sur l'érosion des secteurs immédiatement à l'aval.

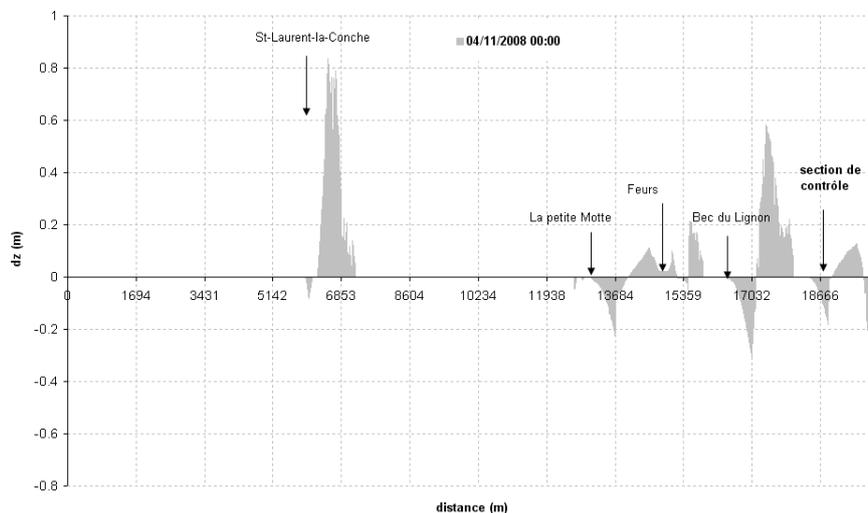


FIGURE 6.23: Ecart entre la cote avant et après la crue de 2008 entre Montrond-les-Bains et Cleppé.

Le modèle reproduit correctement les tendances au dépôt et à l'érosion (fig. 6.24). Les secteurs qui présentent des changements de pente sont dans la réalité caractérisés par une **érosion régressive vers l'amont** et un **dépôt progressif vers l'aval**. Ce comporte-

ment est retrouvé dans les simulations, avec l'engravement des parties concaves tandis que les zones où le lit est de forme convexe se retrouvent érodées.

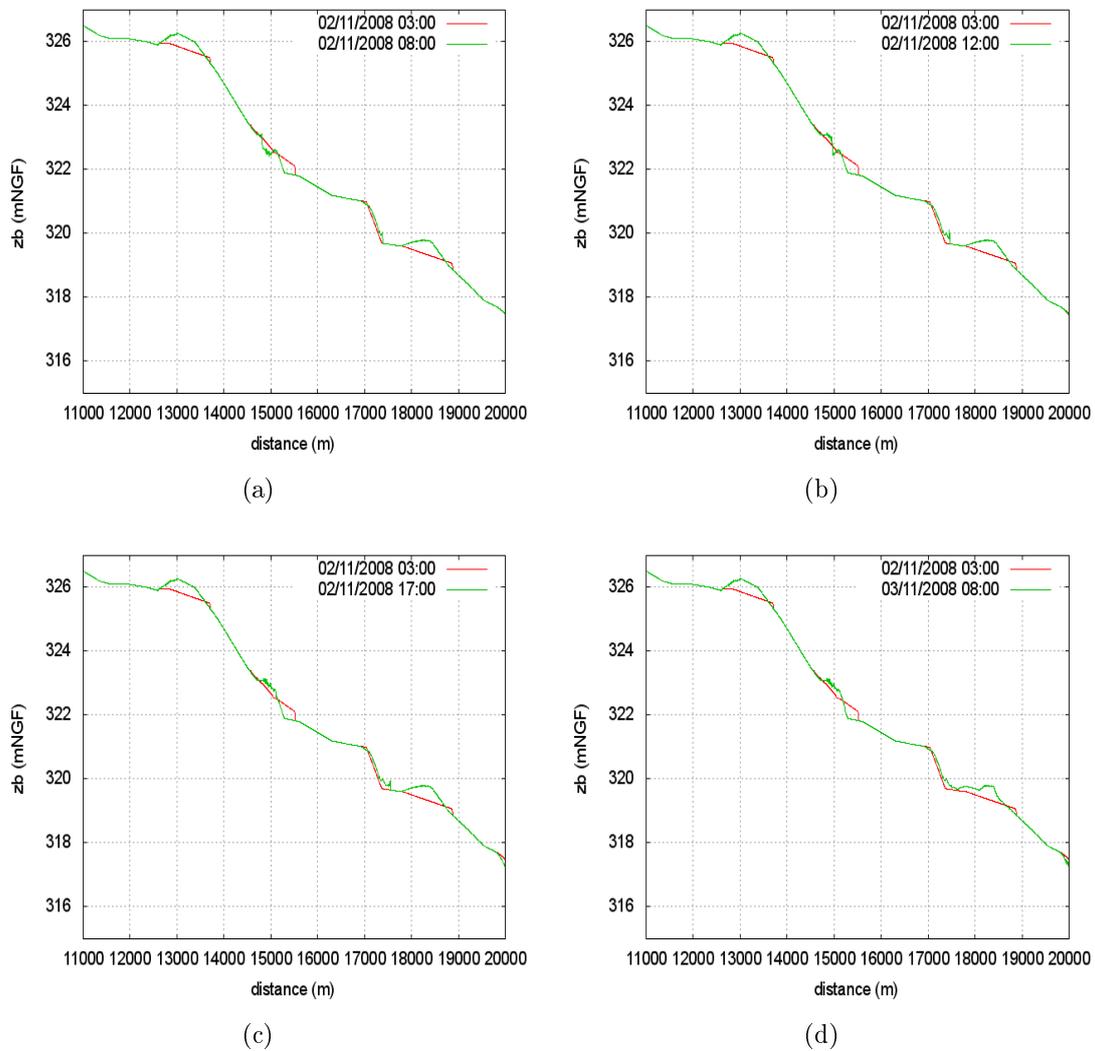


FIGURE 6.24: Evolution de la cote du fond entre le 02/11/2008 03 :00 et le 03/11/2008 08 :00 ( $CFL = 0.7$ ,  $N = 5989$ ).

Au niveau de la Petite Motte, il se produit initialement un dépôt qui va être emporté au fur et à mesure que l'intensité de la crue augmente.

A l'aval de la confluence avec le Lignon, le changement de pente provoque un phénomène d'érosion-dépôt. On constate ainsi après le passage de la crue une accumulation de matériaux dans la zone concave située entre la confluence du Lignon et Cleppé. Dans la réalité, on s'attend à voir ce comportement, car durant la décrue les matériaux en suspension vont se déposer par décantation. Or, notre modèle ne prend pas en compte de la suspension

donc ce résultat ne reflète pas la réalité mais constitue la traduction de la baisse de la capacité de transport qui dans la discrétisation de l'équation d'Exner se traduit par une augmentation de la cote du fond du lit.

En regardant les graphiques de débits (fig. 6.25) à différents instants de la crue, on voit que des instabilités numériques se produisent au niveau des changements de pente. Ces perturbations sont localisées et sont proportionnelles à l'intensité de la crue. Par ailleurs, dans la phase de montée de la crue, les débits sont décroissants d'amont en aval en raison de la propagation de l'onde. Une fois la pointe passée, la tendance s'inverse. En effet, alors qu'à l'amont le débit commence à baisser, à l'aval l'onde du pas de temps précédent n'est pas encore arrivée.

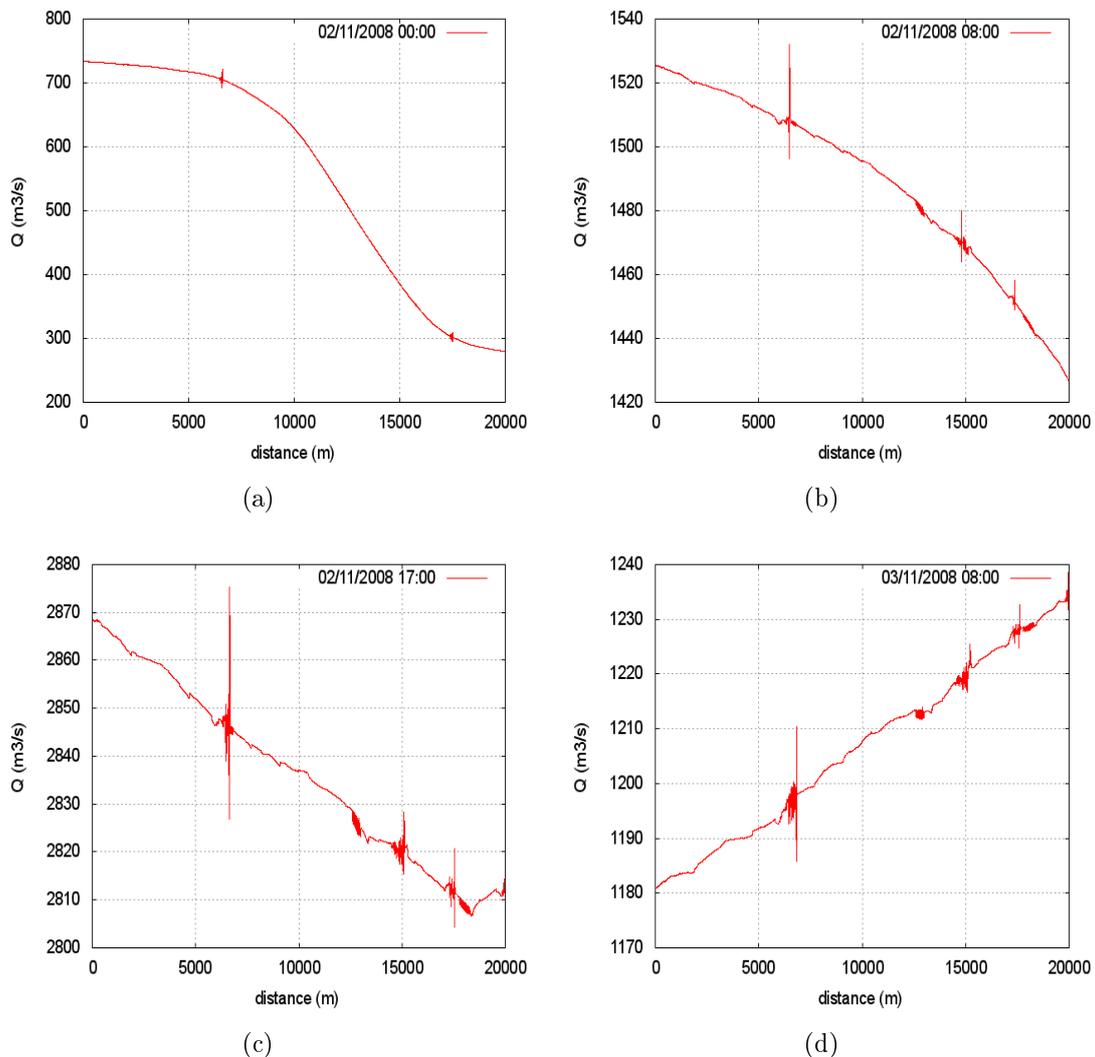


FIGURE 6.25: Evolution du débit entre le 02/11/2008 03 :00 et le 03/11/2008 08 :00 ( $CFL = 0.7$ ,  $N = 5989$ ).

L'application du critère de Courant-Friedrich-Lévy permet au modèle d'adapter le pas de temps à chaque instant afin d'être stable. Les pas de temps utilisés sont très faibles et varient très peu durant la simulation (de l'ordre du  $10^{-3}$  secondes) (fig. 6.26). L'analyse de l'évolution du pas de temps montre qu'au début de la phase de montée du débit, le modèle présente une meilleure stabilité qui se traduit par un temps de calcul rapide (fig. 6.26 (a)). Le modèle réduit ce pas de temps lorsque le débit augmente, car en parallèle une instabilité se crée dans le schéma numérique. On voit que lorsque la pointe est proche, le pas de temps  $dt$  baisse brutalement (fig. 6.26 (b)). Un comportement inverse est observé durant la décrue où le modèle va avoir tendance à augmenter son pas de temps rapidement (fig. 6.26 (c) et (d)).

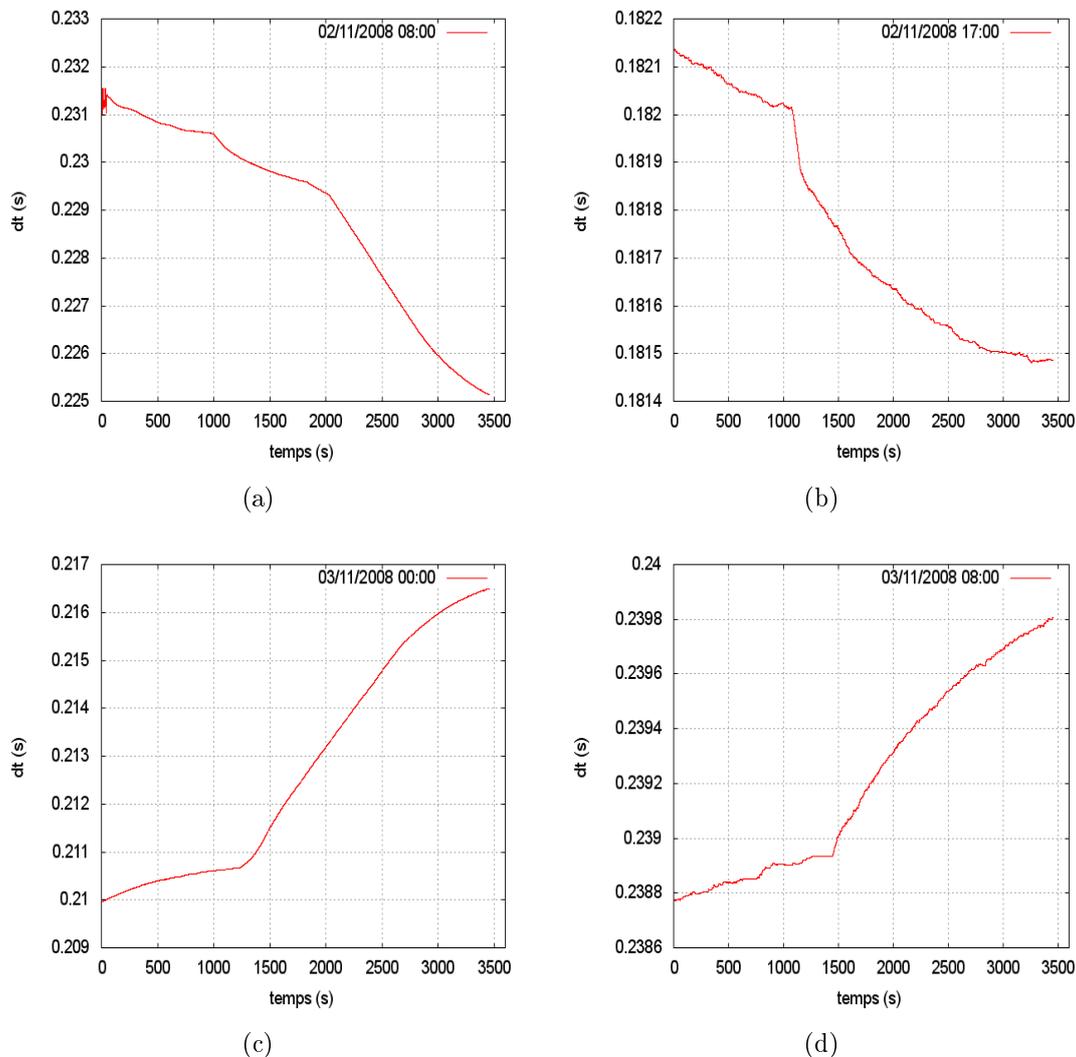


FIGURE 6.26: Evolution du pas de temps entre le 02/11/2008 03 :00 et le 03/11/2008 08 :00 ( $CFL = 0.7$ ,  $N = 5989$ ).

## 6.3 Validation du modèle

L'objectif de cette section est de comparer les résultats du modèle avec des mesures faites dans le lit de la Loire.

### 6.3.1 Dispositif expérimental

Il existe différentes méthodes pour mesurer la charge de fond dans les cours d'eau. Ces méthodes peuvent être classées en trois grandes catégories :

- les techniques d'échantillonnage avec dispositifs immergés, comprenant les appareils de type Helley-Smith ou les fosses d'extraction (Liebault, 2003),
- les techniques fondées sur la mesure des modifications topographiques consécutives à la mise en mouvement des sédiments (Ham and Church, 2000),
- les techniques basées sur un suivi topographique des sections transversales du fleuve et une mesure de la distance parcourue par les particules (Laronne et al, 1992 ; Liébault, 2003, Rollet, 2007).

L'utilisation des échantillonneurs de type Helley-Smith est optimale lorsque les particules transportées par charriage ont un diamètre médian  $d_{50}$  compris entre 1 mm et 8 mm.

La deuxième technique nécessite un matériel spécifique, notamment dans des secteurs à méandres où à mouilles profondes.

La troisième est relativement facile à mettre en oeuvre et a un coût raisonnable. Elle a été expérimentée sur des rivières de petite et moyenne taille. Elle a été entre autre utilisée sur l'Ain, pour des largeurs comprises entre 15 et 65 m) (Rollet, 2007).

Cette technique consiste à estimer la quantité de matériaux charriée au cours d'un événement, à l'aide la relation empirique suivante (Liébault, 2005) :

$$V = (1 - \lambda_p).A.L \tag{6.3.1}$$

avec :

$\lambda_p$  : la porosité du lit [-],

$A$  : la section solide mobilisée [ $m^2$ ],

$L$  : la distance moyenne parcourue par les matériaux [ $m$ ],

$V$  : le volume de charge de fond transporté au cours de la crue [ $m^3$ ].

La section mobilisée  $A$  peut être mesurée à l'aide de chaînes insérées dans le lit (Laronne

et al, 1994 ; Liébault, 2004 ; Rollet, 2005) (fig. 6.27), ou à l'aide de mesures topographiques DGPS.

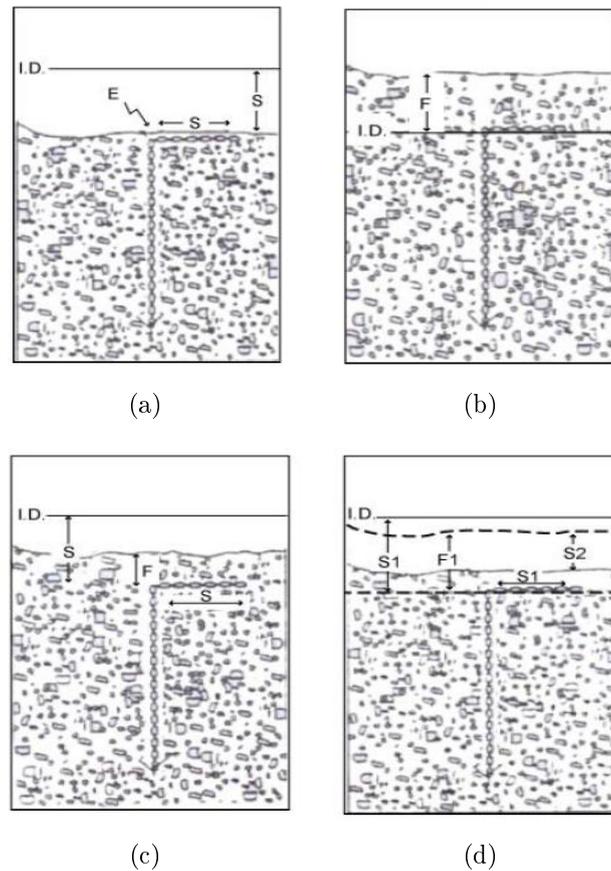


FIGURE 6.27: Principe de mesure à l'aide des chaînes d'érosion (Laronne et al, 1994, Rollet, 2004). (a) : érosion du lit sur une épaisseur  $S$  à partir du niveau initial  $ID$ ,  $S$  est égal à la longueur de chaîne horizontale, couchée sur le fond du lit ; (b) : remblaiement du lit sur une épaisseur  $F$  à partir du niveau de base issu d'un épisode de creusement antérieur ; (c) : érosion du lit sur une épaisseur  $S$  suivie d'un remblaiement sur une épaisseur  $F$  ; l'évolution du niveau topographique après passage de la crue est égale à  $S-F$ . (d) : érosion initiale sur une épaisseur  $S_1$  suivie d'un remblaiement sur une épaisseur  $F_1$ , érosion finale sur une épaisseur  $S_2$ , la chaîne ne permet pas dans ce cas de suivre fidèlement la succession des épisodes de creusement et de remblaiement (Liébault, 2003 ; Rollet, 2007).

Il aurait été intéressant d'utiliser cette technique si on voulait déterminer les volumes en transit lors des phases de creusement et de remblaiement au cours d'une crue (Rollet, 2007). Cela aura nécessité cependant nécessité le relevé des chaînes immédiatement après l'évènement car les chaînes d'érosion n'enregistrent qu'une seule séquence de creusement-remblaiement. Si plusieurs évènements se succèdent, les chaînes n'enregistrent que la phase de creusement maximal et le remblaiement final (Rollet, 2007 ; Liébault, 2003). Ce dernier

peut alors présenter des lacunes si la crue se termine par une phase de creusement. Il y a donc une part d'information qui échappe à cette technique. Nous nous intéressons dans notre cas au bilan global de l'évènement c'est-à-dire à l'évolution du fond du lit durant la crue. Les mesures DGPS faites avant et après la crue de 2008 nous ont fourni cette information. Cette technique était par conséquent parfaitement adaptée à notre cas.

Parmi les nombreuses techniques permettant le suivi des particules, on distingue :

- l'utilisation de traceurs peints (Laronne et al., 1992), dont le principal avantage est son faible coût et sa facilité de mise en oeuvre,
- l'usage de traceurs radioactifs, qui présente un fort taux de retour mais dont la toxicité et le danger pour le public et l'environnement rend difficile l'usage,
- l'utilisation des radio-transmetteurs ("pit tags"), qui permet la localisation en continu des particules équipées d'émetteurs. L'inconvénient est que le coût est particulièrement élevé et la méthode est assez limitée aux grosses particules.

Compte-tenu de la facilité de mise en oeuvre de la méthode des radio-transmetteurs et de son efficacité avérée dans diverses applications similaires (Liébault, 2005, Rollet, 2007), nous avons choisi de l'utiliser pour le suivi des particules dans le lit de la Loire.

Les particules à équiper de transpondeurs doivent représenter dans la mesure du possible les matériaux du lit. Il est donc nécessaire de procéder dans un premier temps à une mesure granulométrique, afin de définir la taille des particules et ainsi choisir la dimension de transpondeur adaptée.

La technique la plus utilisée est celle de Wolman (1954). Cette méthode simple, permet de voir la répartition granulométrique sur un échantillon d'au moins 100 particules, dans une zone homogène du lit, en sachant qu'un échantillonnage de 300 à 400 particules améliorerait considérablement les résultats (Rice and Church, 1996).

Nous avons entrepris des mesures en différents points de la Loire, à l'aide de la méthode de Wolman (1954).

L'objectif de ces mesures était de voir l'évolution de la taille des grains sur le linéaire entre Andrézieux et Feurs, afin de déterminer la taille des grains à suivre à l'aide des transpondeurs passifs (Pit tags).

Les mesures ont été faites aux points suivants :

- à l'amont de la station de pompage d'Andrézieux-Bouthéon,
- à Montrond-les-Bains en face de la confluence avec la Mare,

- à la Petite Motte, 2.5 km à l'amont du barrage de Feurs.

A l'issue des mesures, il a été possible de déterminer les diamètres caractéristiques  $d_{50}$  des différents sites d'échantillonnage (fig. 6.28). Nous avons échantillonné des galets, dont les

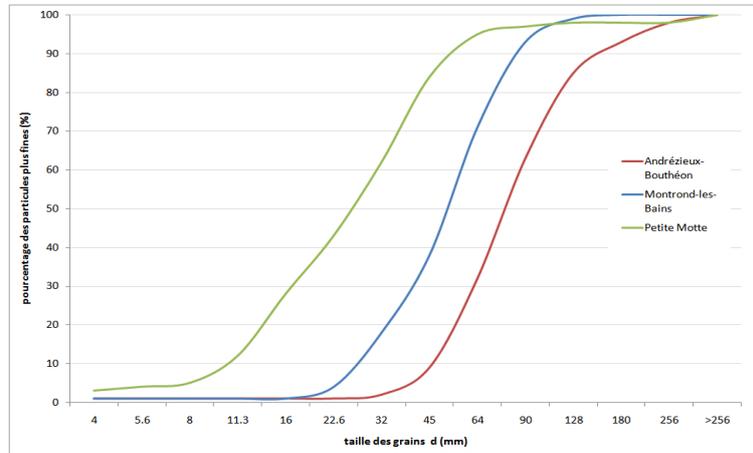


FIGURE 6.28: Courbes granulométriques des échantillons prélevés à Andrézieux (rouge), Montrond-les-Bains (bleu) et la Petite Motte (vert).

dimensions permettent d'insérer les transpondeurs passifs de type RI-TRP-WR3P-30 de dimensions  $L = 23.1 \text{ mm}$ ,  $\phi = 3.85 \text{ mm}$ . Les galets sélectionnés ont un diamètre de 60 mm. Ces galets ont été percés, équipés chacun d'un transpondeur (fig. 6.29). Les galets ont ensuite été rebouchés à l'aide d'un joint d'étanchéité résistant à l'eau. Les galets ont



FIGURE 6.29: Dispositif de mise en place des transpondeurs (a) et photo du modèle RI-TRP-WR3P-30 (b).

été ensuite déposés en "cluster" afin de ne pas les surexposer aux écoulements et d'essayer de reproduire une imbrication naturelle (Rollet, 2004)(fig. 6.30).



FIGURE 6.30: Mise en place des graviers en cluster dans le lit du fleuve.

### 6.3.2 Résultats

Nous avons fait le suivi des galets déposés à Epercieux St Paul. 200 particules ont été placées en septembre 2007. Une campagne de mesure a été réalisée en juillet 2009 afin de retrouver les particules. Les recherches ont été réalisées sur un linéaire d'environ 1 km. La campagne a permis de retrouver 7 particules, soit un taux de retour de 3.5 % (fig. 6.31). Les distances de transports sont comprises entre 100 et 700 m. Au niveau du dernier point à l'aval, l'écoulement est accéléré par un seuil naturel avec des enrochements dans le lit. Nous pensons donc qu'il est possible que certains galets aient été emportés au-delà, sur une distance de plus de 1 kilomètre. Les mesures topographiques dans la section de me-

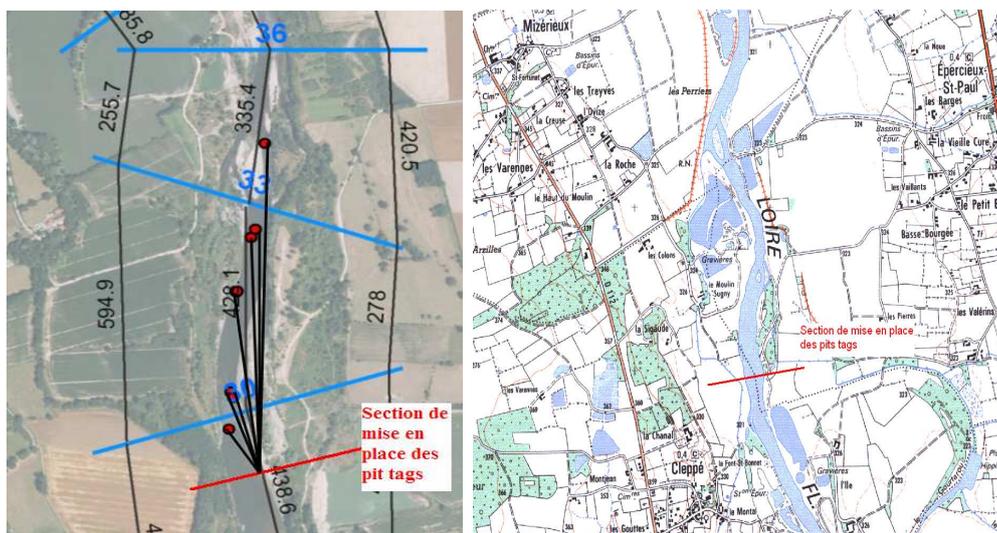


FIGURE 6.31: Distance de transport des particules de diamètre moyen  $d_m = 60 \text{ mm}$  (les chiffres indiqués sur la figure représentent des distances en m en rive gauche, rive droite et dans l'axe principal) et localisation de la section de mise en place sur une carte à l'échelle 1 : 25000 ème.

sure lors de la pause des galets et lors de la campagne de recherche ont été comparées afin d'observer les modifications survenues durant la période. Nous voyons sur la figure 6.32 que cette zone a connu une érosion et un dépôt importants. Le lit s'est enfoncé atteignant environ  $60\text{ cm}$  (fig. 6.33) par endroit. Cet abaissement du lit est la conséquence de la crue de la Loire de novembre 2008, qui avait atteint  $2920\text{ m}^3/s$  dans ce secteur.

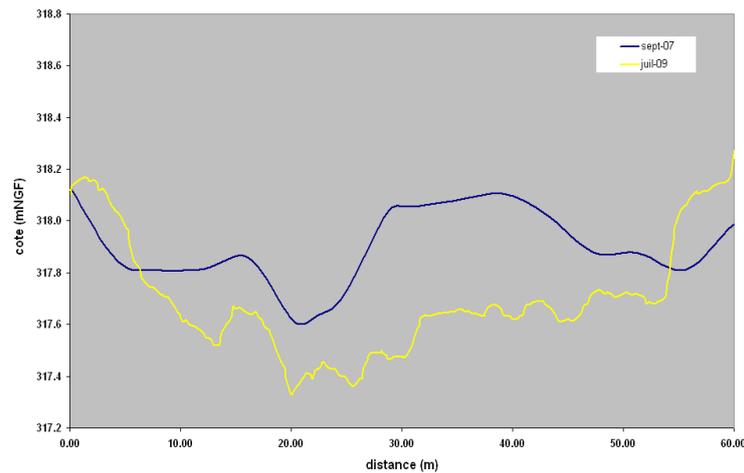


FIGURE 6.32: Profils en travers de la section de contrôle en septembre 2007 et en juillet 2009.

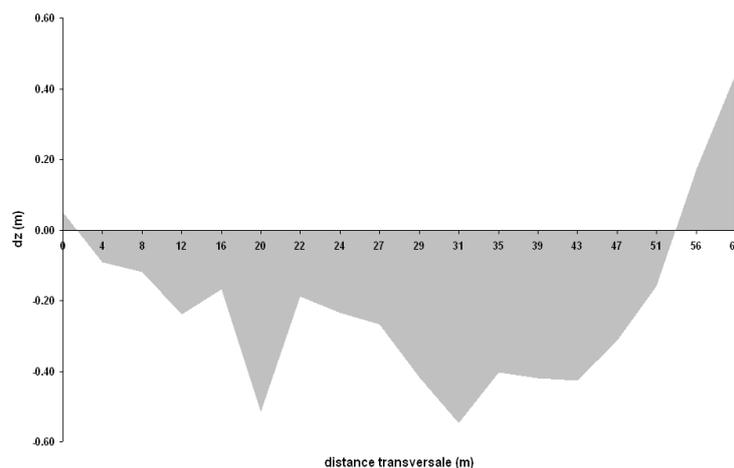


FIGURE 6.33: Evolution de la section de mise en place des pit tags entre septembre 2007 et juillet 2009.

Le faible taux de retour lors de la recherche des pit tags vient du fait que lors de la crue, il y a eu une première phase où les galets ont été mobilisés. Cette phase s'est traduite

par une forte érosion du lit dans le secteur, de plus de 80 *cm* et le déplacement des galets sur une distance de plus de 700 *m*. S'en est suivie une période de décrue où la vitesse a diminué, favorisant un dépôt de l'ordre de 50 *cm* d'épaisseur qui a enfoui certains galets. C'est la raison pour laquelle plusieurs galets n'ont pu être retrouvés car l'antenne ne détecte pas lorsque les transpondeurs sont enfouis à plus de 25 *cm* de la surface du lit. En appliquant la relation 6.3.1, il est alors possible de déterminer un volume moyen de matériaux résultant à la fois des phénomènes d'érosion et de dépôt. Avec une épaisseur moyenne de la couche participant au transport égale à 30 *cm*, pour une porosité des grains est de 0.4, une largeur moyenne de 60 *m* et une distance parcourue de 1000 *m*, **le volume mobilisé vaut alors près de 11000  $m^3$ .**

Dans le modèle, l'érosion dans la section de contrôle est de l'ordre de 20 *cm* tandis que les mesures au GPS donnent une moyenne de 30 *cm*. Compte-tenu des hypothèses simplificatrices faites dans le modèle, cet écart est satisfaisant. Il s'explique par l'utilisation de la capacité de transport pour le calcul du taux d'érosion car celle-ci est largement supérieure au volume réel transporté.

La deuxième explication vient de la géométrie simplifiée utilisée dans le modèle. En effet, le fait de prendre une largeur uniforme sur tout le linéaire réduit les effets de réduction ou d'élargissement du lit, pouvant entraîner des augmentations ou des réductions de la vitesse d'écoulement et de la contrainte de cisaillement.

La granulométrie uniforme explique également cette différence. En effet, on n'a considéré dans le modèle qu'une seule classe granulométrique, avec un diamètre moyen  $d = 30$  *mm*. Cette hypothèse conduit à sous-estimer la quantité de matériaux transportée lors de cet événement de crue.

## 6.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les équations qui régissent l'écoulement et le transport solide dans un cours d'eau en régime non-permanent et dans le cas monodimensionnel.

**La résolution de ces équations a été faite à l'aide du schéma de Lax, qui est un schéma numérique explicite d'ordre 1 et dont la stabilité est conditionnée par le critère de Courant-Friedrich-Lévy (CFL).**

Ce modèle hydrosédimentaire a été testé sur différents cas issus de la littérature (Abdal-

lah, 2004; Balayn, 2001; Soni et al., 1980).

Ces tests ont permis de faire les constats suivants :

- Le code de calcul converge vers la solution analytique de référence dans les différents tests, ce qui montre un comportement fiable du schéma de Lax pour l'application que nous envisageons sur la Loire.
- Plusieurs facteurs peuvent affecter la stabilité du modèle : le maillage, la pente du cours d'eau, le choix des conditions aux limites et des conditions initiales, le choix du nombre de Courant.
- Le schéma de Lax présente, dans certains cas, une diffusion numérique, en raison des changements de régime d'écoulement (passage du régime fluvial au régime torrentiel et vis-versa).

L'application du modèle sur la crue de 2008 a permis d'obtenir des résultats satisfaisants. Des problèmes de stabilité numérique ont néanmoins été constatés. L'amélioration du maillage devra permettre de les diminuer.

Les résultats du modèle ont été comparés aux mesures faites à l'aide de transpondeurs passifs. Les conclusions tirées de cette expérience sont les suivantes :

- Cette méthode s'est avérée être un bon moyen dans la quantification du volume solide. Malgré le faible taux de retour de l'expérience, comparé à d'autres études (25 à 36 % sur l'Ain (Rollet, 2007)), elle permet une estimation de la distance de transport des galets.
- Ce taux de retour est conditionné par l'intensité de la crue et la largeur du cours d'eau. Rollet (2007) précise que le taux de retour élevé obtenu par Lamarre et al (2005) a été obtenu sur une section étroite (7 m en moyenne) et peu profonde (0.6 m lors du débit pleins bords).
- Il aurait été certainement plus intéressant de faire un suivi sur des périodes plus courtes de façon à mettre en évidence l'effet des plus petits débits. Dans notre cas, pour des raisons logistiques, il s'est passé une période d'environ 2 ans entre la mise en place et la recherche des pit tags.

L'intérêt de ces mesures du transport solide dans la Loire sera in fine de constituer une base de données permettant de valider des expériences en laboratoire ou des simulations numériques liées aux problèmes d'enfoncement du lit.

Les résultats obtenus jusqu'ici correspondent à un lit entièrement alluvial. Dans le chapitre

qui suit, nous présenterons le cas où les affleurements marneux sont intégrés dans le calcul du taux d'érosion du lit de la Loire.



# Chapitre 7

## Modèle d'incision du substratum marneux

---

### Sommaire

---

<b>7.1</b>	<b>Introduction . . . . .</b>	<b>145</b>
<b>7.2</b>	<b>Application du modèle de Sklar et Dietrich . . . . .</b>	<b>146</b>
<b>7.3</b>	<b>Application du modèle de Dickenson et Baillie . . . . .</b>	<b>150</b>
7.3.1	Détermination de l'indice d'altérabilité des marnes de la Loire . . . . .	150
7.3.2	Détermination de la puissance hydraulique . . . . .	153
7.3.3	Détermination du taux d'incision de la marne . . . . .	154
<b>7.4</b>	<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>156</b>

---

## 7.1 Introduction

Ce chapitre présente les applications du modèle de Sklar et Dietrich (2001) ainsi que celui de Dickenson et Baillie (1999). L'objectif est de voir si ce type de modèle est utilisable à l'échelle d'une ou plusieurs crues.

Il comporte deux sections. La première montre les résultats du modèle de Sklar et Dietrich. Dans la seconde, les essais ayant permis la détermination du coefficient d'abrasion sont détaillés. Ce paramètre ainsi que les résultats du modèle hydraulique sont ensuite utilisés afin de déterminer le taux d'incision sur l'exemple de trois sites présentant des affleurements marneux, qui ont fait l'objet d'échantillonnages.

Nous concluons par un bilan sur le couplage de ces méthodes avec le modèle hydrosédimentaire alluvial.

## 7.2 Application du modèle de Sklar et Dietrich

Cette méthode permet une estimation du taux d'érosion moyen à partir d'un seul paramètre : **la résistance à la traction** ( $\sigma_t$ ).

La revue bibliographique sur des études réalisées sur la marne a fourni les valeurs suivantes :

Tableau 7.1: Valeurs de la résistance à la traction issues de la littérature.

Référence	Valeurs de $\sigma_t$ (MPa)
Vujec et al. (1990)	2.03 - 2.98
Kahraman et al. (2000)	1 - 5.2
Yavuz et al. (2003)	1.5
Basarir et Karpuz (2004)	2.13 - 7.9
Giraudi et al. (2009)	2-5

La résistance à la traction d'une roche peut être déterminée à l'aide de l'équation de Hoek et Brown (1980) :

$$\sigma_T = \frac{\sigma_c}{2}(\sqrt{m_b^2 + 4} - m_b) \quad (7.2.1)$$

$m_b$  est la constante de Hoek and Brown,  $\sigma_C$  est la résistance à la compression uniaxiale de la roche en [MPa].

La marne étant considérée comme une roche meuble, la valeur de  $\sigma_c$  est comprise entre 1 et 5 [MPa] d'après Kulhawy et Phoon (1993).

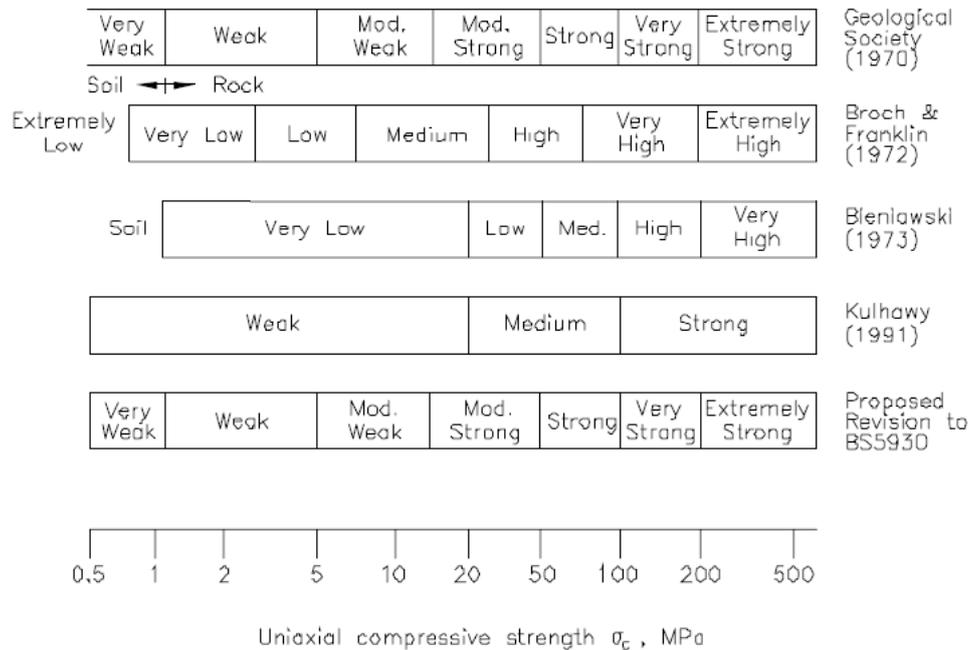


FIGURE 7.1: Classification des résistances à la compression uniaxiale des matériaux (Kulhawy et Phoon, 1993).

## CHAPITRE 7. MODÈLE D'INCISION DU SUBSTRATUM MARNEUX

Le coefficient de Hoek et Brown  $m_b$  est déterminé par l'équation suivante :

$$m_b = m_i \exp\left(\frac{GSI - 100}{28}\right) \quad (7.2.2)$$

où :

$m_i$  est une constante caractéristique de la roche,

$GSI$  ou Geological Strength Index est un nombre adimensionnel estimé à partir de l'examen de la qualité de la masse rocheuse in-situ. Les valeurs de  $m_i$  sont indiqués dans le tableau 7.2. La valeur adoptée dans notre cas pour la marne est de l'ordre de  $7 \pm 2$ .

Tableau 7.2: Valeurs de la constante  $m_i$  par groupe de roche. Les valeurs entre parenthèses sont estimées.

Type de roche	Classe	Groupe	Texture			
			Grossier	Moyen	Fin	Très fin
SEDIMENTAIRE	Clastique		Conglomérats (21 ± 3)	grès 17 ± 4	grès fin 7 ± 2	argilites 4 ± 2
			Brèches (19 ± 5)		Greywackes (18 ± 3)	argile schisteuse (6 ± 2)
			Marne (7 ± 2)			
	non clastique	Carbonates	Calcaire cristallin (12 ± 3)	Calcaire spartique (10 ± 2)	Calcaire micritique (9 ± 2)	Dolomites (9 ± 3)
		Evaporites	Gypse 8 ± 2		Anhydrite 12 ± 2	
		Organiques	Craie 7 ± 2			
METAMORPHIQUE	non feuilletée		Marbre 29 ± 3	Cornéenne (19 ± 4)	Quartzites 20 ± 3	
	légèrement feuilletée		Migmatite (29 ± 3)	Amphibolites 26 ± 6		
	feuilletée		Gneiss 28 ± 5	Schiste 12 ± 3	Phyllites (7 ± 3)	Slates 7 ± 4
	Plutonique	Claire	Granite 32 ± 3	Diorite 25 ± 5		
sombre		Gabbro 27 ± 3	Dolérite (16 ± 5)			
IGNEE	Hypabyssale		Porphyres (20 ± 5)	Diabase (15 ± 5)	Péridotite (25 ± 5)	
	Volcanique	Lave	Rhyolite (25 ± 5)		Dacite (25 ± 3)	Obsidienne (19 ± 3)
		Pyroclastique	Agglomérat (19 ± 3)	Brèches (19 ± 5)	Tuf (13 ± 5)	

En utilisant la méthode GSI (Hoek, 1995) (fig. 7.2), la marne étant considérée une roche de qualité moyenne, la valeur de GSI est de l'ordre de  $25 \pm 10$ . En intégrant ces valeurs dans l'équation 7.2.2, nous obtenons une valeur de  $m_b$  égale à  $0.6 \pm 0.4$ .

# CHAPITRE 7. MODÈLE D'INCISION DU SUBSTRATUM MARNEUX

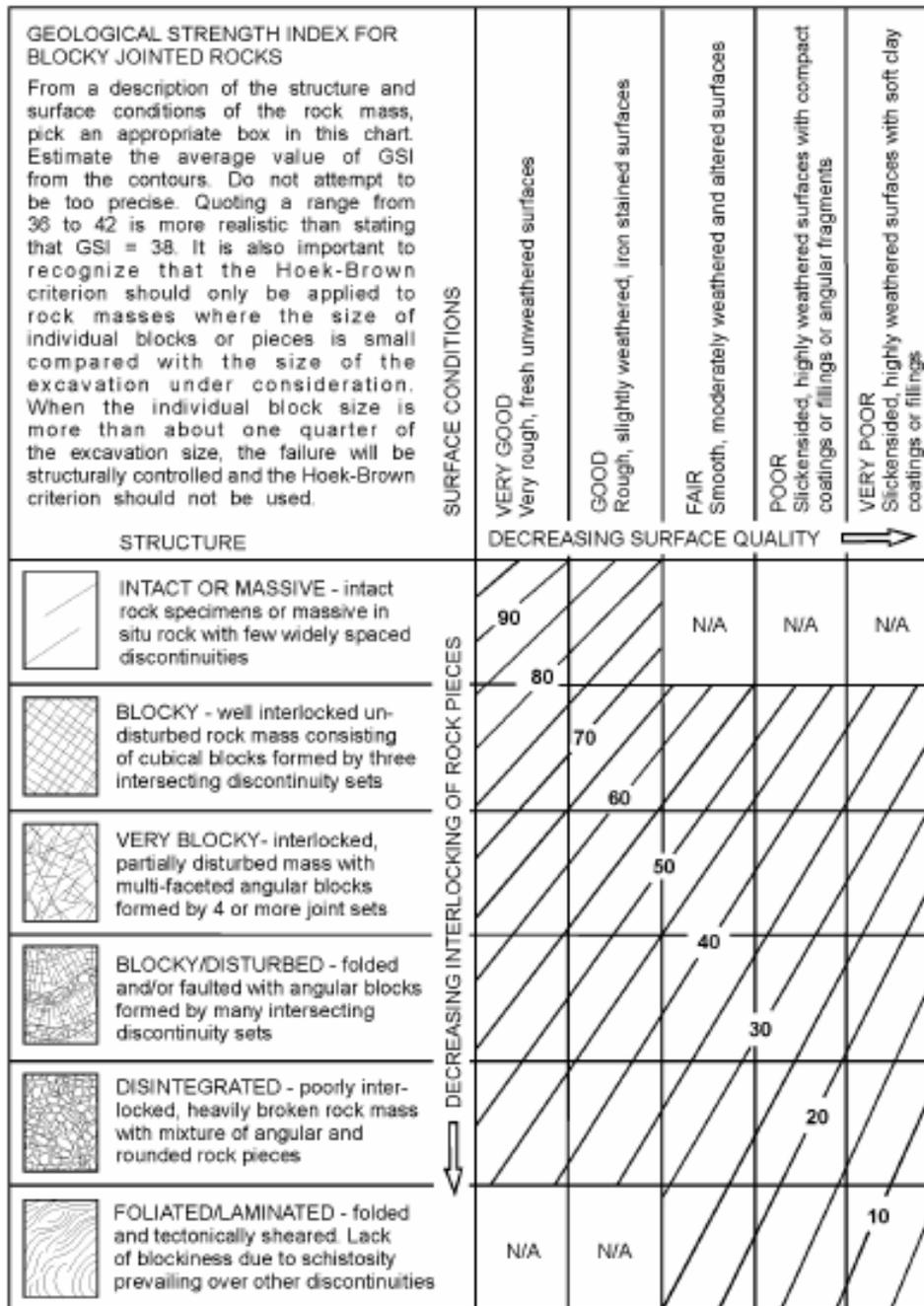


FIGURE 7.2: Valeur de l'indice de dureté géologique selon la nature de la roche (Hoek ; 2001)

Le tableau suivant récapitule les valeurs choisies.

Tableau 7.3: Valeurs des paramètres mécaniques et du taux d'érosion de la marne.

Paramètre	$m_i$	$GSI$	$m_b$	$\sigma_c(moy)$	$\sigma_t(moy)$
Valeurs	$7 \pm 2$	$25 \pm 10$	$0.6 \pm 0.4$	$3 \pm 2$	$2.2 \pm 1.5$

## CHAPITRE 7. MODÈLE D'INCISION DU SUBSTRATUM MARNEUX

Le taux d'incision en  $I$  en  $mm/an$  peut alors être déterminé à l'aide de la relation suivante :

$$I = 24h.365jr.E.\frac{1}{\rho.(1-\lambda_p)} \quad (7.2.3)$$

avec :

$E$  : le taux d'incision déterminé à l'aide de l'abaque de Sklar et Dietrich  $g/hr$ ,

$\rho$  : la masse volumique [ $kg/m^3$ ],

$\lambda_p$  : la porosité [-].

Compte-tenu de la valeur de la résistante à la traction, le graphique de Sklar et Dietrich donne un taux d'incision moyen  $E$  de la marne d'environ  $2.1 g/hr$  (fig. 7.3). En prenant une masse volumique de  $1900 kg/m^3$  et une porosité de  $0.05$ , l'équation 7.2.3 donne une valeur de l'incision  $I = 11 mm/an$ . Les mesures faites par SOGREAH en 2008 (reportées

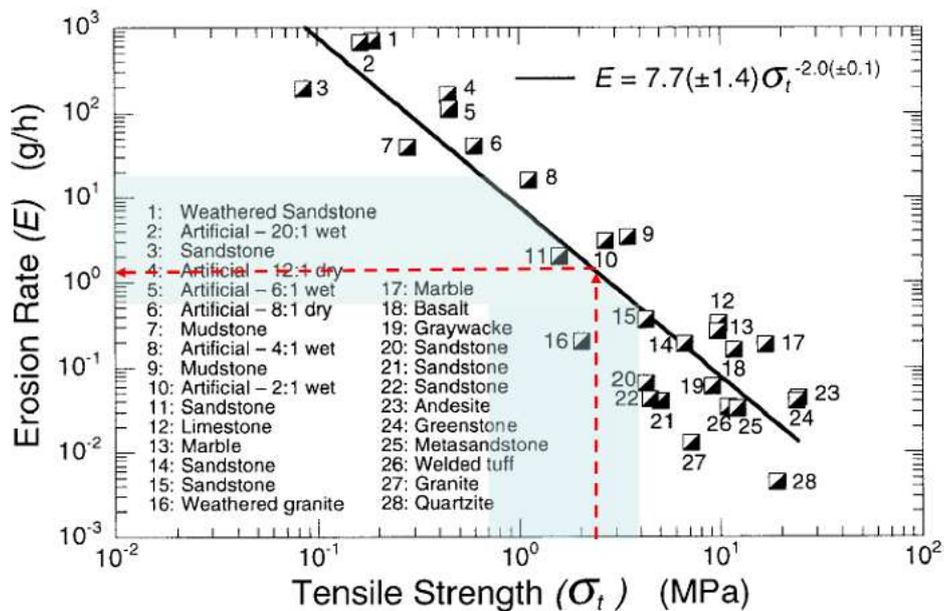


FIGURE 7.3: Corrélation entre le taux d'abrasion et la résistance à la traction d'une roche (Sklar and Dietrich, 2001).

dans Hydratec (2008)) ont montré que l'incision du lit à l'aval de Feurs est de l'ordre de 20 à 40  $mm/an$ .

Au vu de ces résultats, nous constatons donc que **malgré la simplicité de cette méthode, les valeurs estimées restent cohérentes avec les mesures effectuées dans la zone d'étude.**

### 7.3 Application du modèle de Dickenson et Baillie

Cette méthode a été appliquée sur une échelle de temps plus longue, entre 1984 et 2006. Ce choix a été dicté par les plages d'utilisation de l'abaque de Dickenson et Baillie (1999), qui pour une puissance hydraulique totale trop faible n'est pas utilisable.

#### 7.3.1 Détermination de l'indice d'altérabilité des marnes de la Loire

Le comportement des particules reproduit lors des essais d'altérabilité est censé représenter l'abrasion d'un lit rocheux par la charge de fond. L'objectif de ces essais est de déterminer l'indice d'altérabilité du 2nd cycle  $Id_2$  qui représente la masse restante de l'échantillon par rapport à sa masse initiale, à l'issue de deux cycles "humide-sec".

Des échantillons ont été collectés en deux endroits du lit et ont fait l'objet de deux types d'essais : l'essai d'altérabilité standard et l'essai d'altérabilité modifié (Dickenson et Baillie, 1999).

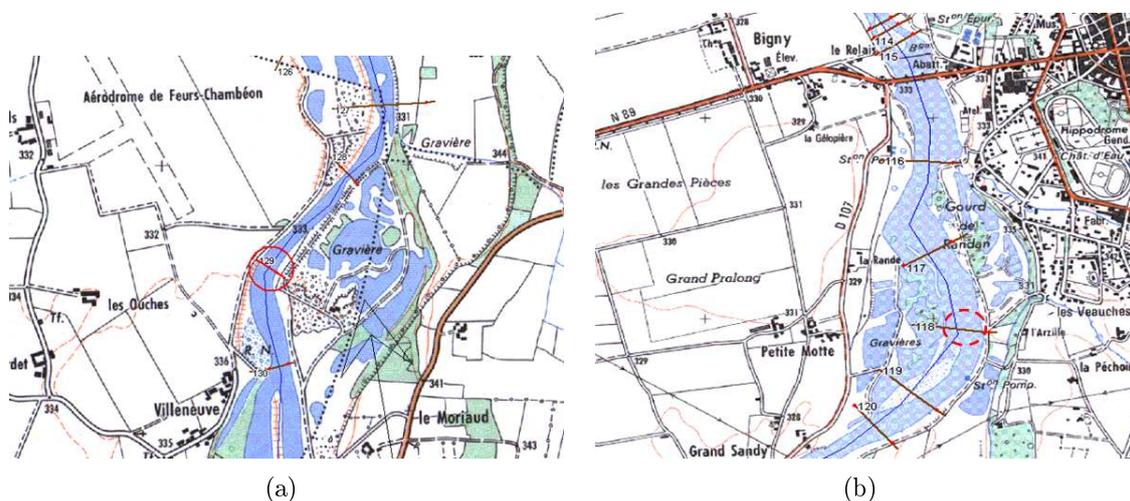


FIGURE 7.4: Localisation des échantillons utilisés pour les essais d'altérabilité : (a) L'île Moriaud (Saint-Laurent-la-Conche), (b) La Petite Motte (Echelle 1/25000 ème).

Les expériences ont été réalisées au laboratoire de mécanique des roches de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne. Le dispositif comporte quatre cages, ce qui a permis de faire simultanément les essais sur 3 échantillons. Les cages sont entraînées par un moteur

## CHAPITRE 7. MODÈLE D'INCISION DU SUBSTRATUM MARNEUX

asynchrone unique, tournant à 20  $tr/min$  (fig. 7.5).



FIGURE 7.5: Dispositif utilisé pour les essais d'altérabilité des marnes de la Loire (matériel du laboratoire de mécanique des roches de l'EPFL).

La première série de test, selon la procédure "standard" a consisté à mesurer l'indice d'altérabilité du second cycle de chaque échantillon afin de les caractériser. Chaque échantillon a été préparé conformément aux recommandations de la norme ASTM D4644 (voir annexe A). Deux cycles de 10  $mn$  chacun ont été effectués. Entre chaque cycle, les échantillons ont été séchés au four pendant 16  $h$ . Les résultats sont reportés dans le tableau suivant :

Tableau 7.4: Résultats de l'essai d'altérabilité standard.

Localisation	Poids du couvercle	$A(g)$	$B(g)$	$C(g)$	$W_f(g)$	$W(\%)$	$D(\%)$	$Id1(\%)$	$Id2(\%)$	Classe
Petite Motte	687	1760	1724	1183	1702	6.65	1711	97.6	96.1	Haute
L'île Mo-riaud	684	1689	1656	1179	1638	6.91	1646	97.9	96.4	Haute

avec :

$A$  : la masse du tambour + échantillon à la teneur en eau naturelle ( $g$ ),

$B$  : la masse du tambour + échantillon séché au four après le premier séchage ( $g$ ),

$C$  : la masse du tambour seul ( $g$ ),

$D$  : la masse du tambour+échantillon séché au four après le premier cycle ( $g$ ),

$W_f$  : la masse du tambour+échantillon retenu après le second cycle ( $g$ ),

$Id(1) = 100 \frac{D-C}{B-C}$  : l'indice de durabilité (premier cycle) %,

## CHAPITRE 7. MODÈLE D'INCISION DU SUBSTRATUM MARNEUX

$Id(2) = 100 \frac{W_f - C}{B - C}$  : l'indice de durabilité (second cycle) %,

$W = \frac{A - B}{B - C}$  : la teneur en eau de l'échantillon.

Plus l'indice de durabilité est faible et plus l'altérabilité de la roche est élevée. Les échantillons de la Petite Motte et de l'île Moriaud ont une durabilité extrêmement élevée.

Un deuxième test a été réalisé en modifiant le protocole de l'essai standard, d'après les recommandations de Dickenson et Baillie (1999) (Annexe A). Aucun séchage au four n'est réalisé sur l'ensemble des essais. L'évolution de la perte de poids des trois échantillons est représentée sur la figure 7.6.

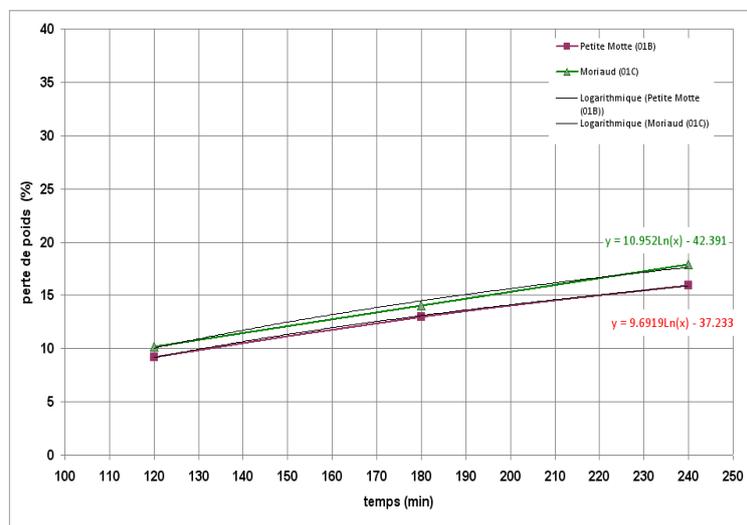


FIGURE 7.6: Coefficient d'abrasion en fonction du temps.

Les valeurs des coefficients d'abrasion déterminées sont de  $\beta = 11$  pour La petite Motte et  $\beta = 10$  pour l'île Moriaud.

La comparaison des échantillons à la fin des essais standard et modifié (fig. 7.7) montre que les fragments sont plus anguleux à l'issue de l'essai modifié. **Le séchage au four lors de l'essai standard provoque une diminution de la teneur en eau des échantillons qui entraîne une perte de cohésion. Cela se traduit par une altérabilité plus élevée, d'où les formes arrondies des échantillons.**



FIGURE 7.7: États de l'échantillon de Petite Motte et L'île Moriaud (de haut en bas) après l'essai d'altérabilité standard (à gauche) et l'essai modifié (à droite).

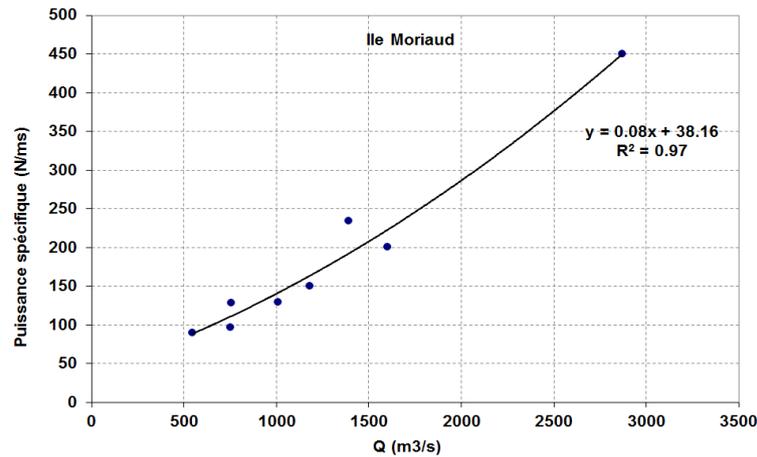
### 7.3.2 Détermination de la puissance hydraulique

Nous avons cherché à établir une corrélation entre la puissance hydraulique et le débit liquide. Pour cela, nous avons utilisé les résultats du modèle hydrosédimentaire sur la crue de 2008. La puissance spécifique  $P$  [ $W/m$ ] est donnée par la relation :

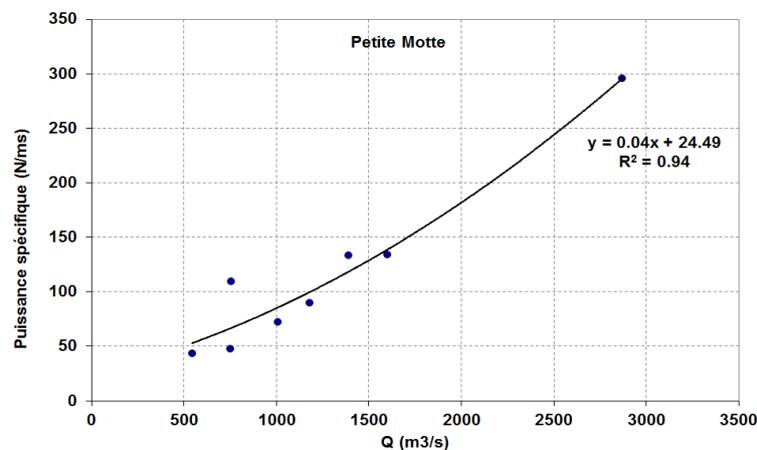
$$P = \frac{1}{b} \rho g Q S_f \quad (7.3.1)$$

où  $b$  est la largeur du cours d'eau [ $m$ ],  $\rho$  la masse volumique de l'eau [ $kg/m^3$ ],  $Q$  le débit [ $m^3/s$ ],  $S_f$  la pente de la ligne d'énergie [-].

Les graphiques suivants montrent les corrélations entre la puissance spécifique et le débit aux points de prélèvement.



(a)



(b)

FIGURE 7.8: Corrélation entre la puissance spécifique et le débit à l'île Moriaud (a) et à la Petite Motte (b).

Les corrélations (Eq. 7.3.2 et 7.3.3) ont permis par la suite de reconstituer les puissances hydrauliques journalières des deux points de prélèvement sur l'ensemble de la période 1984 - 2006 telles que :

- Pour La Petite Motte :

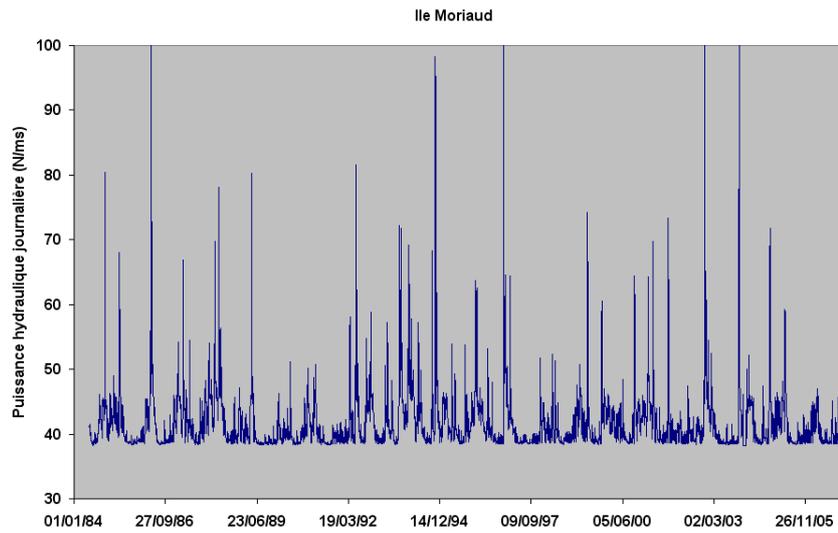
$$P = 0.04Q + 24.5 \quad (7.3.2)$$

- Pour l'île Moriaud :

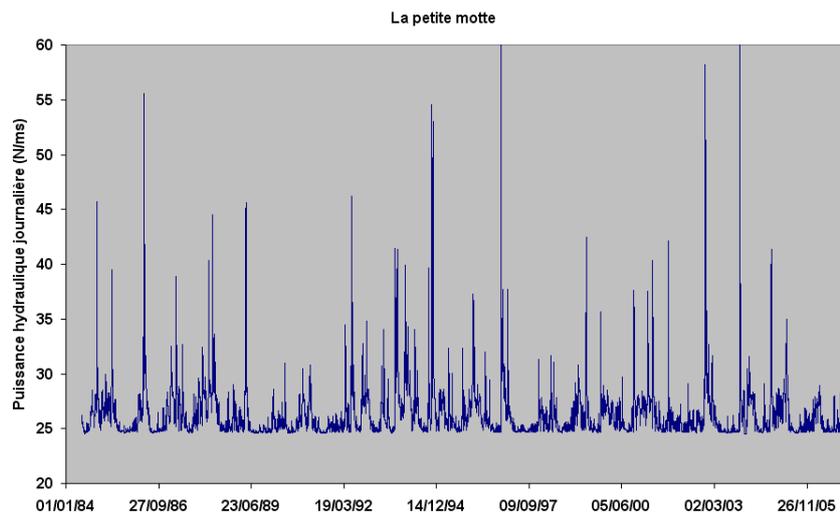
$$P = 0.08Q + 38.16 \quad (7.3.3)$$

### 7.3.3 Détermination du taux d'incision de la marne

Les puissances totales sur la période 1984 - 2006 ont été déterminées par intégration respectives des deux courbes de puissances (fig. 7.9).



(a)



(b)

FIGURE 7.9: Puissance spécifique journalière entre 1984 et 2006 à l'île Moriaud (a) et à la Petite Motte (b).

Enfin, à l'aide de l'abaque de Dickenson et Baillie (1999) (fig. 7.10), le taux d'incision de chaque échantillon a été déterminé en fonction des nombres d'abrasion trouvés auparavant. Le tableau suivant synthétise les résultats obtenus.

Tableau 7.5: Valeurs de la puissance totale et du taux d'incision annuel.

Localisation	Puissance totale [ $kN/mm$ ]	Incision totale [ $mm$ ]	Taux d'incision $I$ [ $mm/an$ ]
La Petite Motte	18659	140	7
L'île Moriaud	29611	230	11

Les résultats sont proches de ceux trouvés à l'aide de la formule empirique de Sklar et

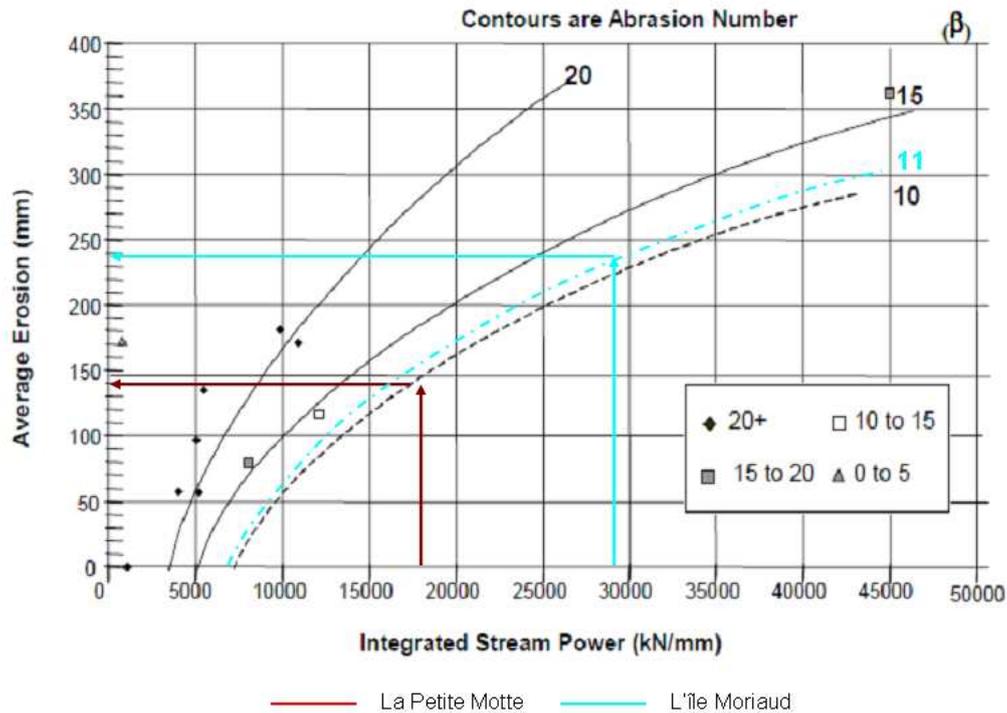


FIGURE 7.10: Taux d'incision de la marne à l'aide de l'abaque de Dickenson et Baillie (1999) (les points correspondent aux sites ayant servis à l'élaboration de l'abaque par les auteurs).

Dietrich (2001). Sur une longue période, la prise en compte de l'écoulement dans le calcul n'apporte pas d'amélioration considérable. L'avantage de ce modèle de Dickenson et Baillie est que les essais d'altérabilité modifiés sont très simples à mettre en oeuvre et le modèle permet de simuler différents scénarios. En outre, si l'abaque est suffisamment complet, il serait possible de déterminer les modifications survenus à l'échelle de l'évènement et grâce au modèle hydrosédimentaire, faire un suivi point par point sur le linéaire.

## 7.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons appliqué deux modèles pour prendre en compte l'incision de la marne dans le transport solide. Nous avons vu que le modèle d'incision par abrasion de Sklar et Dietrich (2001) permettait une estimation satisfaisante du taux d'incision de la marne. La description du phénomène d'incision est toutefois purement mécanique, ce qui limite ce type de modèle.

Le modèle de Dickinson et Baillie (1999) va plus loin que le précédent par la prise en compte à la fois de la puissance hydraulique et des paramètres mécaniques de la marne. La limite de cette méthode, à l'heure actuelle, reste son domaine d'applicabilité car l'abaque

## CHAPITRE 7. MODÈLE D'INCISION DU SUBSTRATUM MARNEUX

---

proposé par Dickenson et Baillie (1999) ne couvre pour l'instant que quelques types de roches. Des travaux similaires à la notre, devront permettre de compléter ces abaques et d'améliorer cette méthode.



# Chapitre 8

## Apports de la géochimie dans la compréhension du transport solide

---

### Sommaire

---

<b>8.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>159</b>
<b>8.2</b>	<b>Les roches mères</b>	<b>160</b>
8.2.1	Roches-mères des sédiments de la Loire	160
8.2.2	Caractéristiques minéralogiques des roches mères	162
<b>8.3</b>	<b>Les compositions détritiques</b>	<b>165</b>
8.3.1	Clés pour l'interprétation des compositions détritiques	165
8.3.2	Variations locales de composition dans les sables	169
8.3.3	Compositions comparées des sédiments de la Loire et des affluents	173
8.3.4	Variations de composition des sables de la Loire	177
<b>8.4</b>	<b>Conclusion</b>	<b>182</b>

---

## 8.1 Introduction

Ce chapitre présente les résultats des analyses géochimiques en vue de différencier la contribution des différentes sources de matériaux. La première section de ce chapitre présente les caractéristiques minéralogiques des roches mères qui entourent la Loire forézienne, à la fois du côté des Monts du Forez ainsi que des Monts du Lyonnais.

La seconde section développe l'interprétation des analyses des compositions de sables afin de trouver des signaux géochimiques forts à l'origine des variations de compositions entre échantillons. La comparaison est faite notamment entre les échantillons des affluents ainsi que ceux du lit principal.

Nous concluons sur le bilan de l'application de cette approche sur la Loire dans la plaine du Forez.

## 8.2 Les roches mères

### 8.2.1 Roches-mères des sédiments de la Loire

Les formations qui, directement ou indirectement, nourrissent les sédiments de la Loire dans la zone d'étude sont d'âges très variés (fig. 8.1).

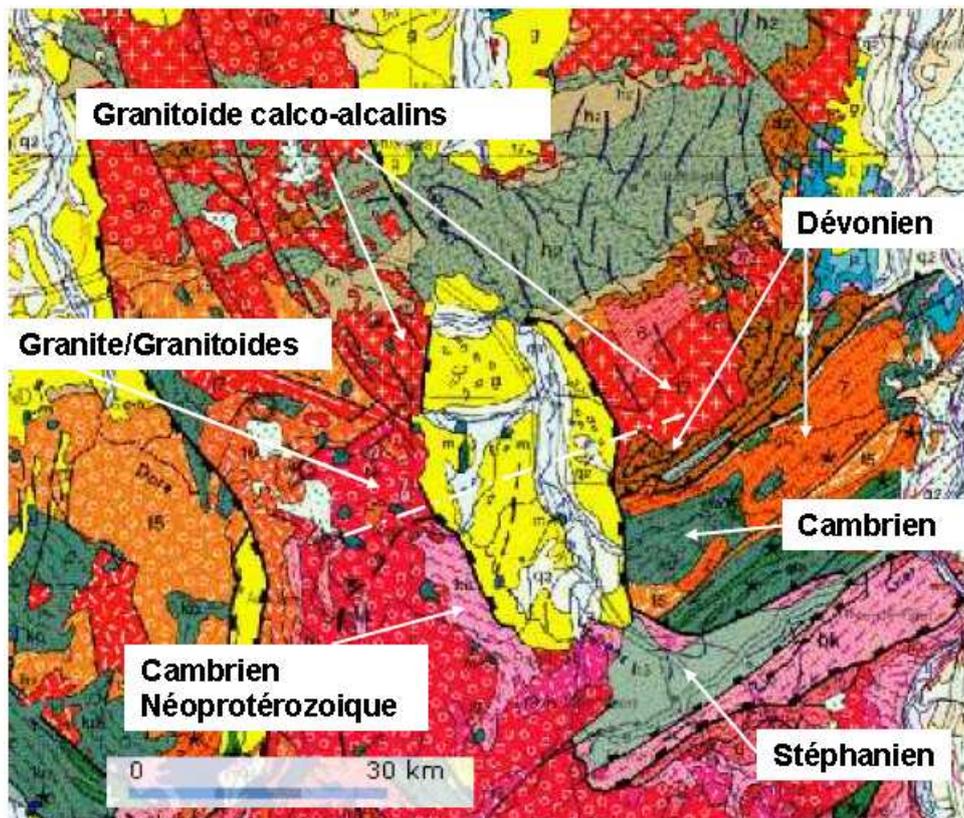


FIGURE 8.1: Carte géologique de la plaine du Forez à l'échelle 1/30000 (*source : géoportail*)

Nous donnons ici une brève description des roches consolidées dont on retrouvera des éléments identifiables dans les galets et les sables actuels ou plus anciens (lit mineur) et les diverses terrasses de la Loire. Ces formations sont décrites dans les notices des cartes géologiques des feuilles de Feurs, St-Etienne et Monistrol sur Loire (Vitel et al., 2000).

Les formations les plus anciennes (pre-hercyniennes) sont les roches métamorphiques du Pilat et du Lyonnais, pour l'essentiel d'origine sédimentaire (paradérivées) dans lesquelles le type pétrographique dominant est le micaschiste. Elles affleurent à l'Est et au Sud-Est de la Loire, sont drainées par les affluents orientaux de la Loire (Coise, Furan) et sont aussi

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

---

recyclées sous forme de fragments dans les sédiments du Carbonifère, eux aussi drainées par le Furan.

Les roches migmatitiques du Velay, anté-hercyniennes et en grande partie paradérivées, affleurent dans les gorges de la Loire en amont du barrage de Grangent (Aurec-Bas en Basset). On y trouve localement des métabasites (Briand et al., 1992) et des métagranites. Ces roches ont subi plusieurs épisodes de métamorphisme dont le dernier, tardi-hercynien, voit le développement des assemblages anatectiques (cordiérite, sillimanite, feldspath potassique) caractéristiques du domaine vellave (Dupraz et Didier, 1988).

Les roches plutoniques hercyniennes, i.e. le complexe granitique du Velay (Williamson et al. 1993), les granites tardi-migmatitiques (Montel et Abdelghaffar 1993), ainsi que les granites porphyroïdes et les roches basiques " diorites s.l." qui sont associées (Sabatier, 1991) affleurent dans les gorges de la Loire et les monts du Forez. Comme les formations métamorphiques, les roches plutoniques hercyniennes sont également reprises dans les sédiments anciens de la Loire et peut-être en partie dans le Carbonifère. Ces terrains sont drainés par la Loire elle-même, à l'amont et à l'aval immédiat du barrage de Grangent, et pour les monts du Forez par ses affluents orientaux (Bonson, Chalet, Mare).

Le Paléozoïque n'est représenté que par les formations du Carbonifère supérieur (Autunien et Stéphalien) du bassin houiller de St-Etienne. Ces formations détritiques de piémont comprennent des conglomérats, des grès et des pélites plus ou moins charbonneux et beaucoup de niveaux volcaniques (tuffs rhyolitiques et andésitiques, très altérés). Ces formations sont drainées par le Furan.

Le Cénozoïque n'est pas représenté, mais le Tertiaire constitue l'essentiel du remplissage du bassin du Forez. Le Miocène inférieur affleure dans la partie SW du bassin, où il est drainé par la Mare, et dans sa partie NW, où il est drainé par le Lignon. Grès, grès argileux et argilites de couleur brune constituent le matériel dominant (Chafchafi, 1991). Les formations du Miocène supérieur (formation de Chalain) occupent le centre de la plaine du Forez et sont drainées et incisées par la Loire au Nord de Veauche et par les affluents orientaux (Chalet, Mare); il s'agit principalement d'argilites de couleur verte, localement cimentées et durcies par des carbonates diagénétiques, avec des grès subordonnés et de rares niveaux de calcaires à coquilles.

Le volcanisme quaternaire, présent sur une large aire géographique allant du Velay aux monts du Forez, contribue également aux sables de la Loire, principalement via la sédi-

mentation Quaternaire (lit mineur et terrasses anciennes de la Loire). Il est dominé par les basaltes alcalins, initialement épanchés dans les fonds de vallée et de ce fait largement érodés au Quaternaire ; les termes évolués de la série alcaline (trachytes, phonolites), moins abondants et moins érodables, sont représentés de manière plus discrète.

### 8.2.2 Caractéristiques minéralogiques des roches mères

Les figures 8.2 et 8.3 illustrent les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des formations décrites ci-dessus, qui sont comparées aux sédiments du lit mineur (Quaternaire). Les analyses utilisées dans ces figures sont inédites ou tirées d'études annexes sur les granites et leurs enclaves (Garcia et al., 1996). La figure 8.2, établie en proportions molaires des constituants majeurs principaux, permet une interprétation des compositions chimiques en termes de minéralogie pour les roches métamorphiques et magmatiques : elle met surtout l'accent sur l'opposition entre minéraux ferromagnésiens ( $Fe + Mg$ ) et quartz + feldspaths ( $Si, Al, Na, K$ ) qui confère aux roches ignées la majeure partie de leur diversité chimique et minéralogique. Sur ces projections, les roches plutoniques d'âge hercynien dessinent collectivement une suite calco-alcaline potassique assez banale (Debon et Lefort, 1982) dans laquelle dominent les termes leucocrates et peralumineux ( $Al > Na + K + 2Ca$ ). La minéralogie y est largement dominée par l'assemblage quartz-feldspath (potassique et plagioclase)-biotite, minéraux que l'on retrouve en abondance dans les sables de la Loire sous forme de fragments de granites et de grains isolés. Les termes métaalumineux ( $Al < Na + K + 2Ca$ ) sont des roches mélanocrates à biotite-amphibole ; bien moins abondantes et beaucoup plus sensibles à l'altération de surface, elles contribuent peu à nourrir les sables de la Loire. Les roches métamorphiques et les migmatites sont franchement peralumineuses, i.e. au-dessus du joint feldspath-biotite, et contiennent un silicate d'alumine (cordiérite et/ou sillimanite pour le domaine Vellave et le Pilat, muscovite et/ou staurotide pour les micashistes du Lyonnais). Parmi ces formations, les roches riches en cordiérite sont les plus facilement altérables ; seuls des fragments de migmatite dépourvue de silicate d'alumine ont pu être identifiés dans les sables de la Loire. Par contre, des blocs et des fragments de micashiste typique des monts du Lyonnais sont bien identifiés dans le Carbonifère et très abondants dans les sables actuels du Furan. Les séries détritiques du Carbonifère et du Tertiaire sont, elles aussi, peralumineuses, à

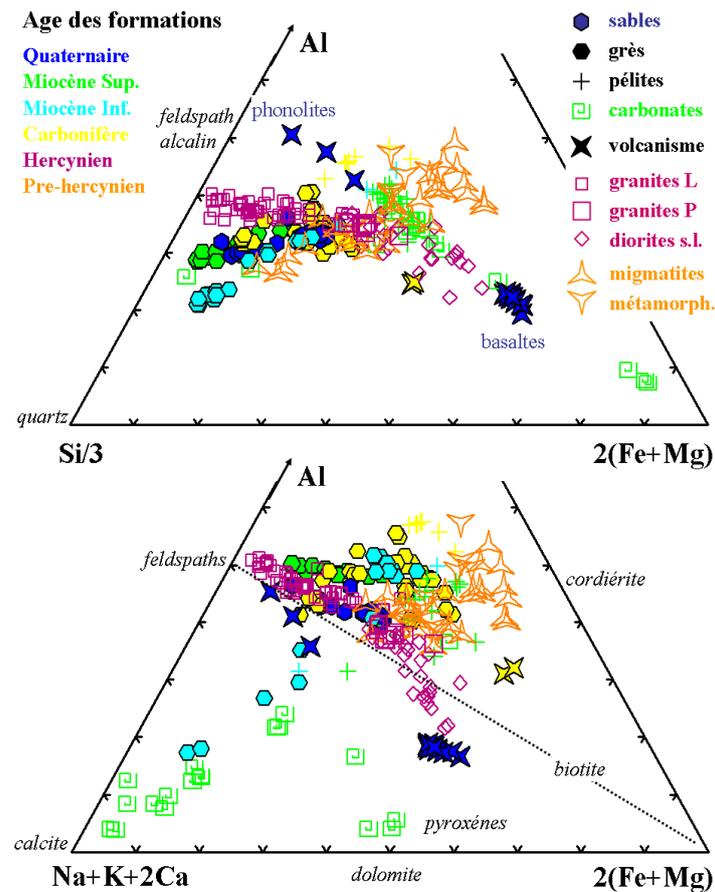


FIGURE 8.2: Roches mères des sédiments de la Loire-Constituants majeurs en proportions molaires.

l'exception des marnes et des niveaux gréseux cimentés par le carbonate, qui sont enrichies en  $Ca$  (calcite) ou  $Ca + Mg$  (dolomite). Bien entendu, dans ces formations, le caractère peralumineux n'a pas la même signification minéralogique que dans les roches métamorphiques ou les granites : il peut être lié à la présence des argiles comme à celle de minéraux alumineux recyclés.

Les roches volcaniques du quaternaire se différencient en basaltes (riches en  $Fe + Mg$ ) et roches évoluées (trachytes, phonolites) pauvres en  $Fe + Mg$ , mais beaucoup plus pauvres en  $Si$  que les granites, conformément à leur appartenance à une suite alcaline (Maury et al., 1980). Absentes dans les sables du Tertiaire, ces roches sont abondantes sous forme de galets et de fragments très arrondis dans les terrasses et les sables de la Loire, depuis le Quaternaire.

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

La figure 8.3 illustre quelques unes des propriétés chimiques permettant de distinguer ces formations les unes des autres et d'interpréter, en termes de provenance, la chimie des formations détritiques. Pour mettre l'accent sur l'opposition entre sables (riches en Si) et argiles (riches en Al) qui caractérise bien les séries détritiques, les concentrations (normalisées à 15 % de  $Al_2O_3$ ) sont reportées en fonction de  $SiO_2^N$ .

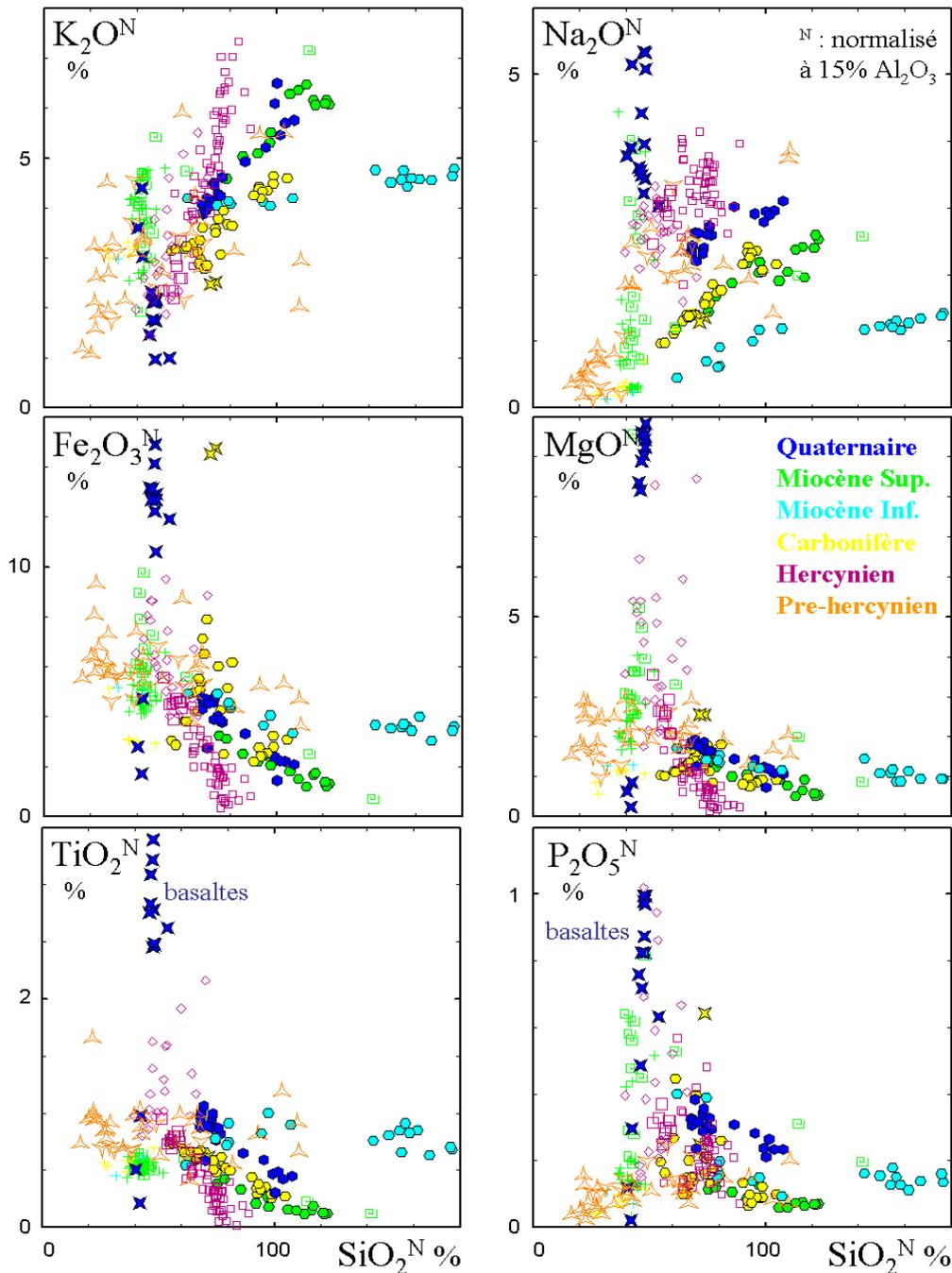


FIGURE 8.3: Roches-mères des sédiments de la Loire-Concentrations normalisées à 15%  $Al_2O_3$ .

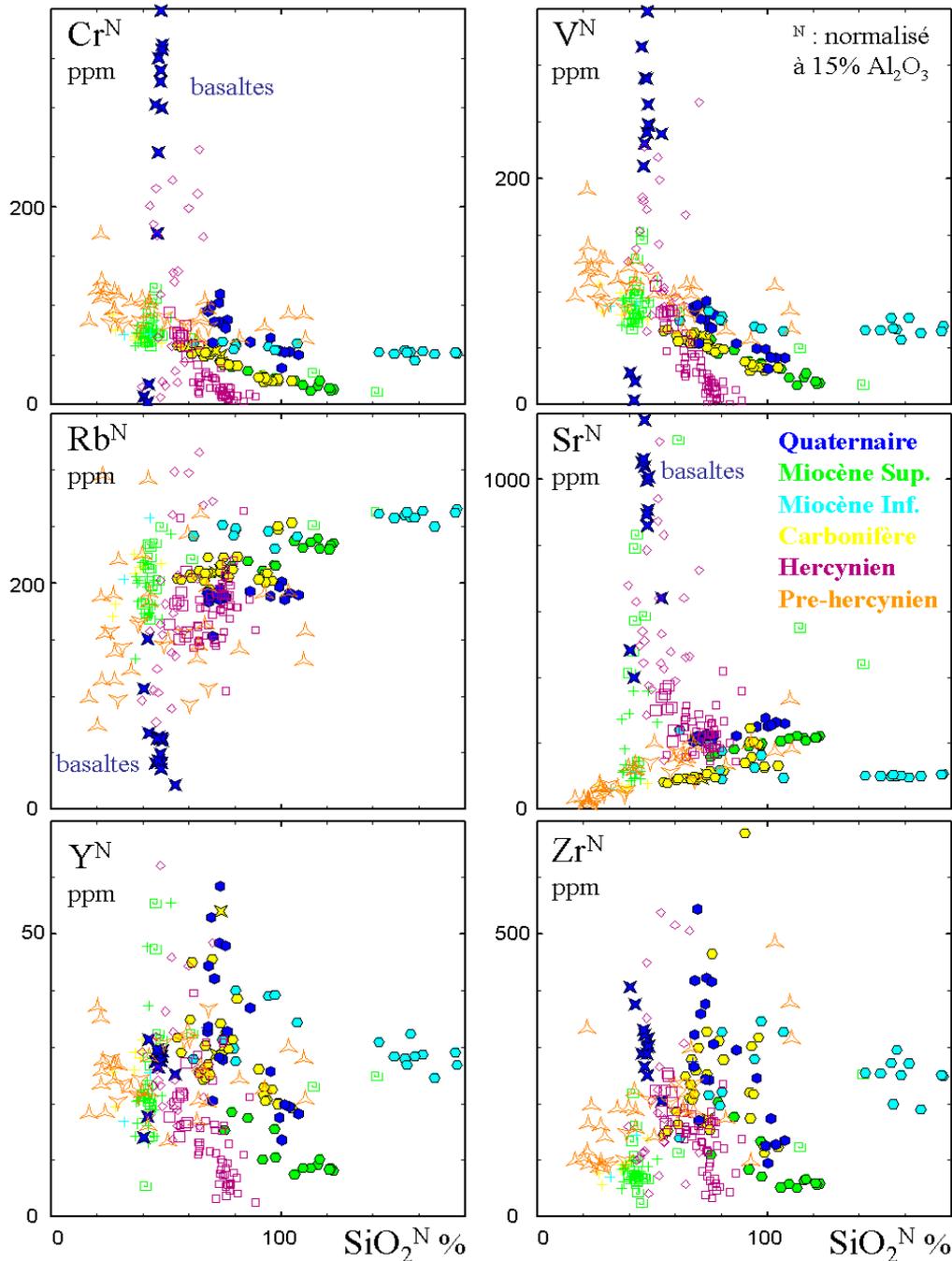


FIGURE 8.4: (suite) : symboles et couleurs sont identiques à ceux de la figure 8.3.

## 8.3 Les compositions détritiques

### 8.3.1 Clés pour l'interprétation des compositions détritiques

Les traités de pétrologie sédimentaire ne fournissent guère de guide pour interpréter les compositions chimiques des roches détritiques. On se basera ici sur une expérience acquise

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

---

à la faveur de travaux portant sur la diagenèse dans les réservoirs d'hydrocarbures (Maréchal, 2000) et sur des compilations de cas publiés ou inédits, illustrés dans Garcia (2004). Du point de vue chimique, il y a fort peu de différence entre un sédiment meuble (sable, argilite) et un sédiment consolidé (grès, pélite) et on traitera de la même manière les compositions des sables actuels de la Loire (paragraphe 8.3.2) et celles des roches-source détritiques illustrées sur les figures 8.2 et 8.3.

Même s'ils occupent des positions distinctes dans une pile sédimentaire, sables et argiles sont génétiquement liés et chimiquement complémentaires à l'échelle de l'unité stratigraphique ; la genèse d'un sable implique la mise à l'écart des particules plus fines qui ont, en moyenne, une chimie différente de celle de la roche mère ; du fait de la grande résistance du quartz à l'altération par rapport aux feldspaths, les fines auront pratiquement toujours un rapport  $Si/Al$  nettement inférieur à celui de leur source, et par différence, les sables auront des caractéristiques opposées. La formation d'une série détritique est ainsi envisagée comme un processus de différenciation chimique, qui peut être plus ou moins intense selon le climat, les vitesses d'érosion et de transit. Le facteur essentiel dans cette différenciation est le devenir de l'alumine portée par le feldspath : si ce dernier résiste à l'altération, il va en grande partie dans des sables (arkosiques) ; s'il est détruit, les sables sont plus siliceux (i.e. pauvres en  $Al$ ) et les argiles produites par la destruction du feldspath rejoignent la fraction fine, qui devient plus abondante et plus riche en  $Al$  (Garcia et al., 1994). Au premier ordre, le rapport  $Si/Al$  des sables constitue un bon indicateur de la maturité d'une unité sédimentaire.

C'est le cas pour le Miocène inférieur, dont les grès sont bien plus siliceux et plus pauvres en  $Na$  (porté par le plagioclase) que ceux des autres formations détritiques : les sédiments du Miocène inférieur sont « matures », i.e. fortement affectés par l'altération superficielle intense qui accompagnait un climat chaud et humide à cette époque. A l'opposé, les autres ensembles détritiques (Carbonifère, Miocène Sup. et Quaternaire sont nettement "immatures" i.e. leurs sables sont riches en feldspath.

Dans la différenciation chimique des formations détritiques, le nombre de composantes effectivement séparées les unes des autres est variable, et dépend des processus physiques (turbulence, tri par entrainement, décantation) qui sont à l'oeuvre pendant le transport et le dépôt. Le point important est que ces processus induisent une variabilité minéralogique et chimique très locale (à l'échelle centimétrique) qui compromet la représentativité

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

---

des prélèvements, mais qui peut être mise à profit pour caractériser des populations de grains qui ont un comportement hydraulique distinct (Maréchal 2000). C'est la raison pour laquelle la composition chimique des sables a été explorée ici en effectuant des prélèvements rapprochés et de petite taille, qui révèlent bien cette variabilité locale, plutôt que d'essayer d'obtenir une composition moyenne des sables en effectuant des prélèvements de très grande taille.

Les populations de grains couramment identifiées sont les fines, les minéraux denses, le quartz (Q), les feldspaths (F) et les fragments de roche (L). Une clef de lecture des compositions détritiques consiste à associer à chacune de ces populations un indicateur chimique particulier, qui permet d'évaluer si cette population présente une abondance variable.  $Zr$  sert d'indicateur pour les minéraux denses, car le zircon ( $ZrSiO_4$ ) est presque toujours présent. Le quartz et les feldspaths sont associés à  $Si$  et  $Al$ ,  $Na$ ,  $K$ , mais ces constituants sont aussi présents dans les fines et les fragments de roche, qui présentent une composition chimique plus complexe. Il faut donc caractériser chimiquement les fines et utiliser  $Fe$ , les éléments de transition et quelques autres pour identifier la contribution des fragments de roche dans les sables. Ceci conduit aux éléments de diagnostic suivants, que l'on peut utiliser de manière pratiquement systématique :

- le rapport  $Si/Al$  varie avec les proportions relatives de sable et d'argiles dans les sables à matrice argileuse et les argiles sableuses, et il est corrélé aux variations de granulométrie résultant du tri des suspensions (turbulence, décantation) ;
- les variations de  $Zr/Al$  à  $Si/Al$  constant sont caractéristiques du charriage sélectif (tri par entraînement) qui concentre localement les grains les plus difficiles à entraîner, en particulier les minéraux denses comme le zircon, les oxydes de  $Ti$ , et quelques autres (Garcia et al., 2004) ;
- les variations de  $Fe/Al$  (et des éléments de transition) à  $Si/Al$  constant renvoient à une ségrégation entre fragments lithiques et quartz+feldspath ; s'il n'est pas perturbé par la diagenèse, le rapport  $Fe/Al$  est assez analogue au paramètre F/L des pétrographes.

En examinant sous ce jour les compositions de la figure 8.3, on pourra noter que les trois séries "immatures" (Carbonifère, Miocène supérieur et Quaternaire) se présentent sur la plupart des projections comme des mélanges binaires simples (sable-argile). Les variations de  $Na/Al$  sont bien corrélées à celles de  $Si/Al$ , ce qui signifie qu'il n'y a pas beaucoup

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

---

de ségrégation entre le quartz et le feldspath dans la fraction sableuse. Les sédiments Quaternaires de la Loire se distinguent par des valeurs élevées de  $Na/Al$  à la fois dans les sables et dans les fines, et les deux autres séries se distinguent entre elles par des valeurs distinctes de  $Fe/Al$ ,  $Ti/Al$ ,  $P/Al$ ,  $Cr/Al$  dans les sables. Ces indicateurs renvoient aux proportions relatives des feldspaths et des fragments de roche ; ils sont très bas dans les grès du Miocène supérieur, ce qui signifie que ces derniers ne contiennent pratiquement que du quartz et des feldspaths (grès arkosiques), alors qu'ils sont plus élevés dans le Carbonifère et le Quaternaire (grès lithiques). Les sables de la Loire présentent des rapports  $Ti/Al$ ,  $P/Al$  et  $Cr/Al$  particulièrement élevés qu'il faut mettre en relation avec la présence de fragments de roche d'origine volcanique (surtout des basaltes). Les sables du Carbonifère contiennent beaucoup de fragments de tuff et de roches métamorphiques (micashistes), ce qui explique aussi leur caractère nettement peralumineux (figure 8.2).

Si pour beaucoup de constituants les compositions détritiques de la figure 8.3 peuvent être interprétées, au premier ordre, comme des mélanges binaires sable-argile, ce n'est pas le cas pour le paramètre  $Zr/Al$  qui caractérise les minéraux denses.  $Zr/Al$  est en moyenne beaucoup plus bas dans les sables et dans les fines que dans les compositions intermédiaires ( $60 < SiO_2^N < 100$ ) qui correspondent du point de vue granulométrique aux grès très fins à fins. De plus, ce paramètre varie beaucoup, sans aucune corrélation avec  $Si/Al$ , ce qui est l'indice d'une ségrégation locale entre les minéraux denses et le reste du matériel. Des variations similaires sont enregistrées pour  $Y/Al$ ,  $Ce/Al$  et  $Th/Al$ , ce qui marque la présence de phosphates des groupes du xénotime et de la monazite, probablement issus des roches métamorphiques (Mougeot et al. 1997). Au contraire, les variations de  $Ti/Al$  sont très régulières et ne sont pas corrélées à  $Zr/Al$  dans les sables de la Loire, ce qui signifie que ces derniers ne contiennent pas de minéraux denses titanifères, et que  $Ti$  y est majoritairement porté par les fines et les fragments de basalte.

On remarquera enfin que les argilites du Miocène supérieur sont particulièrement pauvres en  $Zr$  ( $Zr^N < 50$ , contre 160 dans le shale moyen (Condie, 1993)) ce qui est l'indice d'une ségrégation très efficace entre les argiles et les autres particules et d'une genèse par décantation dans un milieu lacustre particulièrement calme.

### 8.3.2 Variations locales de composition dans les sables

On analyse ici plus en détail, mais selon les mêmes principes, les compositions chimiques des sables de la Loire et leurs variations locales, telles qu'elles apparaissent lorsque l'on multiplie les petits prélèvements rapprochés ou lorsque dans un prélèvement plus volumineux on isole les différentes fractions granulométriques par tamisage pour les analyser séparément. L'objectif est ici de tester la représentativité des prélèvements, de manière à choisir les paramètres chimiques sur lesquels on pourra s'appuyer pour effectuer des comparaisons à plus grande échelle.

Ces essais ont été conduits sur quatre points de prélèvement, du Sud vers le Nord :

- **SF13** : Montrond - laisses de crue de 2003 piégées par la végétation,
- **SF14** : Ecopole - coupe du Quaternaire à la faveur d'une ancienne gravière,
- **SF15** : Villeneuve - laisses de crue de 2003 piégées par la végétation en aval de gravière,
- **SF17** : Epercieux - laisses de crue de 2003 piégées par la végétation sur une île.

Les analyses sont reportées sur les figures 8.5 et 8.6 en distinguant, pour chaque site de prélèvement, les échantillons ponctuels de petite taille (symboles pleins) et les fractions séparées par tamisage (symboles ouverts); les granulométries moyennes des échantillons ponctuels sont estimées visuellement; les échantillons de granulométrie  $< 63 \mu m$  sont classés comme pérites.

Les compositions prélevées ponctuellement et celles des fractions séparées par tamisage se ressemblent beaucoup, et se répartissent en deux grands ensembles (fig.8.5) :

- un groupe de sables de composition assez resserrée qui correspond aux granulométries allant du très grossier (VC) au sable moyen (MS);
- les sables très fins (VF) et les fines (non différenciées) dont les compositions sont plus variables et dessinent une traine complexe en direction des fortes valeurs de  $Fe + Mg$ .

On notera toutefois que les sables fins séparés au tamis (FS, symboles ouverts) sont riches en  $Fe + Mg$ , alors que ceux qui résultent du tri naturel (symboles fermés) ont une composition plus pauvre en  $Fe + Mg$  et proche des sables moyens à grossiers. On notera aussi que les sables très fins n'ont pas une composition intermédiaire entre celle des sables plus grossiers et celles des fines, i.e. les variations ne se résument pas à un mélange bimodal. Tous les sables étudiés sont immatures et riches en feldspath, mais ceux qui proviennent du secteur le plus amont (SF13, SF14) sont plus proches de la saturation en alumine que ceux du secteur aval (SF15, SF17). Cette propriété, pratiquement constante

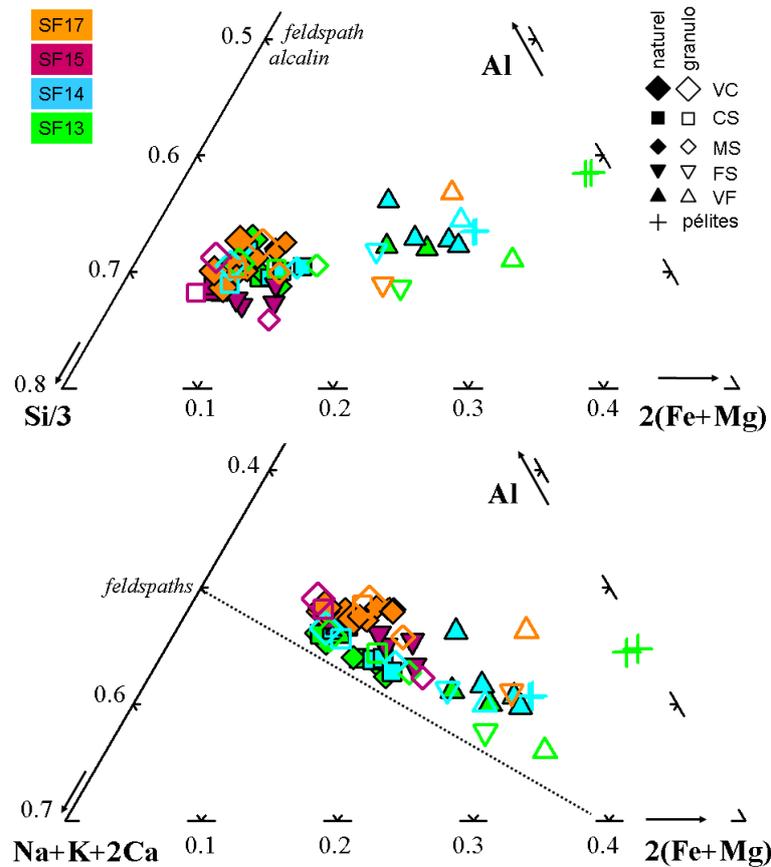


FIGURE 8.5: Variations locales de composition-Constituants majeurs en proportions molaires. La droite en pointillés marque la saturation en  $Al$  ( $Al = Na + K + 2Ca$ ) et le joint feldspath-biotite.

dans toutes les fractions MS à VC peut être considérée comme discriminante.

Les figures 8.6 et 8.7 montrent les variations détaillées par constituant, rapportées aux variations de  $Si/Al$ . Conformément aux principes présentés au paragraphe 8.2.2, ces variations permettent de discuter les processus de tri locaux affectant la chimie des sables. Les variations relatives de  $Zr/Al$  à  $Si/Al$  constant sont particulièrement visibles dans les sables très fins et fins, ce qui est l'indice d'une ségrégation spécifique des minéraux lourds et affecte aussi les rapports  $Ti/Al$ ,  $P/Al$  à un degré moindre,  $Y/Al$ , et  $Ce/Al$ ,  $Th/Al$  (non figurés). Ces constituants sont concentrés dans les sables fins et très fins en raison de la petite taille des minéraux lourds qui les portent (zircon, ilménite/rutile, apatite, xenotime, monazite); le point intéressant est que ces variations n'apparaissent pas dans

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

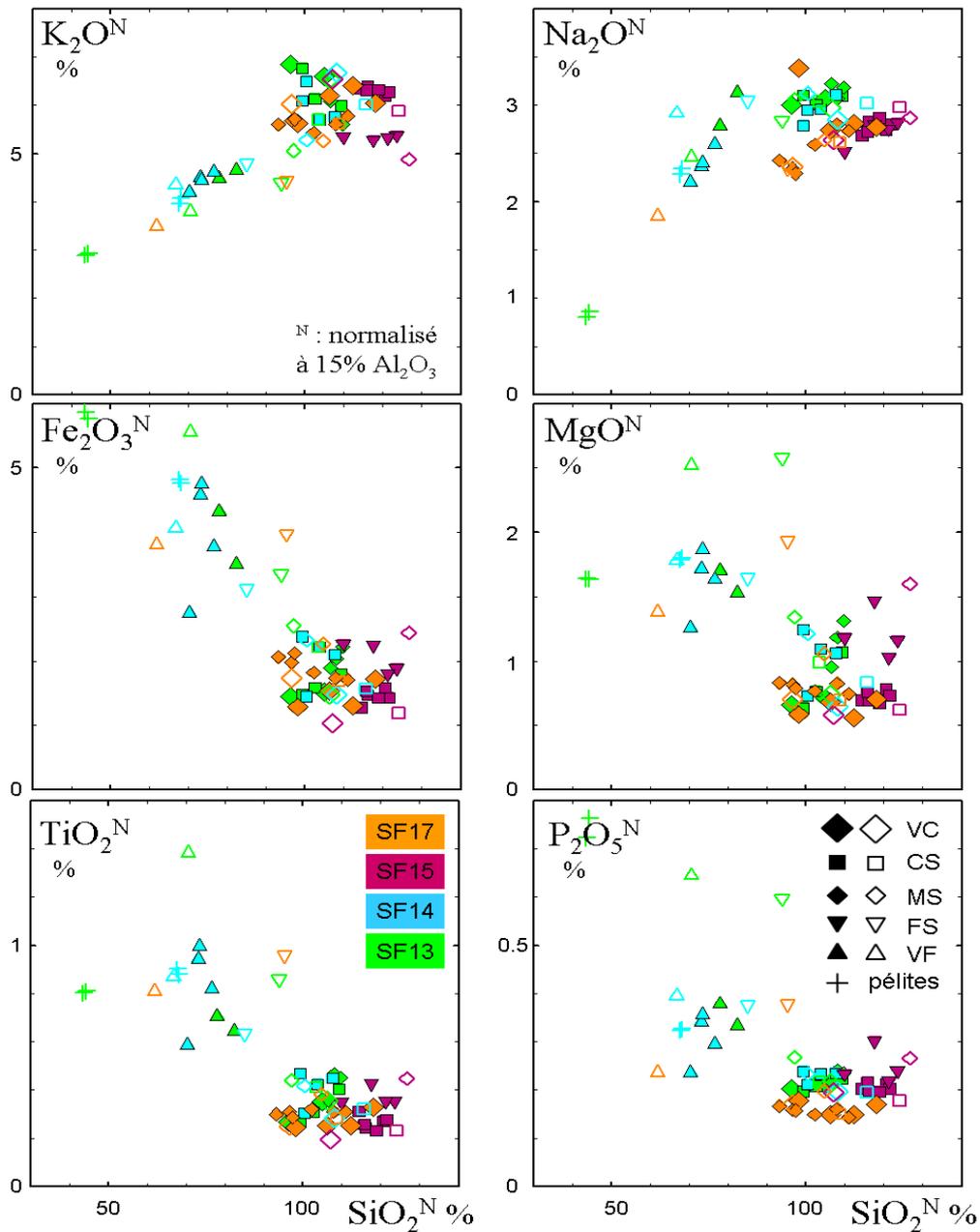


FIGURE 8.6: Variations locales de composition - Concentrations normalisées à 15%  $Al_2O_3$  des éléments majeurs. Les symboles ouverts correspondent aux fractions séparées par tamisage.

les fractions plus grossières (MS à VC), ce qui signifie que dans ces dernières, les minéraux lourds encore présents sont incorporés à des gros grains ou des fragments de roche dont la densité et le comportement hydraulique sont bien plus proches de celle du quartz et des feldspaths.

Pour  $Si$  et les constituants liés aux feldspaths ( $K, Na, Rb, Sr$ ), les variations sont beaucoup plus régulières et cette fois très discriminantes : les deux échantillons situés en aval

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

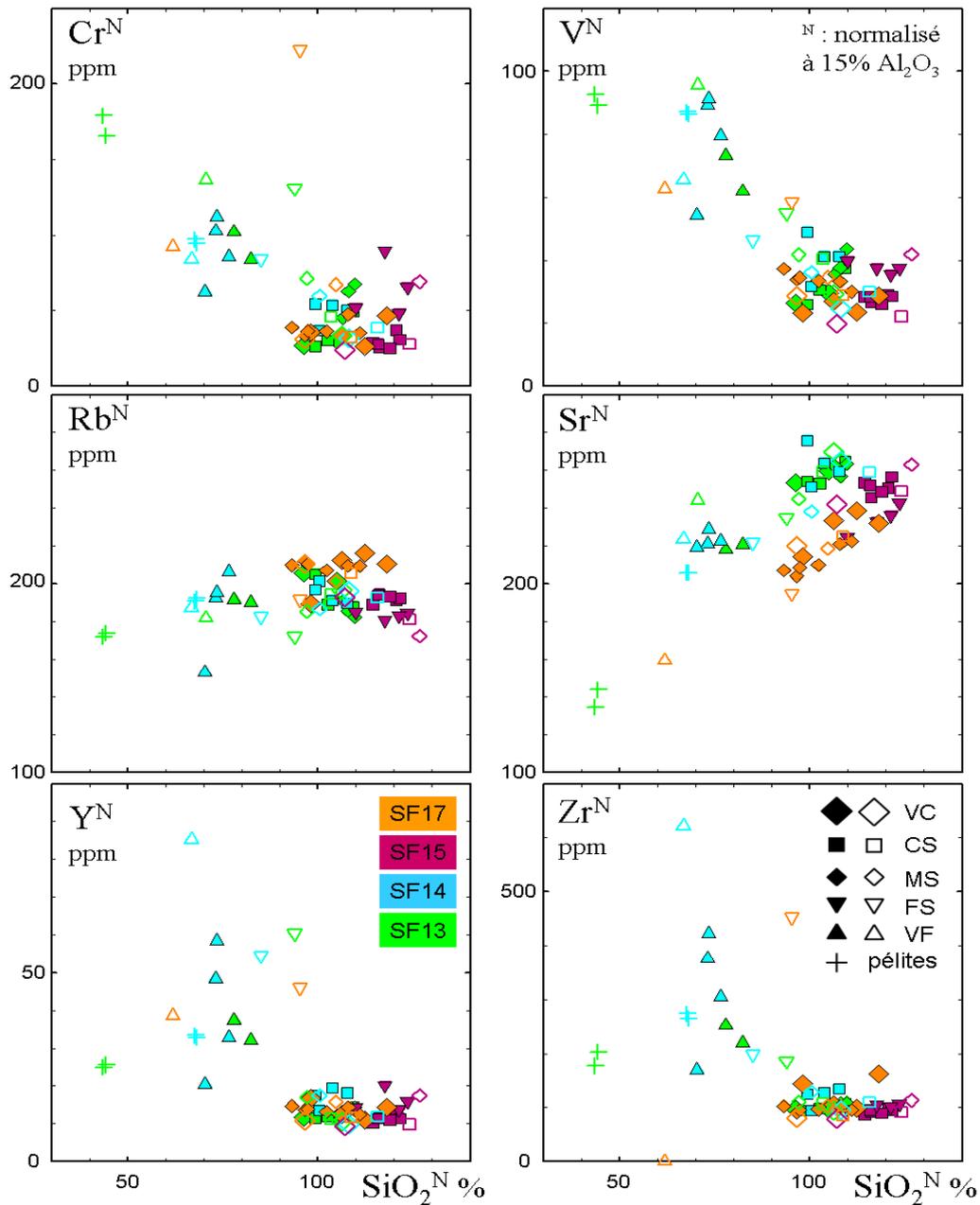


FIGURE 8.7: Variations locales de composition - Concentrations normalisées à 15%  $Al_2O_3$  (les symboles et couleurs sont identiques à ceux de la figure précédente).

(SF15, SF17) sont plus pauvres en plagioclase ( $Na$ ,  $Sr$ ) que les autres. Les sables moyens à grossier présentent une variation modeste mais systématique de  $Na/Al$  et  $Sr/Al$ , bien corrélées à  $Si/Al$ . Cette corrélation traduit la difficulté de séparer le quartz et le plagioclase, dont les comportements hydrauliques sont très voisins; ces deux types de grains sont plus facilement séparés du feldspath potassique, qui peut former des grains de plus grande taille et se concentrer dans les sables très grossiers (VC), et de certains fragments de roche, dont les densités ou les formes peuvent être distinctes et qui se concentrent rela-

tivement dans les grès moyens (MS). Pour  $Fe$ ,  $Mg$ , et les éléments de transition ( $V$ ,  $Cr$ ,  $Sc$ ,  $Zn...$ ), les types de particules à considérer sont les fines, les micas isolés (biotite) et les fragments de roche. Il y a ici très peu de contraste d'un site à l'autre, et une variation assez systématique avec la granulométrie, les sables très grossiers étant généralement plus pauvres en  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $V$ ,  $Cr$  ...que les sables à grain moyen ; comme cette augmentation du contenu en  $Fe + Mg$  n'est pas accompagnée d'une augmentation de l'excès d'alumine (fig. 8.5), elle reflète essentiellement une variation du ratio entre les fragments de roche (+ biotite) et les tectosilicates (quartz + feldspaths). Cette ségrégation locale rend un peu délicate l'utilisation de paramètres tels que  $Fe/Al$  pour la discrimination de la provenance des sables, tout au moins lorsque les contrastes sont faibles et les granulométries variables.

### 8.3.3 Compositions comparées des sédiments de la Loire et des affluents

Les affluents drainent une portion réduite du bassin, dans laquelle le nombre de roches-mères est limité, et leur charge solide est de ce fait plus "contrastée" que celle du cours d'eau principal. Il y est donc relativement plus facile d'y établir la relation entre un type particulier de roche-mère et la composition des sables qui en contiennent des fragments. Ces variations sont illustrées, pour l'ensemble des granulométries, sur les figures 8.8 et 8.9. Comme prévu, les affluents (symboles pleins) ont des compositions plus diversifiées que celles des sables actuels (symboles ouverts). Du point de vue de la minéralogie (fig. 8.8) trois grands groupes de composition peuvent être distingués :

- le Bonson, la Mare, la Coise et le Lignon apportent des sables très riches en feldspaths ;
- le Furan apporte des sables riches en  $Fe$  et particulièrement alumineux, riches en fragments de matériel alumineux (en particulier les micaschistes des séries du Lyonnais) ;
- le Chalet apporte des sables contenant aussi des fragments de roche, mais cette fois du Miocène supérieur ; comme ces fragments sont souvent carbonatés, il en résulte une composition à la fois enrichie en  $Fe + Mg$  et plus riche en  $Ca$ , plus proche de la saturation en  $Al$ .

Un examen plus détaillé (fig. 8.9) montre que les différents affluents du premier groupe, le plus riche en feldspath, ont des caractéristiques assez contrastées.

Le Bonson apporte des sables très feldspathiques, pauvres en fragments de roche ( $Fe$ ,  $Mg$ ,

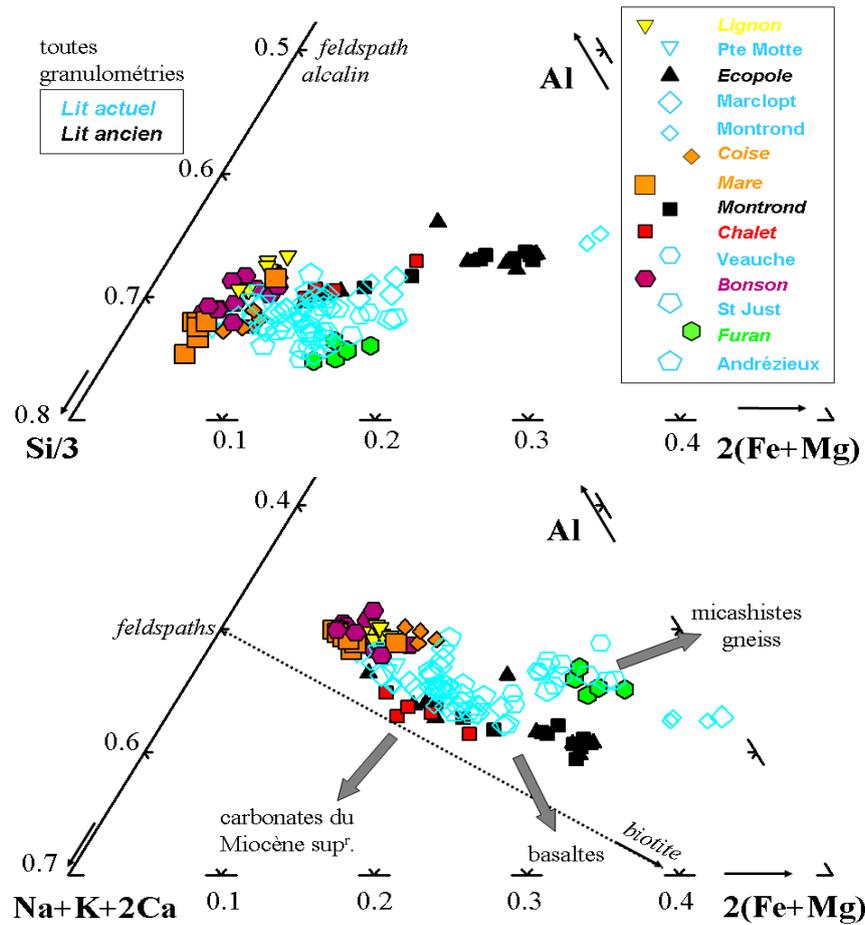


FIGURE 8.8: Sédiments actuels et apports des affluents - Constituants en proportions molaires.

$V$ ,  $Cr$ ,  $Ti$ ) mais riches en  $K$ ,  $P$ ,  $Rb$  et particulièrement pauvres en  $Sr$  : ces caractéristiques ne correspondent à aucune des roches mères discutées dans notre inventaire, mais indiquent plutôt une source constituée de granites différenciés (granites à muscovite) au sein des formations hercyniennes affleurant à l'ouest du barrage de Grangent. A l'opposé, les sables de la Mare sont riches en  $Sr$  et pauvres en  $Rb$ , et s'ils proviennent eux aussi d'une source principalement granitique, elle est cette fois constituée de faciès moins différenciés (du type des granites porphyroïdes). L'examen en lames minces révèle la présence de nombreux fragments des roches à cordiérite (très altérée) ce qui dans l'ensemble suggère une source dominée par le matériel vellave (granites et formations métamorphiques), dont l'origine géographique est soit le flanc est des monts du Forez, soit le remplissage Quater-

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

naire recyclé. Curieusement, les formations très matures du Miocène inférieur, qui sont pourtant drainées par la Mare, ne semblent pas en affecter beaucoup les caractéristiques chimiques.

Les apports de la Coise sont un peu plus riches en fragments de roche de type micaschiste (Lyonnais), même si ce n'est pas aussi spectaculaire que dans le cas du Furan : cela se traduit chimiquement par un caractère légèrement plus alumineux (fig. 8.8) et un enrichissement relatif en  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $Ti$ ,  $V$  par rapports aux sables du Bonson et de la Mare. La source du feldspath ( $Rb$ ,  $Sr$ ) est quant à elle assez semblable à celle de la Mare. Les

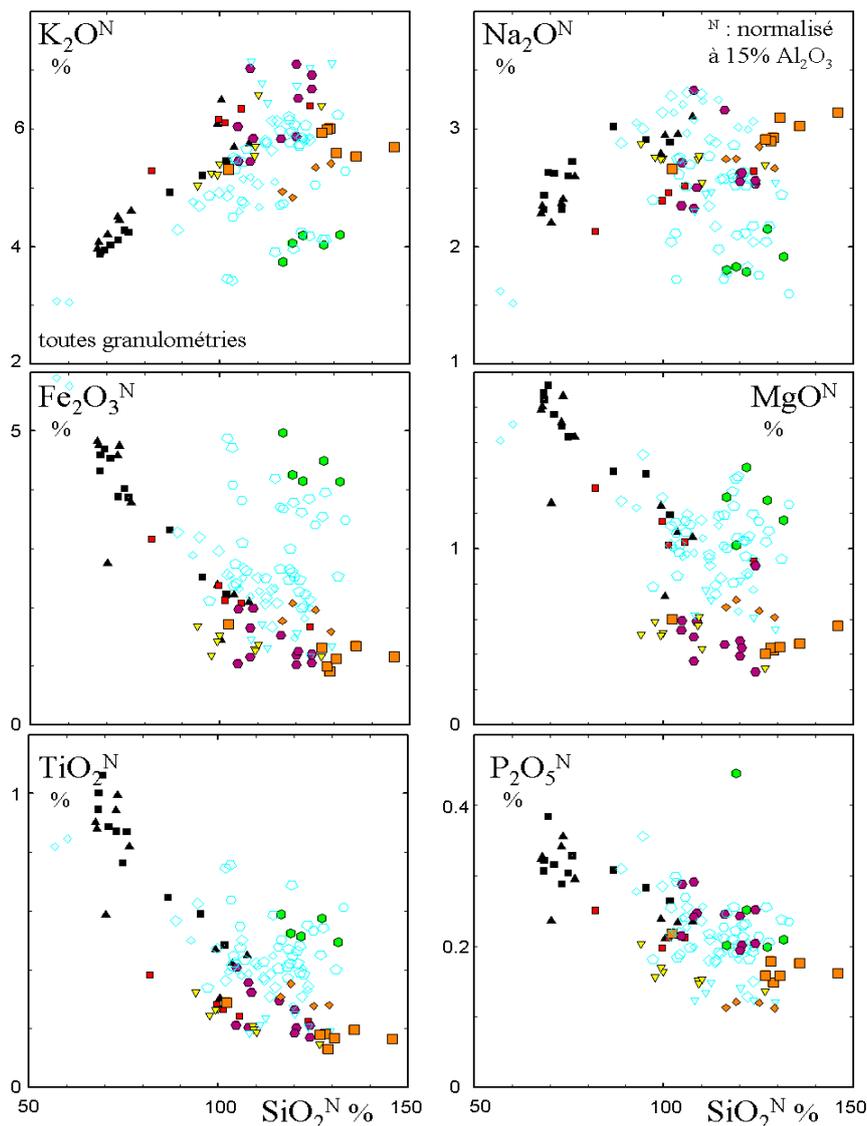


FIGURE 8.9: Sédiments actuels (symboles ouverts) et apports des affluents (symboles pleins).

apports du Lignon sont dominés par du matériel granitique et métamorphique (gneiss)

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

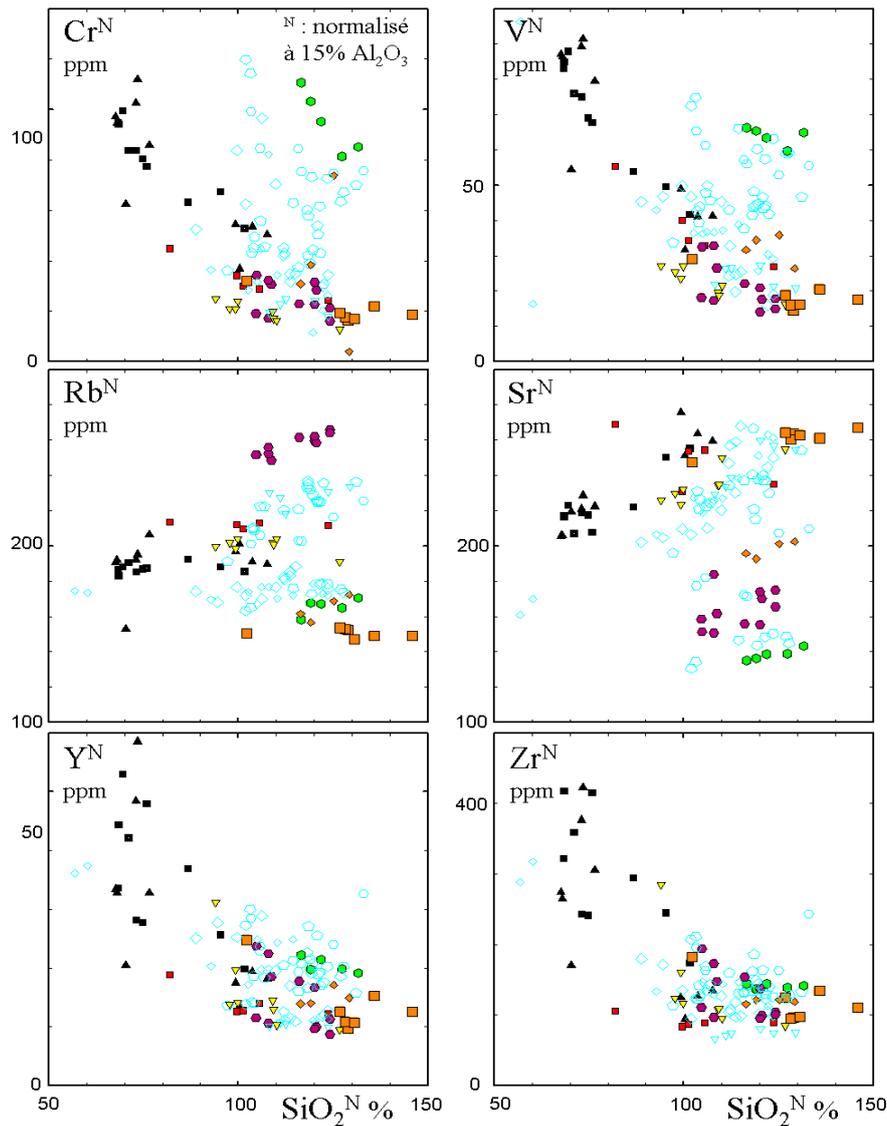


FIGURE 8.10: Sédiments actuels (symboles ouverts) et apports des affluents (symboles pleins) - Constituants en proportions molaires (suite).

mais les fragments de roche qu'ils contiennent sont collectivement pauvres en  $Fe + Mg$  (ce qui est très inhabituel) et leur provenance n'a pu être identifiée avec précision.

Tous les sables des affluents contiennent quelques fragments de basalte, ce qui implique que ces affluents recyclent, au moins en partie, le remplissage Quaternaire du bassin. La chimie de ce remplissage est fortement influencée la présence des fragments de basalte et des cristaux isolés de biotite, particulièrement dans les fractions fines. Les compositions actuelles des sables de la Loire sont variables mais se situent, à de rares exceptions près, à l'intérieur du volume défini par les compositions Quaternaires et celles des apports des divers affluents, ce qui justifie l'idée que le cours d'eau principal transporte une sorte de

mélange des différents apports.

### 8.3.4 Variations de composition des sables de la Loire

Les compositions comparées maintenant concernent les affluents, les prélèvements dans le lit actuel ainsi que les laisses de la crue de 2003. La localisation des prélèvements est précisée sur la figure 5.5 du chapitre 5.

Pour présenter ces comparaisons et les discuter, on se limitera aux sables des fractions granulométriques VC à FS. On gardera à l'esprit le fait que ces classes granulométriques ne représentent pas la totalité du matériel charrié, et représentent une portion relativement faible (peut-être 10 à 20 %) du matériel total mis en mouvement (charriage + suspension). On ne peut donc pas brutalement faire des bilans de matière avec ces données, seulement des comparaisons.

Le choix de ces classes granulométriques résulte de l'analyse préalable qui a été conduite sur les variations locales de composition et celles des fractions séparées, analyse qui va largement guider la description et l'interprétation des variations longitudinales dans la composition des sables de la Loire. Les dépôts temporaires de sable de granulométrie supérieure à FS sont bien triés par le courant et contiennent extrêmement peu de matériel fin et de minéraux très denses du type zircon, ce qui limite les variations locales à un petit nombre de composantes. L'abondance des fragments de roche (relativement à quartz+feldspaths) constitue la variable principale du point de vue chimique. Il en résulte que, pour ces fractions, on peut (au premier ordre) considérer que les compositions se répartissent selon des petits "trends" linéaires, que l'on va comparer entre eux plutôt que de comparer des valeurs isolées ou des moyennes.

L'analyse de ces trends locaux peut alors être conduite de la manière suivante.

- La composition moyenne des sables est dominée par un type de matériel assez banal, immature, d'origine granitique et pauvre en  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $Ti$ ,  $Cr$ . Les sables de la Mare en sont le représentant le plus typique.
- Les caractéristiques de cette fraction arkosique "dominante" peuvent par contre être assez contrastées du point de vue des compositions des feldspaths, qui peuvent être discriminées en comparant les trends observés pour  $Na$ ,  $K$ ,  $Rb$ ,  $Sr$  en fonction de  $Si$ .
- La contribution des fragments de roche est visible à travers les écarts sur les autres constituants ( $Fe$ ,  $Mg$ ,  $Ti$ ,  $Cr$ ,  $V...$ ) et sur la saturation en  $Al$ ; il faut bien entendu

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

---

discuter ces écarts en fonction des types de fragments de roche rencontrés, et identifiés dans les galets ou en lame mince ; on notera que certains de ces fragments (argilites du Miocène Supérieur, micaschistes) ont des compositions très proches de celles des fines, ce qui conduirait à des ambiguïtés considérables dans l'interprétation si on ne prenait pas la précaution de vérifier que ces sables ne contiennent pas de matrice argileuse.

Les prélèvements effectués dans la partie la plus à l'amont (Andrézieux) ont une charge feldspathique de composition assez proche de la moyenne, et contiennent relativement peu de fragments lithiques. Ces caractéristiques changent radicalement au droit de l'embouchure du Furan : la fraction feldspathique s'appauvrit en  $Na$ ,  $Sr$  (l'abondance du plagioclase diminue) et le sable se charge en fragments lithiques de type métamorphique (la saturation en  $Al$  et  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $Ti$ ,  $V$  augmentent massivement) ; les signatures chimiques deviennent très proches de celle du Furan lui-même, dont les apports sont dominants dans ce secteur.

Ces apports sont encore perceptibles, mais nettement dilués par du matériel plus banal dans les sables récoltés près de Veauche. On notera que les apports du Bonson, très pauvres en  $Sr$ , ne peuvent pas expliquer l'élévation des teneurs en  $Sr$  observée entre St Just et Veauche ; il en résulte que cette évolution chimique doit être liée à une reprise du matériel meuble. En d'autres termes, la Loire érode surtout ses propres berges, et contrairement au Furan, le Bonson n'alimente pas beaucoup le lit principal. Ce contraste dans l'importance des apports pour les deux affluents est d'ailleurs directement perceptible à l'étiage : le Furan génère dans le lit de la Loire une barre d'embouchure bien visible, qui s'étire vers l'aval sur une centaine de mètres, alors que le Bonson ne génère qu'un cône de dépôt de quelques mètres. Le tronçon de Loire suivant, de Veauche à Montrond, est aussi celui où le Miocène supr commence à affleurer dans le lit de la rivière et où l'incision est la plus évidente du point de vue morphologique. On n'y trouve pas de dépôt sableux avant la confluence avec la Mare et la Coise. L'embouchure du Chalet (rive ouest) est d'ailleurs perchée de quelques mètres au dessus du lit principal et n'y génère pas de cône ; les apports du Chalet sont probablement trop faibles et sont balayés immédiatement par le courant, qui circule à cet endroit sur un fond lisse constitué de niveaux indurés subhorizontaux. A partir de Montrond, la fraction feldspathique des sables se charge de nouveau en  $Na$  et  $Sr$ . Cet enrichissement va même au-delà de ce que pourraient expliquer les apports de la Mare et de la Coise. L'enrichissement en  $Sr$  seul pourrait éventuellement être imputé

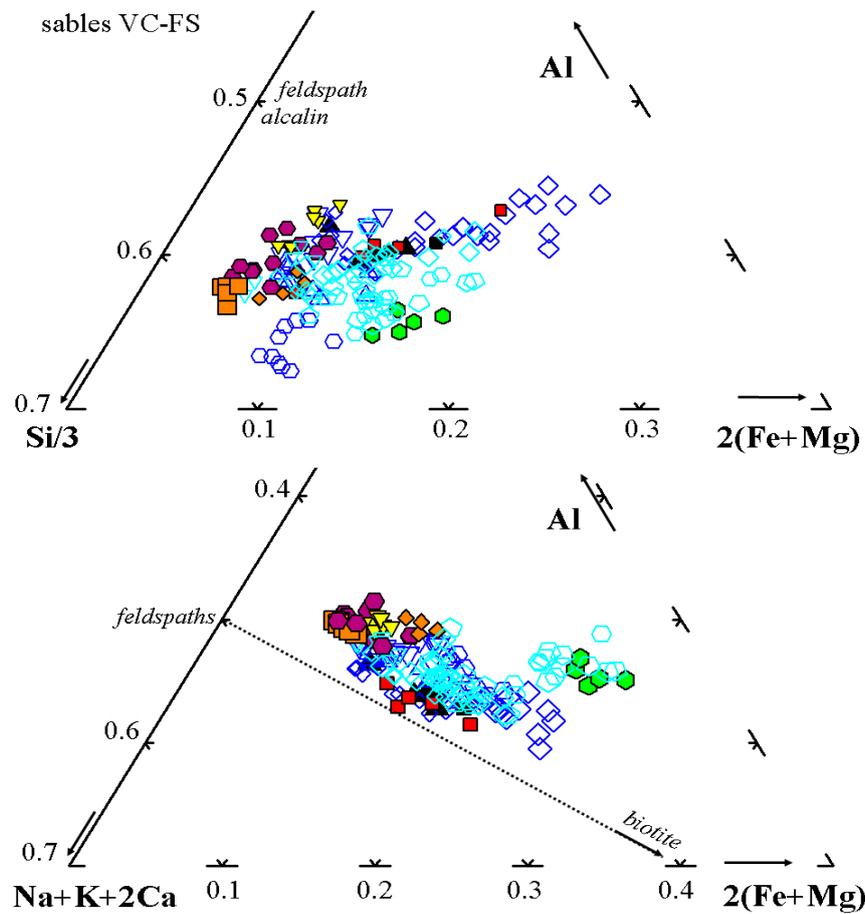


FIGURE 8.11: Sédiments actuels, crue de 2003 et apports des affluents - sables VC à VF. La légende est donnée sur la figure 8.12.

aux carbonates du Miocène, comme dans le cas du Chalet, mais cette interprétation ne tient pas pour Na : une fois encore, la source principale de la fraction feldspathique doit être recherchée dans du Quaternaire recyclé. Les sables de ce secteur contiennent également une charge lithique substantielle, mais de nature beaucoup moins alumineuse (fig 8.11) que celle du secteur amont (St-Just-Veauche); on y reconnaît les caractéristiques des fragments de basalte, plus précisément un enrichissement en  $Fe$ ,  $Ti$ ,  $Mg$ ,  $Cr$ , couplés à la baisse de  $Si/Al$ . Au nord de Montrond, La Loire n'a plus d'affluent avant la retenue (partielle) de Feurs et l'embouchure du Lignon, et comme dans ce secteur le Miocène affleure dans le lit, c'est a priori le secteur le plus favorable pour détecter une contribution

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

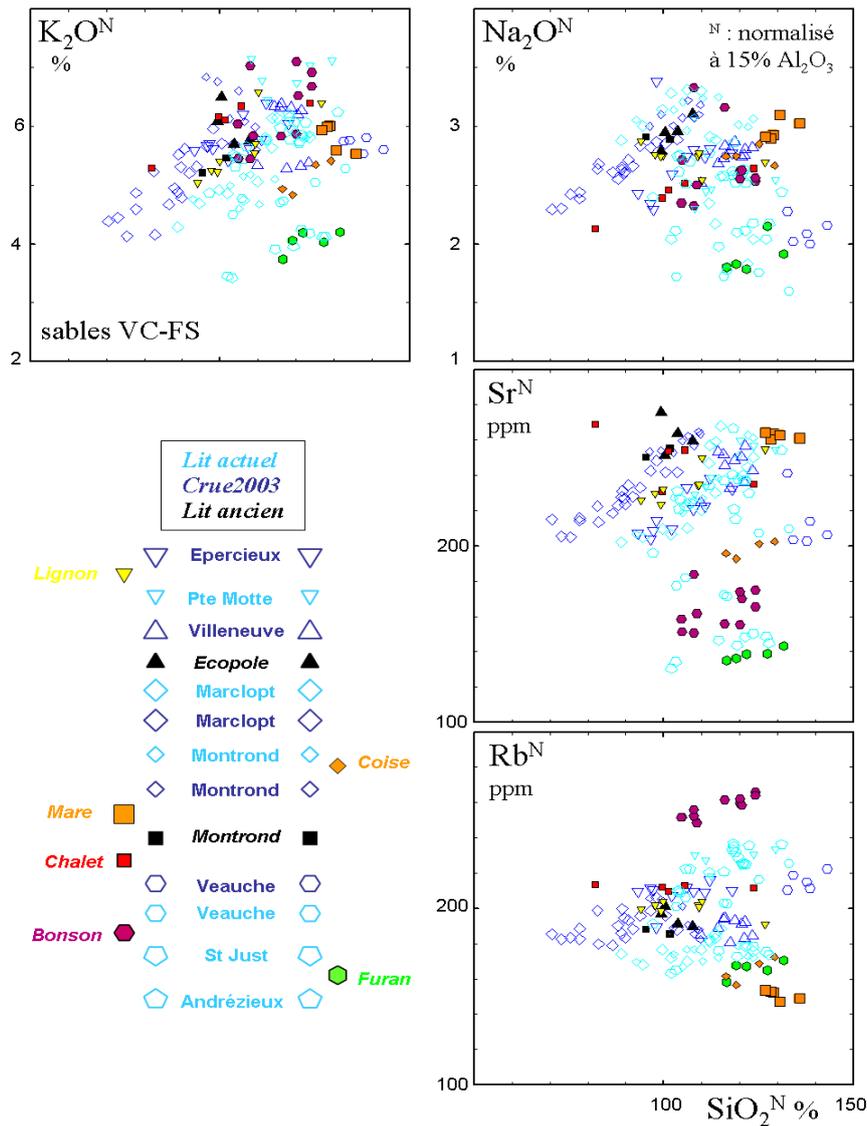


FIGURE 8.12: Sédiments actuels, crue de 2003 et apports des affluents - sables VC à VF.

de ce matériel à la charge sédimentaire. A Marclopt, les sables ont encore une composition chimique très proche de ceux de Montrond, mais cette composition change sensiblement pour devenir pratiquement constante dans tous les sites de prélèvement situés plus au Nord : la fraction feldspathique s'appauvrit en  $Na$  et  $Sr$ , s'enrichit un peu en  $Rb$ , et le matériel redevient très arkosique, c'est-à-dire pauvre en  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $Ti$ ,  $V$ ... Contrairement à ce que l'on aurait pu attendre, ce changement de composition longitudinal ne peut pas résulter de l'addition d'une charge solide constituée de fragments de Miocène : une telle addition ne ferait pas baisser les teneurs en  $Fe$ , et introduirait, comme pour le Chalet, un surplus de  $Sr$  porté par les carbonates. Bien que des particules de ce type soient observées en lame mince, leur abondance n'augmente pas de manière flagrante, et leur présence ne

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

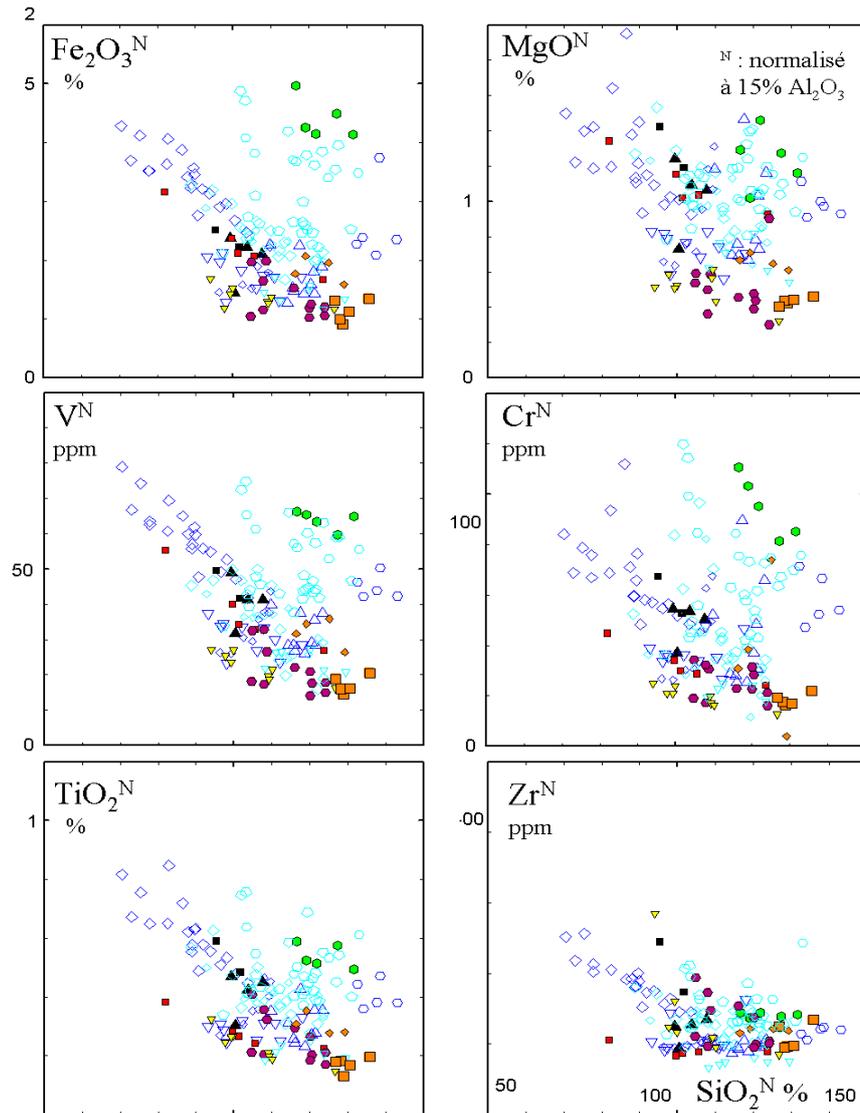


FIGURE 8.13: Sédiments actuels, crue de 2003 et apports des affluents - sables VC à VF (suite).

génère pas un signal géochimique susceptible de servir pour quantifier les vitesses d'érosion du lit dans ce secteur. Les changements observés dans les signatures chimiques de la fraction feldspathique, de même que l'appauvrissement en fragments lithiques, traduisent une recharge par du sédiment meuble "local", et la source la plus probable est la grande terrasse supérieure de la Loire (FY sur la carte géologique) qui repose directement sur le Miocène et reste en contact avec le lit majeur à partir de St-Laurent la Conche ; nous n'y avons malheureusement pas pratiqué d'échantillonnage.

La relative constance des signatures chimiques au nord de St-Laurent-la-Conche n'est pas perturbée par les apports du Lignon, dont les sables présentent des caractéristiques chi-

miques assez voisines.

On ne dispose jamais d'autant de points d'observation (ni d'analyses) que l'on pourrait le souhaiter, et il n'est guère possible d'apprécier à quel point les variations longitudinales de la chimie des sables sont brutales ou bien progressives. Par contre, on peut justifier l'idée qu'elles ont une certaine rémanence, puisque les compositions relevées dans sables de la crue de 2003 sont très comparables avec celles des sables actuels des sites concernés.

### 8.4 Conclusion

Les trois grands types de composition identifiés par la géochimie des sables correspondent très concrètement à trois tronçons successifs de la rivière :

- Le Sud (Veauche), marqué par les apports d'un matériel lithique relativement mature et alumineux (Lyonnais) et équivalents à la charge sédimentaire du Furan ;
- le centre (Montrond) ou les apports précédents sont noyés dans le recyclage du matériel du lit mineur ( $F_Z$ ), chargé en fragments de basalte et en fragments de granite ou roches métamorphiques d'origine Vellave ;
- le Nord (Feurs), bien plus pauvre en éléments lithiques et probablement rechargé par la terrasse supérieure de la Loire.

L'analyse des sables nous ramène à une relecture de la carte géologique, et à constater que la recharge principale en sable du cours d'eau vient des formations **non consolidées**. Il est évident qu'une rivière qui creuse dans son lit s'attaque également à ses berges, surtout quand celles-ci sont meubles.

En ce qui concerne l'incision du lit, et le transport du Miocène, qui sont bien réels, force est de constater que ce n'est pas dans la fraction sable que l'essentiel du matériel a été déplacé. Nous avons vu l'accumulation de dalles de Miocène à Montrond après la crue de 2003, mais la formation de petits grains dans la classe granulométrique des sables est probablement due à la fragmentation par dessiccation, et le produit est peut être trop instable pour devenir majoritaire, sauf très localement, comme dans l'embouchure du Chalet. Il est plus vraisemblable qu'après les périodes de crue, au cours desquels des morceaux de grande taille sont arrachés et déplacés, ce matériel forme plutôt des fines qui partent dans la suspension et que l'on ne retrouvera pas dans les dépôts temporaires de sable. Pour en retrouver la trace, il aurait peut être fallu faire un log chimique des sédiments déposés dans la retenue de Villerest et travailler sur les variations de composition des fines.

## CHAPITRE 8. APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DANS LA COMPRÉHENSION DU TRANSPORT SOLIDE

---

Du point de vue de l'évolution morphologique de la Loire, le résultat majeur est bien sûr l'importance de la recharge sédimentaire locale, même si ce n'est pas précisément la signature du Miocène qui apparaît le mieux. Cela signifie très concrètement que pour mener à bien notre tentative de quantification du transport par la géochimie, il aurait fallu documenter de manière beaucoup plus détaillée la composition des berges et des terrasses. Ce n'est guère envisageable à grande échelle, car trop coûteux en termes de prélèvements et d'analyse, mais ce pourrait être envisagé à l'échelle de quelques méandres, sur lesquels il est possible d'acquérir une information morphodynamique détaillée (Formann et al., 2007).

Le caractère assez local de la recharge sédimentaire (en sable), s'il n'est pas très original, n'est pas non plus trivial à appréhender. Il n'est pas question de prétendre que les sables ne soient pas transportés sur de grandes distances. Dans les variations de composition longitudinales, on détecte l'influence de l'érosion des berges. En d'autres termes, la composition qui transite est perturbée de manière mesurable par ces apports particuliers.



# Chapitre 9

## Conclusion et perspectives

---

L'analyse des photos aériennes de la plaine du Forez a permis de localiser les zones ayant subi des modifications ces dernières années. Sur un linéaire de 50 *km* entre le barrage de Grangent et la queue de la retenue du barrage de Villerest, les comportements diffèrent avec une dynamique particulièrement forte dans la première moitié du siècle dernier dans le secteur à l'aval de Marclopt. Des travaux de réhabilitations sont déjà expérimentés sur d'autres fleuves. Les modifications d'origines anthropiques dans la plaine du Forez font que la tendance à l'enfoncement du lit de la Loire dans cette zone n'est pas ou serait très difficilement réversible. Redonner à la Loire forézienne sa dynamique naturelle nécessiterait par conséquent des interventions lourdes et coûteuses.

L'objectif principal de ce travail était de proposer un outil de quantification de l'incision du lit de la Loire forézienne et de savoir comment le fleuve s'alimente en sédiments compte-tenu des perturbations existantes.

Trois approches ont été combinées :

- un modèle unidimensionnel couplant la simulation de l'écoulement et du transport solide,
- deux modèles d'abrasion, l'un empirique et l'autre semi-empirique, décrivant la physique du phénomène d'incision à partir des propriétés intrinsèques de la marne,
- une approche géochimique qui fournit, à partir d'analyses faites en laboratoire, des informations sur la contribution des différentes sources de matériaux.

Le modèle hydrosédimentaire construit dans le cadre de ce travail utilise la granulométrie comme une des variables principales dans le calcul des déformations géométriques. En raison des phénomènes d'incision et des extractions intenses de matériaux dans le passé, le lit actuel de la Loire présente à la fois de tronçons alluvionnaire et rocheux. La possibilité d'intégrer des méthodes utilisant les propriétés mécaniques du substratum dans les

modèles classiques de transport solide a été testée. Le modèle hydrosédimentaire alluvial résout les équations de Barré de Saint Venant et d'Exner, dans le cas où le fond du cours d'eau est alluvionnaire.

Ce modèle a fait l'objet d'une validation sur des cas issus de la littérature puis sur la crue de la Loire de 2008 . Malgré des erreurs liées à la stabilité numérique, les résultats du modèle ont été jugés satisfaisants. L'utilisation d'un schéma numérique implicite, permettrait d'améliorer le comportement du modèle.

Lorsque l'épaisseur des matériaux ne recouvre plus le substratum, deux méthodes ont été explorées :

- un modèle d'abrasion de la marne qui dépend uniquement de la résistance à la traction. Les résultats obtenus ont été confrontés aux observations récentes et sont concluants.
- un modèle, combinant la puissance hydraulique totale à une propriété de la marne caractérisant sa résistance à l'abrasion. L'application de ce modèle sur la Loire a permis d'obtenir des taux d'incision annuels proches de ceux déterminés par le modèle empirique et par les mesures existantes.

Au vu des résultats, **il est envisageable de coupler ces approches mécanistes avec un modèle hydraulique classique simulant le transport solide**. Un seuil basé sur l'épaisseur de la couche active est à définir dans le modèle pour indiquer la transition entre érosion et incision. Tant que l'épaisseur de la couche alluviale est suffisante, le modèle utilise les équations d'Exner et de Meyer-Peter et Müller. Lorsque la couche active est complètement érodée, l'incision est déterminée selon le nombre d'abrasion de la marne au point de calcul, ou la résistance à la traction.

Par ailleurs, les analyses géochimiques effectuées, pour compléter l'approche numérique, ont montré que **la contribution des marnes au sédiment reste perceptible dans le décalage de composition entre les matériaux du quaternaire et les sédiments actuels**. En d'autre termes, ce décalage est temporel et non spatial.

Les variations dans l'espace sont dominées par la reprise du matériel meuble qui noie rapidement tous les autres signaux. Il est par conséquent difficile de retrouver les traces des matériaux du Miocène dans les échantillons de sable car ceux-ci sont transportés dans un premier temps par suspension avant d'être redéposés.

Un dispositif de piégeage de sédiment a été mis en place afin d'étudier les variations temporelles mais il n'a pas pu être utilisé compte-tenu de la fréquence des événements de crue

susceptibles d'apporter des informations.

On peut facilement se noyer dans le signal géochimique faute de méthodes "reconnues". Moyennant les garde-fous que sont la carte géologique, l'identification directe des galets et la pétrographie sur lames minces, on peut interpréter les variations de compositions des sables et les relier aux proportions relatives des constituants couramment reconnus par les pétrographes. **Il y a là, un apport méthodologique qui va dans le sens d'une quantification croissante de la dynamique des systèmes sédimentaires, à priori souhaitable pour espérer des applications en ingénierie.** On ne prétend pas que le recours à la géochimie rende obsolète l'étude pétrographique classique des provenances, mais elle permet de l'étendre à de plus grandes séries de prélèvements, et donc à des types de problèmes où la densité d'information (notamment les variations dans l'espace) est importante.

La difficulté principale pour passer d'un signal enregistré dans le sable, au sédiment total, se situe dans l'évaluation des transferts de classe granulométrique. Si on les ignore, au motif que les distances sur lesquelles on travaille sont trop courtes pour que la fragmentation du matériel soit notable, alors le bilan de matière peut être restreint aux seuls sables et utilisé (en principe) pour quantifier le transport. Mais les transferts entre classes granulométriques peuvent également avoir lieu par échange avec les réservoirs latéraux (berges, levées, barres) : par exemple, le recul d'une berge met en mouvement du matériel de toutes les classes granulométriques (c'est-à-dire l'érosion n'est pas sélective), et nourrit à la fois la suspension et la charge charriée, alors que le dépôt d'une barre sableuse ne soutire de la matière qu'à la fraction charriée. A l'inverse, les fines ne sont pratiquement exportées que dans les débordements (épanchements de crevasse et plaine alluviale) dont la composition globale est très différente.

En définitive, trois grands axes d'approfondissement mériteraient d'être conduits afin de compléter cette approche pluridisciplinaire pour la compréhension des mécanismes d'enfoncement du lit d'un fleuve.

En géochimie : améliorer l'échantillonnage par un dispositif fin de piégeage des sédiments. Cela permettra en effet de suivre scrupuleusement les variations temporelles de la composition des sédiments durant un évènement de crue donné. Cette expérience reste complexe à mettre en oeuvre et nécessite la mise au point d'un protocole d'essai rigoureux.

En hydraulique, il faudra tester des schémas numériques différents en modélisation, afin

d'en améliorer la qualité. Un dispositif de mesure du transport solide devra être mis en place dans la plaine du Forez afin d'améliorer le calage et de disposer d'outil de validation. Par ailleurs, coupler le modèle de Barré de Saint Venant avec des modèles pluie-débit apportera certainement un meilleur bilan hydraulique et sédimentaire. En effet, les modèles pluie-débit sont plus faciles à renseigner car le bassin de la Loire dispose d'un réseau de mesure de la pluviométrie relativement dense. En utilisant des modèles pluie-débit par sous-bassin, il sera alors possible d'injecter les débits des affluents et par la même occasion d'estimer leurs apports solide. par ailleurs, ce type de modèle est moins sujet aux problèmes de stabilités que les modèles de St Venant.

Enfin, les travaux sur les aspects mécaniques de l'incision de la marne restent rares. La méthode proposée par Dickenson et Baillie (1999) mérite d'être développée. Différents types d'essais doivent être entrepris sur les marnes de la Loire afin de mieux connaître leurs propriétés mécaniques.

# Annexe



# Annexe A

## Essai d'altérabilité

---

### Sommaire

---

<b>A.1 Essai d'altérabilité standard</b> . . . . .	<b>191</b>
A.1.1 Matériel . . . . .	191
A.1.2 Procédure . . . . .	192
<b>A.2 Essai d'altérabilité modifié</b> . . . . .	<b>194</b>
A.2.1 Matériel . . . . .	194
A.2.2 Procédure . . . . .	194

---

## A.1 Essai d'altérabilité standard

### A.1.1 Matériel

Le dispositif (fig. A.1) comprend :

1. un tambour, constitué d'un cylindre en treillis métallique de maille carrée de 2.0 *mm*. Son diamètre est de 140 *mm* et sa hauteur est de 100 *mm*. Il est muni d'un couvercle amovible.
2. une cuve équipée d'un support, qui maintient le tambour horizontalement de manière à ce qu'il puisse tourner librement autour de son axe. La cuve est remplie d'eau jusqu'à 20 *mm* en-dessous de l'axe du tambour et un espace libre de 40 *mm* subsiste entre le tambour et le fond de la cuve. Le tambour tourne à l'aide d'un moteur à une vitesse de 20 *tr/min*, pendant 10 *min*.
3. Une étuve, contrôlée thermostatiquement, capable de maintenir une température de  $110 \pm 5$  °c.

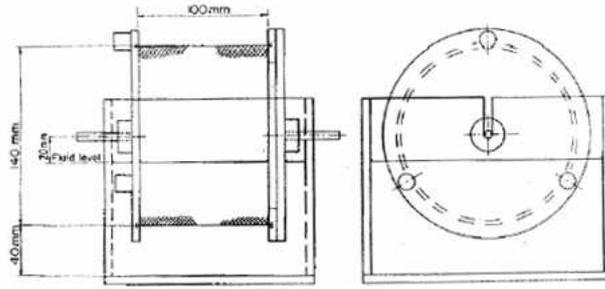


FIGURE A.1: Dispositif expérimental de l'essai d'altérabilité.

### A.1.2 Procédure

1. L'échantillon est constitué de 10 fragments de roche intacte, approximativement de même dimension et pesant chacun 40 à 60g. Ces fragments sont des éléments naturels ou résultent d'un concassage au marteau. Ils peuvent provenir de carottes ou d'affleurements, et leur dimensions peuvent varier selon le mode de prélèvement. Si possible arrondir les angles et brosser les échantillons avant de les peser. Le poids total de l'échantillon complet doit être compris entre 450 et 550 g.
2. L'échantillon doit être transporté et stocké de façon à conserver sa teneur en eau naturelle.
3. Placer les fragments de roche dans le tambour. Peser, puis sécher au four durant 16 h, ou jusqu'à masse constante. Laisser refroidir la roche et le tambour à température ambiante pendant 20 min et peser à nouveau.
4. Calculer la teneur en eau naturelle de la manière suivante :

$$w = 100 \cdot \frac{A - B}{B - C}$$

où :

$w$  : teneur en eau,

$A$  : masse du tambour + échantillon à la teneur en eau naturelle [g]

$B$  : masse du tambour + échantillon après le premier séchage au four [g]

$C$  : masse du tambour, [g]

5. Monter le tambour dans la cuve et le raccorder au moteur. Remplir la cuve d'eau distillée à température ambiante jusqu'à 2 cm sous l'axe du tambour. Faire tourner

le tambour à 20 *tr/mn* pendant 10 *min*. Noter la température de l'eau au début et à la fin de l'essai.

6. Enlever le tambour de la cuve immédiatement après la fin de la rotation, sécher au four pendant 16 h, ou jusqu'à masse constante.
7. Peser le tambour et l'échantillon pour obtenir le poids sec pour le second cycle. Répéter les opérations 2 et 3. Peser à nouveau le tambour et l'échantillon pour obtenir le poids final.
8. Photographier les matériaux retenus et classer une copie des photos avec le procès-verbal de laboratoire, ou noter selon les descriptions suivantes :
  - Type I : Les fragments retenus restent pratiquement inchangés
  - Type II : Les fragments retenus consistent en morceaux de taille variable
  - type III : Les fragments retenus sont exclusivement de petits fragments
9. calcul de l'index d'altérabilité par la relation :

$$I_d = \frac{P_{ap}}{P_{av}} \cdot 100 \quad (\text{A.1.1})$$

où  $P_{av}$  : poids de l'échantillon sec avant l'essai

$P_{ap}$  : poids de l'échantillon sec après l'essai.

La classification se fait selon le tableau suivant :

Tableau A.1: Tableau représentant les différentes classes d'altérabilité.

Indice de durabilité $I_{d_2}$ (%)	Classification
0 – 25	Très faible
25 – 70	Faible
50 – 75	Moyenne
75 – 90	Haute
90 – 95	Très élevée
95 – 100	Extrêmement élevée

## A.2 Essai d'altérabilité modifié

### A.2.1 Matériel

Le matériel utilisé est identique à l'essai d'altérabilité standard.

### A.2.2 Procédure

1. Utiliser un échantillon de  $500\text{ g} \pm 50\text{ g}$  avec des particules de roche entre 12,5 à 25  $mm$  de diamètre, similaires à la méthode ASTM. Conserver l'échantillon dans un état saturé jusqu'aux essais. Les échantillons doivent être conservés à une teneur en eau équivalentes avec les conditions in-situ. Il est recommandé que toute immersion de l'échantillon (si nécessaire) doit être inférieure à 24 heures.
2. Plonger la cage dans l'eau, retirer la cage et la sécher à l'aide de tissus. Peser la cage afin de mesurer son poids à vide.
3. Essuyer les particules de façon sommaire et les placer dans la cage. Mesurer le poids de l'ensemble.
4. Remplir le réservoir du dispositif jusqu'au niveau prescrit dans l'essai d'altérabilité standard.
5. Faire tourner la cage à une vitesse de 20  $tr/mn$  pendant 30  $mn$ .
6. Après 30  $mn$ , arrêter le moteur et retirer la cage du réservoir. Placer la cage de façon à égoutter l'eau pendant une durée de 30 à 60  $s$ . Retirer le couvercle et essuyer la cage. Peser l'ensemble cage + particules.
7. Répéter la procédure et faire tourner les fragments pendant 30  $mn$ . Prendre le poids de l'ensemble tous les 30  $mn$  pendant les 2 premières heures, puis toutes les heures, jusqu'à une durée totale de 8 à 9  $h$ .
8. Calculer le pourcentage de perte de poids à la fin de chaque cycle de 30  $mn$  (A.2.1)

$$Perte\ de\ poids = \left( \frac{P_{t=0} - P_{t=x}}{P_{t=0}} \right) .100 \quad (A.2.1)$$

où :

$P_{t=0}$  : poids de l'ensemble cage+particules au début du test,

$P_{t=x}$  : poids de l'ensemble cage+particules à un instant  $x$ .

## Annexe B

# Eléments d'hydraulique et de géomorphologie

---

### Sommaire

---

**B.1 Méthode de sectorisation de Malavoi . . . . . 195**

**B.2 Erosion régressive et progressive : définition . . . . . 196**

---

## B.1 Méthode de sectorisation de Malavoi

En général tout cours d'eau présente une grande diversité de morphologies et de fonctionnements entre sa source et son exutoire malgré le continuum amont-aval des débits solides et liquides. La compréhension du fonctionnement d'un cours d'eau tant au point de vue hydrologique, écologique, hydrogéologique, socio-économique nécessite de segmenter ce cours d'eau en un certain nombre d'entités géomorphologiques emboîtées.

La méthode de sectorisation proposée par JR Malavoi définit 6 entités emboîtées. Les ordres de grandeur des entités sont indiqués de manière proportionnelle à la largeur du lit mineur à pleins bords. Par ordre de taille décroissant, on distingue :

- **Unité** (+ de 500 fois la largeur)
- **Tronçon** (+ de 100 fois la largeur)
- **Sous-tronçon** (+ de 50 fois la largeur)
- **Segment** (+ de 10 fois la largeur)
- **Faciès**
- **Micro-habitat**

Le principe de segmentation est le suivant : toute modification d'une ou plusieurs des variables de contrôle ou de réponse de la dynamique fluviale implique un changement d'entité. Si ce changement est très marqué et porte sur de très longues distances, on change d'entité de niveau supérieur ; si le changement est moins marqué on change d'entité de

niveau inférieur.

## B.2 Erosion régressive et progressive : définition

L'érosion "**régressive**" est un phénomène de dynamique fluviale consistant en une érosion d'un relief ou d'un ouvrage artificiel qui se propage de l'aval vers l'amont. Ce phénomène peut être naturel ou provoqué par une perturbation.

Dans le cas d'une extraction ponctuelle de matériaux dans le lit mineur par exemple, une érosion régressive se déclenche. Les apports venant de l'amont sont piégés dans l'excavation et la comble au fur et à mesure. A l'aval, le débit liquide n'est plus saturé en matériau, et l'écoulement doit creuser le lit pour compenser ce déficit. Ce mécanisme s'appelle alors l'érosion "**progressive**".

Si l'extraction est permanente, l'érosion régressive se poursuit jusqu'à ce qu'un point dur soit rencontré en amont. La nouvelle pente est en théorie égale à l'ancienne. L'érosion progressive n'est par contre pas forcément arrêtée par un point dur aval, le déficit en apport solide n'étant compensé que progressivement. Le résultat global est un enfoncement du lit de moins en moins profond en allant vers l'aval.

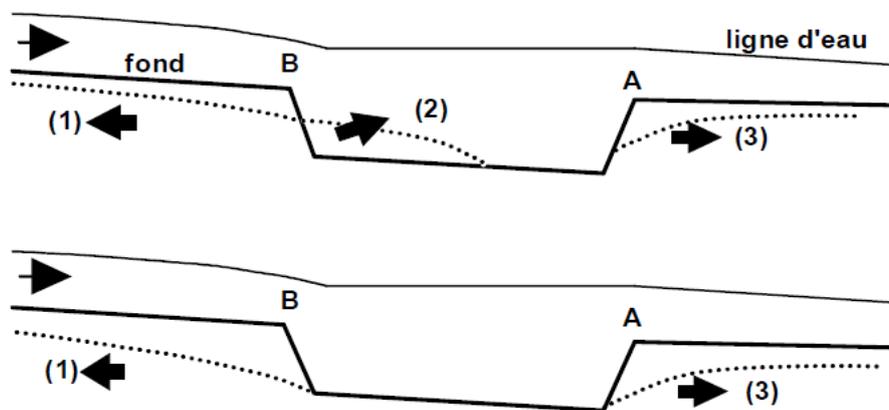


FIGURE B.1: Erosion régressive et progressive à la suite d'extraction de matériaux dans le lit d'un cours d'eau (Degoutte, F.).

# Annexe C

## Tests de sensibilité du schéma de Lax

---

### Sommaire

---

<b>C.1</b>	<b>Influence du nombre de noeud . . . . .</b>	<b>197</b>
C.1.1	Valeurs de la hauteur d'eau et de la cote du fond du lit . . . . .	197
C.1.2	Evolution du pas de temps . . . . .	199
<b>C.2</b>	<b>Influence du nombre de Courant . . . . .</b>	<b>200</b>
<b>C.3</b>	<b>Influence du coefficient <math>\alpha</math> . . . . .</b>	<b>202</b>

---

Cet annexe présente les résultats des tests de sensibilité réalisés par rapport aux paramètres suivants :

- Nombre de noeuds,
- Nombre de Courant (CFL),
- Paramètre  $\alpha$  du schéma de Lax.

Les tests correspondent au cas de l'exhaussement dû à une surcharge amont (expérience de Soni et al., 1980).

### C.1 Influence du nombre de noeud

#### C.1.1 Valeurs de la hauteur d'eau et de la cote du fond du lit

L'influence du nombre noeud  $N$  sur la hauteur d'eau  $y$  et la cote du fond  $z_b$  est représentée sur les figures C.1, C.2 et C.3.

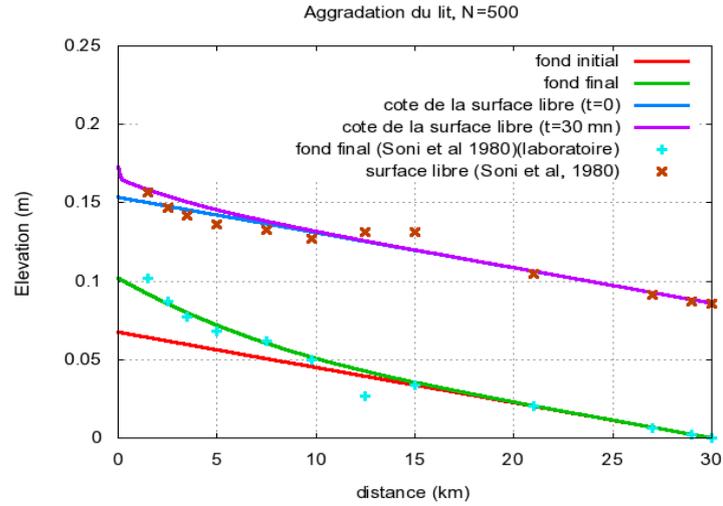


FIGURE C.1: Evolution de la ligne d'eau et de la cote du fond pour  $N = 500$ ,  $Cn = 0.8$  et  $alfa = 0.5$ .

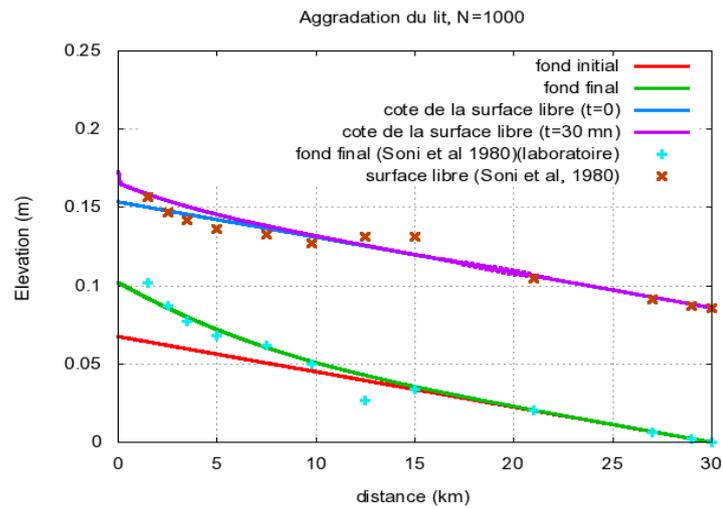


FIGURE C.2: Evolution de la ligne d'eau et de la cote du fond pour  $N = 1000$ ,  $Cn = 0.8$  et  $alfa = 0.5$ .

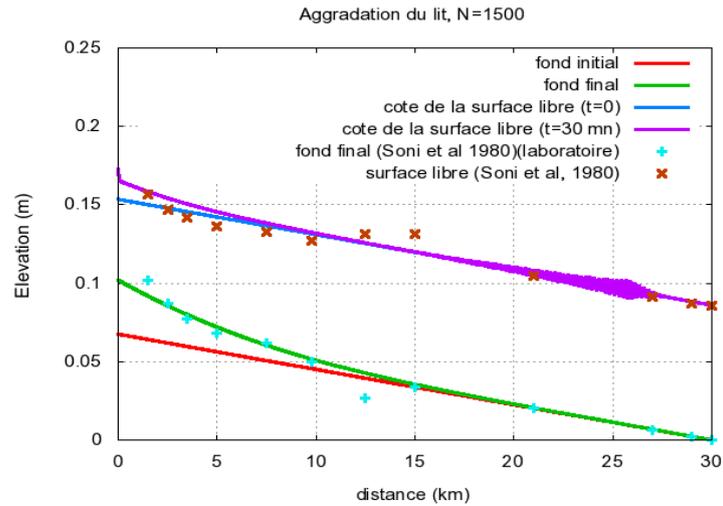


FIGURE C.3: Evolution de la ligne d'eau et du fond pour  $N = 1500$ ,  $Cn = 0.8$  et  $alfa = 0.5$

### C.1.2 Evolution du pas de temps

L'influence du nombre de noeud sur le calcul du pas de temps est représentée sur les figures C.4, C.5 et C.6.

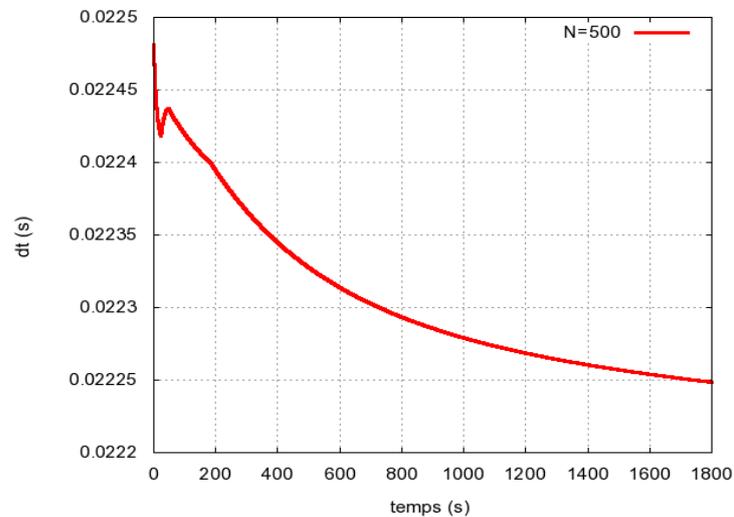
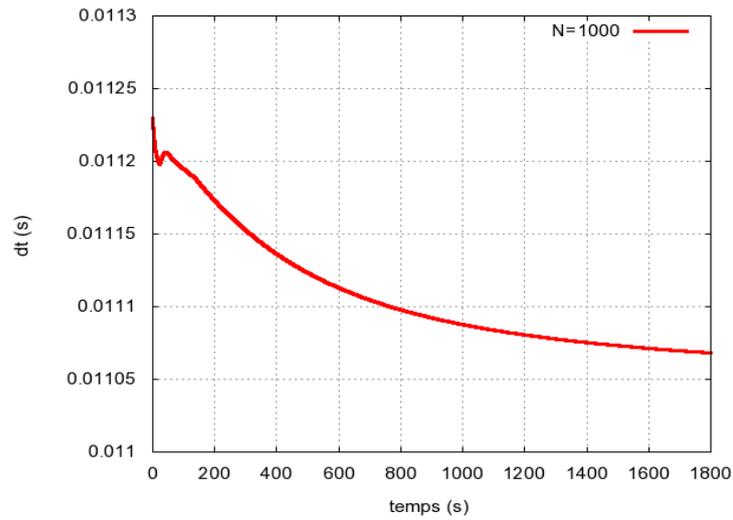
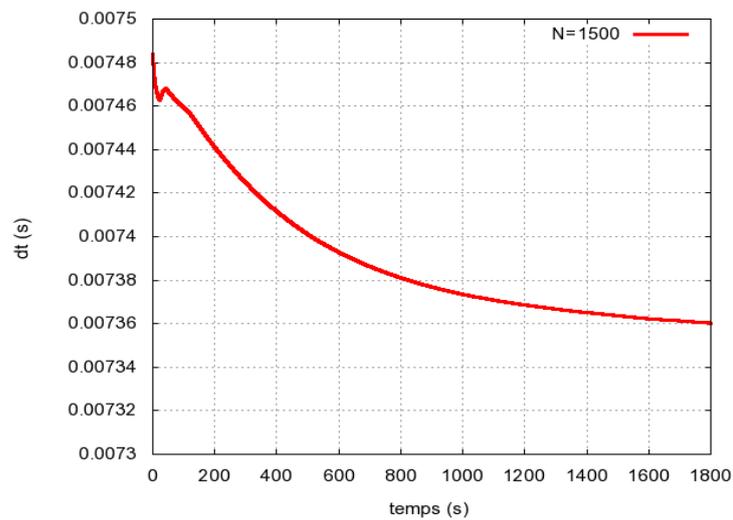


FIGURE C.4: Evolutionxxx du pas de temps pour  $N = 500$ ,  $Cn = 0.8$  et  $alfa = 0.5$ .

FIGURE C.5: Evolution du pas de temps  $dt$  pour  $N = 1000$ ,  $Cn = 0.8$  et  $alfa = 0.5$ .FIGURE C.6: Evolution du pas de temps  $dt$  pour  $N = 1500$ ,  $Cn = 0.8$  et  $alfa = 0.5$ .

## C.2 Influence du nombre de Courant

L'influence du nombre de Courant sur la hauteur d'eau et la cote du fond est représentée sur les figures C.7, C.8 et C.9.

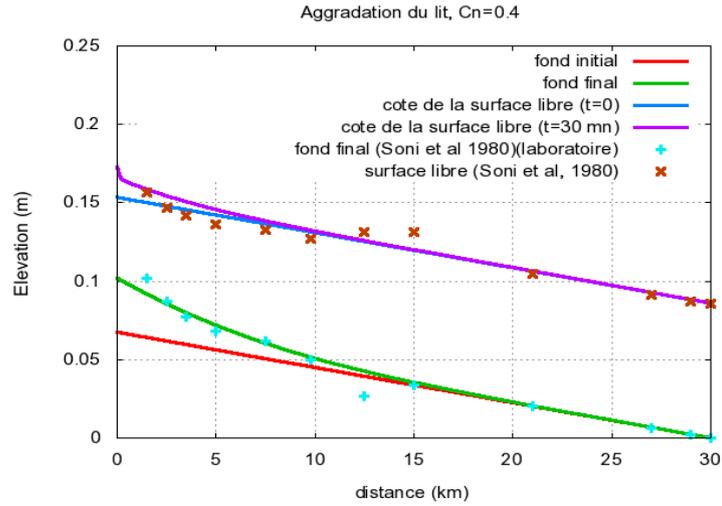


FIGURE C.7: Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour  $N = 1500$ ,  $alfa = 0.5$  et  $Cn = 0.4$ .

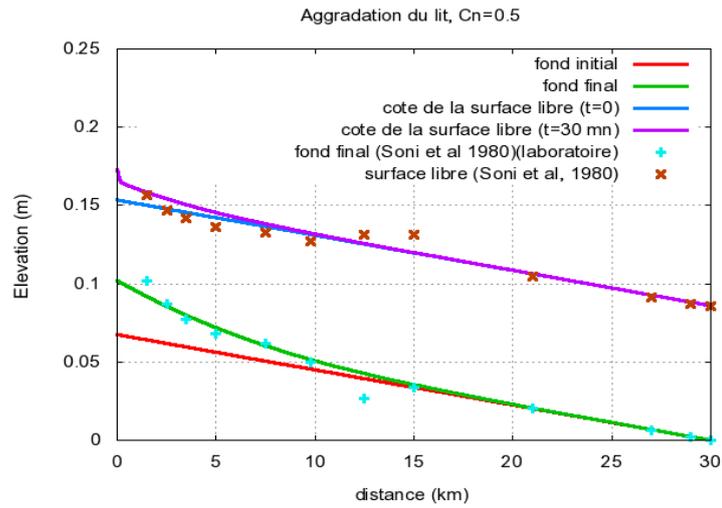


FIGURE C.8: Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour  $N = 1500$ ,  $alfa = 0.5$  et  $Cn = 0.5$ .

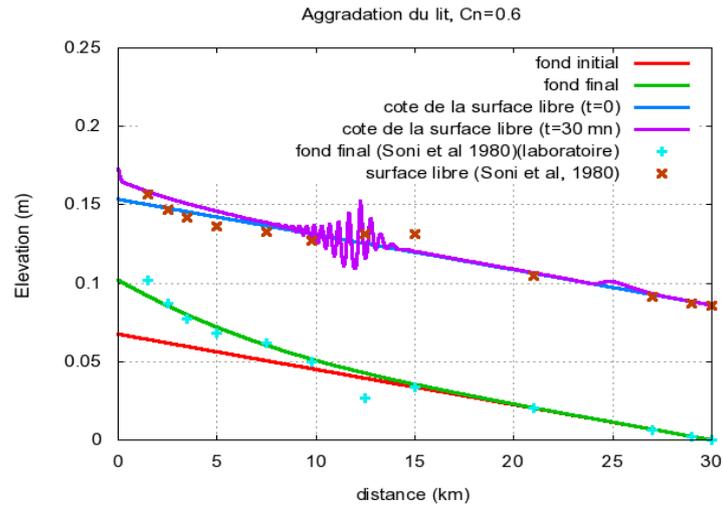


FIGURE C.9: Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour  $N = 1500$ ,  $alpha = 0.5$  et  $Cn = 0.6$ .

### C.3 Influence du coefficient $\alpha$

L'influence du coefficient  $\alpha$  sur la hauteur d'eau et la cote du fond est représentée sur les figures C.10, C.11 et C.12.

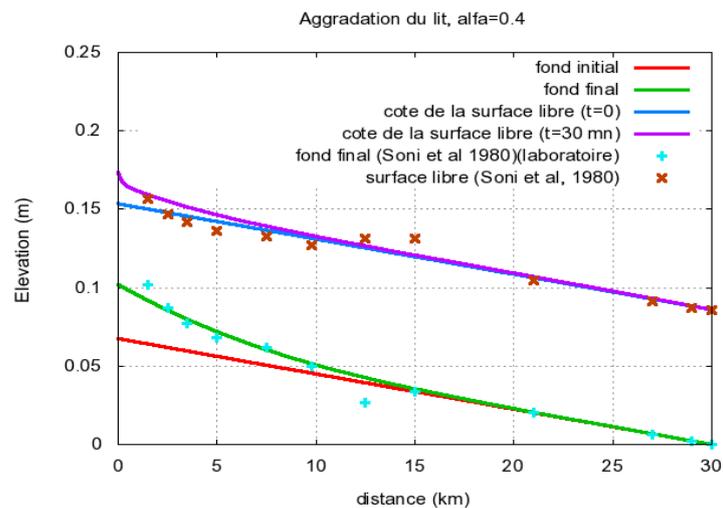


FIGURE C.10: Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour  $N = 1500$ ,  $Cn = 0.5$  et  $alfa = 0.4$ .

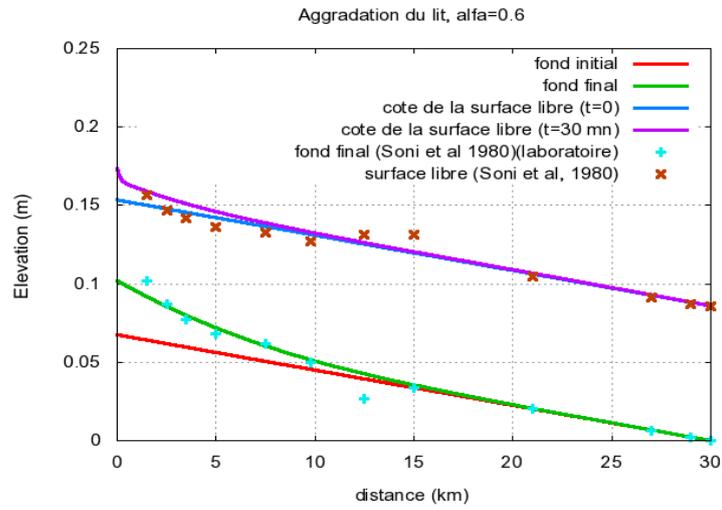


FIGURE C.11: Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour  $N = 1500$ ,  $Cn = 0.5$  et  $alfa = 0.6$ .

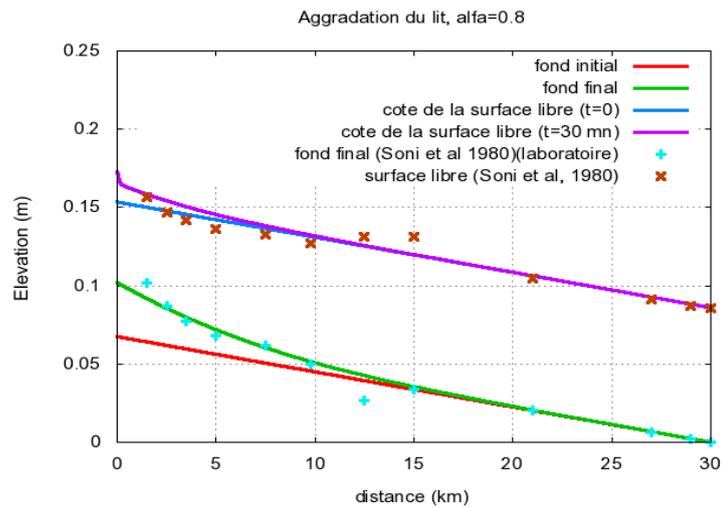


FIGURE C.12: Evolution de la hauteur d'eau et de la cote de fond pour  $N = 1500$ ,  $Cn = 0.5$  et  $alfa = 0.8$ .



## Annexe D

# Reconnaissance au microscope électronique des échantillons

---

### Sommaire

---

D.1 La méthode de Gazzi-Dickinson . . . . .	205
D.2 Observations sur les échantillons de la Loire . . . . .	206

---

## D.1 La méthode de Gazzi-Dickinson

Le comptage de points est une analyse modale, qui fournit des informations sur le volume relatif de chaque minéral dans l'échantillon. Il peut être réalisé en utilisant la méthode de Gazzi Dickinson. Dans cette méthode, les grains dont la taille est supérieure ou égale à celle du sable sont considérés comme des minéraux indépendants, qu'ils apparaissent sous forme de minéral ou de fragments de roche. L'avantage de cette technique est que les effets de la maturité de sable sont réduits au minimum, et les sables de granulométries différentes peuvent être comparés.

Pour effectuer l'analyse modale, une grille est posée sur l'échantillon à compter, et le type du grain correspondant à chaque point de grille est enregistré à l'aide d'un microscope. Un dispositif mécanique permet de déplacer l'échantillon avec des pas précis pour les déplacements verticaux et horizontaux.

La valeur des pas doit répondre à deux critères :

- Premièrement, ils doivent être plus grands que le plus gros grain rencontré dans l'échantillon.
- Deuxièmement, le nombre de point compté doit couvrir autant que possible la lame pour minimiser les biais potentiels dus à des non-homogénéités dans la lame mince.

## D.2 Observations sur les échantillons de la Loire

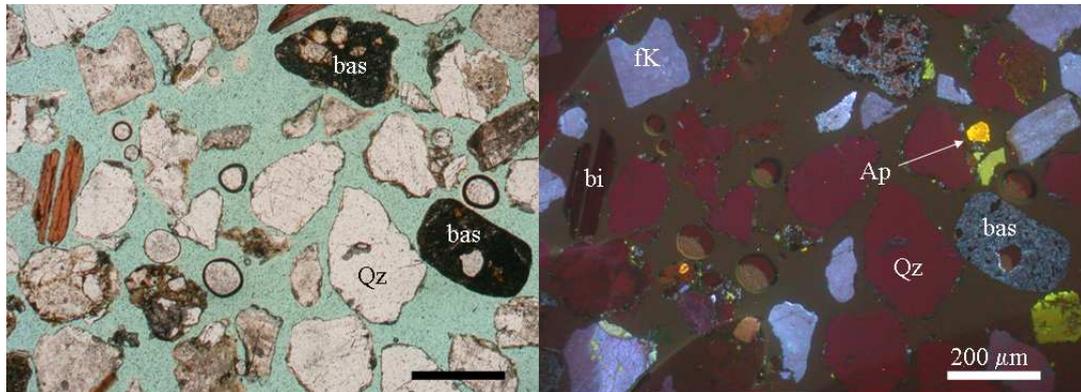


FIGURE D.1: SF14 MS (Quaternaire, Ecopole) : Quartz, biotites isolées, fragments de basalte, feldspath potassique, plagioclase.

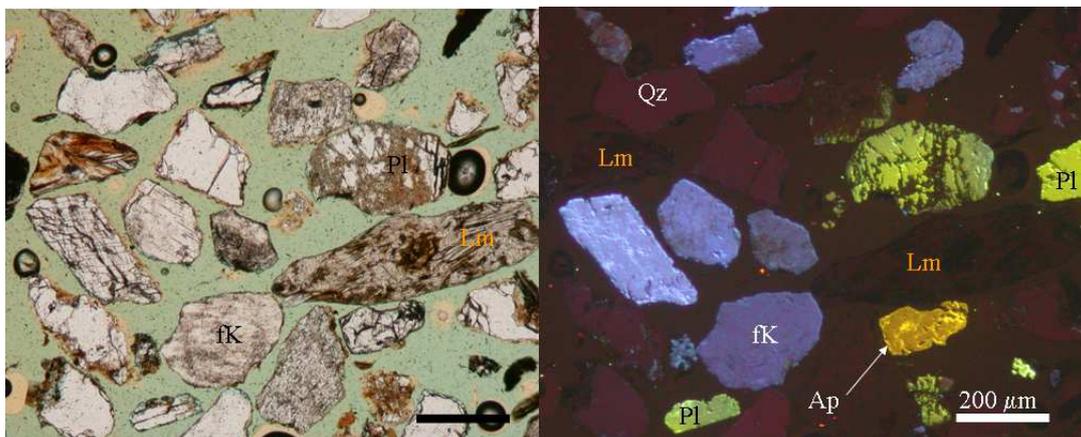


FIGURE D.2: SF38D MS (St Just, Loire actuelle) : Quartz, fragments de micashistes (Lm), feldspath K, plagioclase, apatite. Couleurs des minéraux en cathodoluminescence (figures de droite) : Quartz (Qz) : brun très sombre ; feldspath potassique (fK) : bleu ; plagioclase (Pl) : jaune-vert pour les compositions proches de l'oligoclase (fragments de granite et cristaux isolés), brun à orangé pour les formes de haute température (roches volcaniques, migmatites) ; apatite (Ap) : jaune vif ; calcite non ferrifère (Cc) : rouge vif ; la biotite (Bi) et les minéraux ferrifères des roches volcaniques (clinopyroxènes, olivines, oxydes, amphiboles) ne sont pas luminescents.

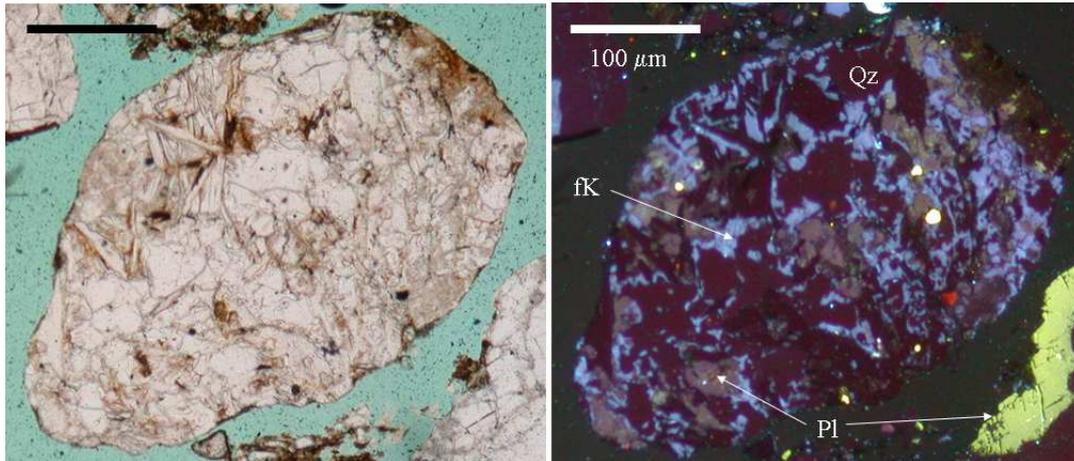


FIGURE D.3: Migmatite (laisse de crue 2003, Marclopt). Le feldspath potassique est ici typiquement secondaire (entre quartz et plagioclase)

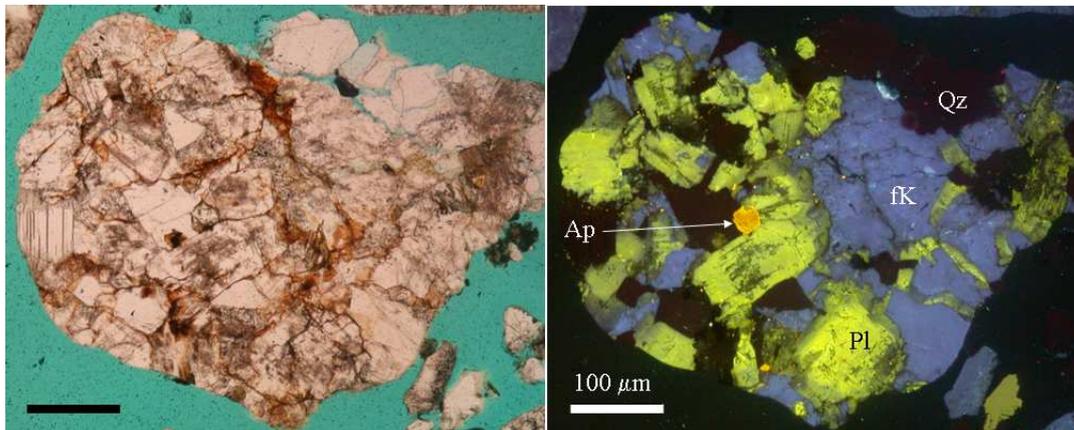


FIGURE D.4: Granite (laisse de crue 2003, Montrond) : Assemblage typique de quartz, feldspath K, plagioclase, biotite, apatite accessoire

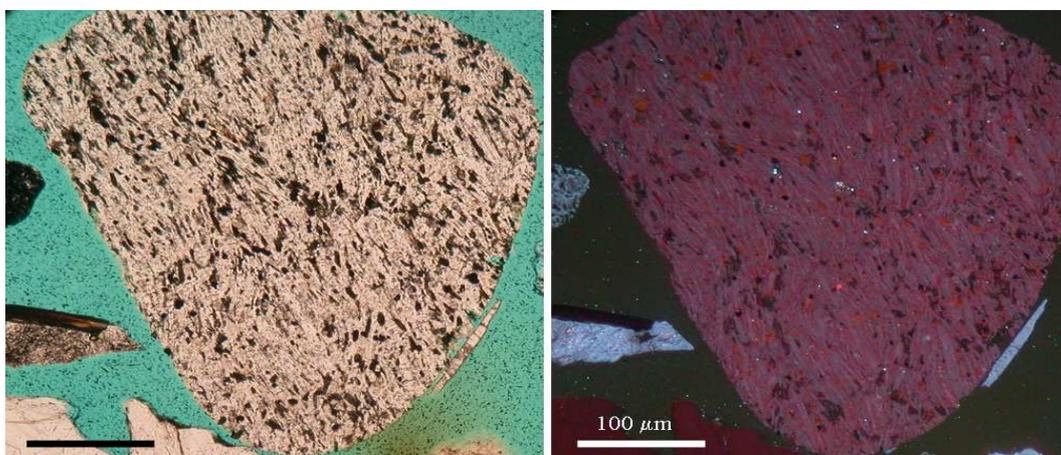


FIGURE D.5: Trachyte (laisse de crue 2003, Montrond) : Noter l'alignement des cristaux de feldspath, caractéristique des roches alcalines différenciées

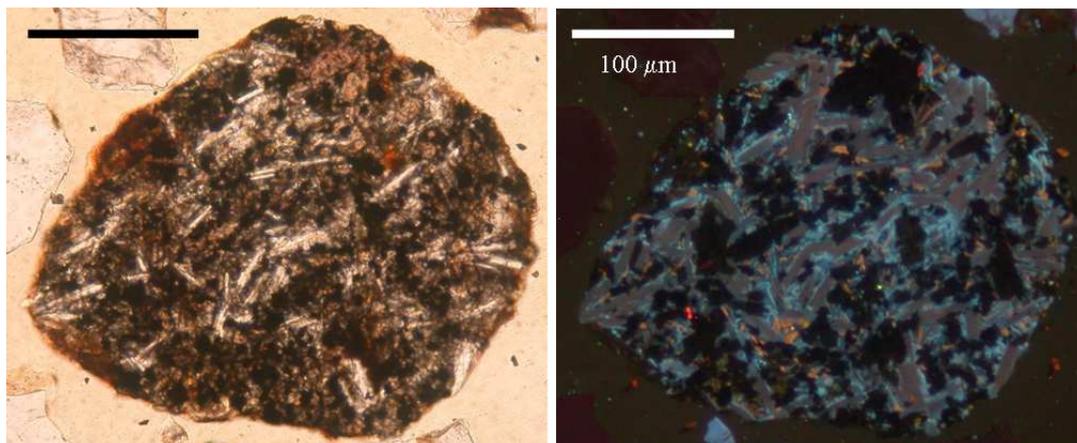


FIGURE D.6: Basalte (laisse de crue 2003, Marclopt). NB : le feldspath est ici en microcristaux zonés, à coeur de plagioclase et bordure potassique ; les apatites ont une luminescence orangée, plus terne que celle des apatites granitiques ; les microcristaux non luminescents sont pour l'essentiel des clinopyroxènes.

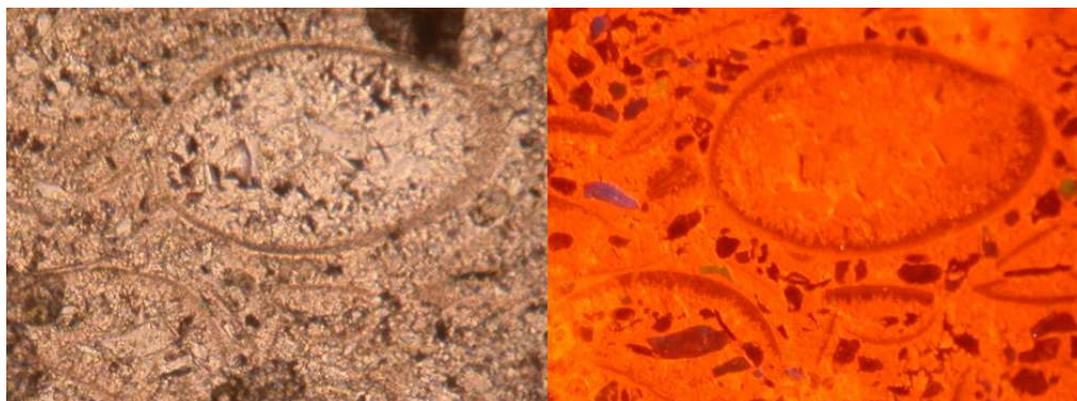


FIGURE D.7: Calcaire bioclastique (Miocène sup, Craintilleux)

## Annexe E

# Liste des données utilisées

---

Tableau E.1: Liste des données utilisées et leurs sources.

Donnée	Source
Tracé de 1849	Carte historique (Mimoun, 2007)
Tracé de 1946, 1991 et 2004	Photos aériennes IGN
Photos aériennes de 2001 et 2006	IGN
Largeur du lit en 1870, 1946, 1980, 2001	Mesures sur les photos aériennes
Carte géologique simplifiée de la plaine du Forez	Le Griel (1987)
Débits à Montrond-les-Bains entre 1986 et 2006	Banque hydro
Lignes d'eau d'étiage à Montrond-les-Bains	DREAL Centre
Courbe de tarage à Feurs	DREAL centre
Cote du fond du lit entre Rivas et Balbigny	Modèle SOGREAH (1996)
Granulométrie des grains équipés de pit tags	Mesure in-situ par la méthode de Wolman (1954)
Hydrogramme de la crue de 2008 à Montrond-les-Bains	Banque hydro
Carte géologique de la plaine du Forez	Géoportail
Résistance à la traction de la marne ( $\sigma_t$ )	Valeurs issues de la littérature (Hoek, 2001)



# Bibliographie

- [1] ABDALLAH, M., VAZQUEZ, J., MOSE, R., AND ZOAETER, M. Modélisation mathématique et simulation numérique de l'écoulement de l'eau à surface libre sur une pente à fond mobile. *journal de physique IV 124* (2005), 269–274.
- [2] ABDALLAH, M., VAZQUEZ, J., MOSE, R., AND ZOAETER, M. Traitement des conditions aux limites intérieures et extérieures pour la simulation numérique unidimensionnelle de l'écoulement de l'eau dans les canaux à surface libre. *journal de physique IV 124* (2005), 207–212.
- [3] ALLEN, J. *Principles of physical sedimentology*. Unwin-Hyman, London, 1985.
- [4] ALLIGNOL, F. *Analyse spatiale et aide à la décision pour la recherche de gisements alluvionnaires-application à la Loire Supérieure(42-France)*. PhD thesis, Université Jean Monnet, 1997.
- [5] ANNANDALE, G. Erodibility. *Journal of Hydraulic Research 333* (1995), 471–494.
- [6] ASHIDA, K., AND MICHIUE, M. Study on hydraulic resistance and bedload transport rate in alluvial streams. *Japan Society of Civil Engineering 206*.
- [7] ATALLA, M. Description, classification and testing of calcareous rock similar soils. *Proceedings of the geotechnical engineering hard soils soft rocks* (1993), 21–27.
- [8] BALAYN, P. *Contribution à la modélisation numérique de l'évolution morphologique des cours d'eau aménagés lors de crues*. PhD thesis, Université Claude Bernard Lyon, 2001.
- [9] BASARIR, H., AND KARPUZ., C. A rippability classification system for marls in lignite mines. *Engineering geology 74* (2004), 303–318.
- [10] BASU, A. Petrology of holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks : implications to paleoclimatic interpretation. *J. Sed. Petrol. 46* (1976), 694–709.

- [11] BASU, A. Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. *Provenance of Arenites, Reidel Publication, Dordrecht* (1985), 1–18.
- [12] BATHIA, M. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* 91 (1983), 611–627.
- [13] BELLEUDY, P. Simulation numérique du dépôt sédimentaire en granulométrie étendue : reproduction et analyse d'un essai de laboratoire. *journal of hydraulic research* 38 (2000), 417–425.
- [14] BERMUDEZ, A., AND VAZQUEZ, E. Upwind methods for hyperbolic conservation laws with source terms. *computers fluids* 23 (1997), 1049–1071.
- [15] BHAGAT, R. Mode I fracture toughness of coal. *International journal of mining engineering* (1985).
- [16] BONIN, S. *La Loire-milieu, outil du développement durable*. Edition Quae, 2008, pp. 281–294.
- [17] BRANDT, S. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40 (2000), 375–401.
- [18] BRAVARD, J., AND PETIT, F. *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial*. Armand Colin, 1997.
- [19] BRIDGE, J. Hydraulic interpretation of grain-size distributions using a physical model for bedload transport. *J. Sed. Petrol.* 51 (1981), 1109–1124.
- [20] BRIDGE, J., AND BENNETT, S. A model for the entrainment and transport of sediment grains of mixed sizes, shapes and densities. *Water Resources Research* 28 (1992), 337–363.
- [21] BRIVOIS, O. *Contribution à la modélisation de l'érosion de fortes pentes par un écoulement turbulent diphasique*. PhD thesis, Université de la Méditerranée Aix-Marseille II, Mai 2005.
- [22] CHAFCHAFI, A. *Méthodes morphostructurales : application à la connaissance du socle du Velay (région de Monistrol-sur-Loire)*. PhD thesis, Université de Saint Etienne, 1994.
- [23] CONDIE, K. Chemical composition and evolution of the upper continental crust : contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* 104 (1993), 1–37.

- [24] CRAVE, A., AND DAVY, P. A stochastic ‘precipiton’ model for simulating erosion/sedimentation dynamics. *Computers and Geosciences* 27 (2001), 815–827.
- [25] CRÉPET, F. *L’artificialisation des écoulements : application au bassin de l’Allier et de la Loire amont*. PhD thesis, Université de Cergy-Pontoise, 1997.
- [26] CULLERS, R. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of pennsylvanian-permian age from uplifted continental blocks in colorado to platform sediments in kansas, usa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58 (1994), 4955–4972.
- [27] CULLERS, R. The controls on the major- and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of ordovician to tertiary age in the wet mountain region, colorado, u.s.a. *Chem. Geol.* 123 (1995), 107–131.
- [28] CULLERS, R. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of pennsylvanian-permian age, colorado, usa : implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51 (2005), 181–203.
- [29] CUNGE, J., HOLLY, F., AND VERWEY, A. *Practical aspects of computational river hydraulics*. Pitman Publishing Ltd. London, 1980.
- [30] CURTIS, C., AND DOUGLAS, I. Catchment processes and the quantity and composition of sediment delivered to terminal basins. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 344 (1993), 5–20.
- [31] DAVIES, D., AND ETHRIDGE, F. Sandstone composition and depositional environment. *AAPG Bull.* 59 (1975), 239–264.
- [32] DE LINARÈS, M. *Modélisation numérique bidimensionnelle du transport solide et de la dynamique fluviale*. PhD thesis, Université Joseph Fourier Grenoble, 2007.
- [33] DE VRIES, M. Considerations about non-steady bed-load transport in open-channels. In *11, congress, IAHR* (1965), vol. 3.
- [34] DICKENSON, S., AND BAILLIE, M. Predicting scour in weak rock of the oregon coast range. Tech. rep., Oregon Department of Transportation Research Group, 1999.
- [35] DICKINSON, W. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.* 40 (1970).

- [36] DICKINSON, W. *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. Reidel Publ., In : G.G. Zuffa, Editors, Dordrecht, 1985, ch. Provenance of Arenites, pp. 333–361.
- [37] DICKINSON, W. *Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins*.
- [38] DILL, H. A review of heavy minerals in clastic sediments with case studies from the alluvial-fan through the nearshore-marine environment. *Earth Science Reviews* 45 (1998), 103–132.
- [39] EGIAZAROFF, I. V. Calculation of non-uniform sediment concentrations. *Journal of Hydraulic Engineering* 91 (1965), 225–248.
- [40] ENGELUND, F., AND HANSEN, E. *A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Stream*. Teknisk Forlag, 1967.
- [41] ETHRIDGE, F. Petrology, transport and environment in isochronous upper devonian sandstone and siltstone units, new york. *J. Sed. Petrol.* 47 (1977), 53–65.
- [42] EXNER, F. Zur physik der dünen. *Akad. Wiss. Wien Math. Naturwiss. Klasse* 129 (1920), 929–952.
- [43] FLOYD, P., AND LEVERIDGE, B. Tectonic environment of the devonian gramscatho basin, south cornwall : framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. London* 144 (1987), 531–542.
- [44] FOLK, R. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publ. Co., Austin, 1980.
- [45] GAEUMAN, D., SCHMIDT, J., AND WILCOCK, P. Complex channel response to changes in stream flow and sediment supply on the lower duchesne river, utah. *Geomorphology* 64 (2006), 185–206.
- [46] GAILLARDET, J., B., D., ALLÈGRE, C., AND NEGREL, P. Chemical and physical denudation in the amazon river basin. *Chem. Geol.* 142 (1997), 141–173.
- [47] GALEHOUSE, J. *Point counting*. R.E. Carver, Editors, Wiley-Interscience, New York, 1971, ch. Procedures in Sedimentary Petrology, pp. 385–407.
- [48] GARCIA, D. Exploitation de la variabilité géochimique dans les systèmes hydrothermaux, granitiques et silicoclastiques.

- [49] GARCIA, D., COELHO, J., AND PERRIN, M. Fractionation between tio<sub>2</sub> and zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (northern portugal). *Eur. J. Min.* 3 (1991), 401–414.
- [50] GARCIA, D., FONTEILLES, M., AND MOUTTE, J. Sedimentary fractionations between al, ti and zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *J. Geol.* 102 (1994), 411–422.
- [51] GARCIA, D., JOSEPH, P., MARÉCHAL, B., AND MOUTTE, J. *Patterns of geochemical variability in relation to turbidite facies in the Grès d’Annot Formation*. The geological society of London, 2004.
- [52] GARCIA, D., PASCAL, M., AND ROUX, J. Hydrothermal replacement of feldspars in igneous enclaves of the velay granite and the genesis of myrmekites. *Eur. J. Min.* 8 (1996), 703–717.
- [53] GARCIA, D., RAVENNE, C., M. B., AND MOUTTE, J. Geochemical variability induced by entrainment sorting : quantified signals for provenance analysis. *Sed. Geol.* 171 (2004), 113–128.
- [54] GARCIA-NAVARRO, P., AND SAVIRON, J. McCormack’s method for the numerical simulation of one-dimensional discontinuous unsteady open channel flow. *journal of hydraulic research* 30 (1992), 95–105.
- [55] GILVEAR, D., CECIL, J., AND PARSONS, H. Channel change and vegetation diversity on a low angle alluvial fan, river feshie, scotland. *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater Ecosystems* 10 (2000), 53–71.
- [56] GIRAUDI, A., CARDU, M., AND KECOJEVIC, V.
- [57] GUNSALLUS, K., AND KULHAWY, F. A comparative evaluation of rock strength measures. *International journal of Mechanics* 21 (1997), 233–248.
- [58] HICKIN, E., AND NANSON, G. The character of channel migration on the beatton river,northeast british columbia, canada. *Geological Society of American Bulletin* 86 (1975), 487–494.
- [59] HIRANO, M. On riverbed variation with armoring. In *Japan Society of Civil Engineering* (1971).
- [60] HOEK, E. Strength of rock and rock masses. *ISRM News Journal* 2 (1994), 4–16.

- [61] HOEK, E. *Rock mass properties for underground mines*. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, 2001.
- [62] HOEK, E., AND BROWN, E. Empirical strength criterion for rock masses. *J Geotech Eng Div ASCE 106* (1980), 1013–1035.
- [63] HOEK, E., KAISER, P., AND BAWDEN, W. *Support of underground excavations in hard rock*. 1995.
- [64] HOEK, E., MARINOS, P., AND BENISSI, M. Applicability of the geological strength index (gsi) classification for very weak and sheared rock masses. the case of the athens schist formation. *Bull. Engg. Geol. Env 57* (1998), 151–160.
- [65] HOLLY, F. M., AND RAHUEL, J. New numerical/physical framework for mobilebed modeling. *Journal of Hydraulic Research 28* (1990), 545–564.
- [66] HOOKE, J. Changes in meander morphology. *Gardiner V. (Ed) : International Geomorphology*, 591–609.
- [67] HOOKE, J. River meander behaviour and instability : a framework for analysis. *Transactions of the Institute of British Geographers 28* (2003), 238–253.
- [68] HOWARD, A., DIETRICH, W., AND SEIDL, M. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geophys. Res. 99 (B7) 13* (1994), 971–986.
- [69] HOWARD, A., AND KERBY, G. Channel changes in badlands. *GSA Bull. 94* (1983), 739–752.
- [70] HYDRATEC. Etude complémentaire au diagnostic du sage loire en rhônes-alpes. plan d’actions pour limiter le dysfonctionnement géomorphologique du fleuve loire. Tech. rep., 2008.
- [71] INGÉNIERIE, S., AND AQUASCOP. Étude géomorphologique de la loire dans le département de la loire - caractéristiques et dynamique des milieux naturels. Tech. rep., Ministère de l’Environnement, département de la Loire, UNICEM, 1996.
- [72] JONHSTON, I. *Soft rock engineering*. Oxford : Pergamon, 1993.
- [73] KAHRAMAN, S., BALCI, C., YAZICI, S., AND BILGIN, N. Prediction of the penetration rate of rotary blast hole drills using a new drillability index. *Int. J. Rock Mech and Min. Sc. 37* (2000), 729–743.
- [74] KLEIN, S. An approach to the classification of weak rock for tunnel projects. In *Retc Proceedings* (2001), pp. 793–805.

- [75] KONDOLF, G., PIÉGAY, H., AND LANDON, N. Chanel response to increased and decreased bedload supply from land use change : contrasts between two catchments. *Geomorphology* 45 (2002), 35–51.
- [76] KULHAWY, F. H., AND PHOON, K. *Drilled shaft side resistance in clay soil to rock. design and performance of deep foundations : piles and piers in soil and soft rock (GSP 38)*. P.P. Nelson , T.D. Smith and E.C. Clukey, ASCE, New York, 1993.
- [77] LAGUE, D. *Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelle de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique*. PhD thesis, Université de Rennes 1, 2001.
- [78] LANE, E. W. The importance of fluvial morphology in river hydraulic engineering. In *Proceedings of the American Society of Civil Engineers* (1955), vol. 81, pp. 1–17.
- [79] LARONNE, J., AND SHLOMI, Y. Depositional character and preservation potential of coarse-grained sediments deposited by flood events in hyper-arid braided channels in the rift valley, arava, israel. *Sedimentary geology* 195 (2007), 21–37.
- [80] LE GRIEL, A. *Géologie et relief de la plaine du Forez*. pp. 139–188.
- [81] LIÉBAULT, F. *Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massif du Dios et des Baronies)*. PhD thesis, Université de Lyon 2, 2003.
- [82] LIÉBAULT, F., RECKING, A., AND FREY, P. Transport solide par charriage et régimes morphologiques : observations en conditions naturelles. In *Transports solides et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains (SHF)* (2007).
- [83] LOPEZ, S. *Modélisation de réservoirs chenalisés méandriformes*. PhD thesis, Ecole des Mines de Paris, Juin 2003.
- [84] MARÉCHAL, B. *Caractérisation et interprétation de la variabilité chimique et minéralogique des grès réservoirs. Implications pour la modélisation numérique de la diagénèse minérale des grès du Ravenscar group (Yorkshire, UK)*. PhD thesis.
- [85] MAURY, R., BROUSSE, R., VILLEMANT, B., JORON, J., JAFFREZIC, H., AND TREUIL, M. Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la chaîne des puys (massif central, france). *I. Pétrologie. Bull. Minéral.* 103 (1980), 250–266.

- [86] MEYER-PETER, R., AND MÜLLER, R. Formulas for bedload transport. In *2nd meeting international association of hydraulic research, Stockholm* (1948), pp. 39–64.
- [87] MICHELI, E., KIRCHNER, J., AND LARSEN, E. Quantifying the effect of riparian forest versus agricultural vegetation on river meander migration rates, central sacramento river, california, usa. *River Research and Applications* 20 (2004), 537–548.
- [88] MIMOUN, D. *Spatialisation de l'information : une aide à l'analyse hydraulique et paysagère développée lors de la réhabilitation des sites post-industriels -cas des réaménagements de gravières en eau en milieu alluvionnaire*. PhD thesis, Ecole des Mines de St Etienne, 2004.
- [89] MIMOUN, D., TOMBOZAFY, M., DECHOMETS, R., AND GRAILLOT, D. *Evolution de l'enfoncement du lit mineur de la Loire amont (entre Grangent et Balbigny)*. Rapport Final, 2007.
- [90] MOMBER, A. Wear of rocks by water flow. *International journal of rock mechanics and mining sciences* 41 (2004), 51–68.
- [91] MOMBER, A., MOHAN, R., AND KOVACEVIC, R. On-line analysis of hydro-abrasive erosion of pre-cracked materials by acoustic emission. *Theoretical and Applied Fracture Mechanics* 31 (1999), 1–17.
- [92] MONTEL, J., AND ABDELGHAFAR, R. *Les granites tardimigmatitiques du Velay (Massif Central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques.*, vol. 1. Géologie de la France, 1993.
- [93] MORRIS, P. H., AND WILLIAMS, D. Relative celerities of mobile bed flows with finite solids concentrations. *Journal of Hydraulic Engineering* 122 (1996), 311–315.
- [94] MOUGEOT, R., RESPAUT, J., LEDRU, P., AND MARIGNAC, C. U-pb chronology on accessory minerals of the velay anatectic dome (french massif central). *Eur. J. Min.* 9 (1997), 141–156.
- [95] NAVRATIL, O. *Débit de pleins bords et géométrie hydraulique : une description synthétique de la morphologie des cours d'eau pour relier le bassin versant et les habitats aquatiques*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble, 2005.

- [96] NICKMANN, M., SPAUN, G., AND THURO, K. Engineering geological classification of weak rocks. In *Proceedings of the 10th IAEG International Congress* (2006).
- [97] PAQUIER, A., AND KHODASHENAS, S. Deformation d'un lit de rivière calculée à partir de la contrainte de cisaillement. *Journal of hydraulic research* 40 (2002), 603–609.
- [98] PARKER, G. *Extension of 1D model to include bank erosion and floodplain deposition*. NCED, 2004.
- [99] PETTIJOHN, F., POTTER, P., AND SIEVER, R. *Sand and sandstones*. Springer Verlag, Berlin, 1972.
- [100] PIÉGAY, H., BARGE, O., BRAVARD, J.-P., LANDON, N., AND PEIRY, J.-L. Comment délimiter l'espace de liberté des rivières. In *L'homme, l'eau et la nature. Colloque de la Société Hydrotechnique de France* (1996).
- [101] PREISSMAN, A. Propagation des intumescences dans les canaux et rivières. *First Congress of the French Association for Computation, Grenoble, France*. (1961).
- [102] RAHUEL, J. *Modélisation de l'évolution du lit des rivières alluvionnaires à granulométrie étendue*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble, 1988.
- [103] ROE, P. Approximate riemann solvers, parameter vectors, and difference schemes. *journal of computational physics* 135 (1997), 250–258.
- [104] ROLLET, A.-J. *Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse vallée de l'Ain*. PhD thesis, Université Jean Moulin Lyon 3, 2007.
- [105] ROSER, B., AND KORSCH, R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones : a discussion. *J. Geol.* 93 (1985), 81–84.
- [106] ROSER, B., AND KORSCH, R. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio. *J. Geol.* 94 (1986), 635–650.
- [107] SABATIER, H. Vaugnerites : special lamprophyre-derived mafic enclaves in some hercynian granites from western and central europe. *Elsevier* 13, 63–81.
- [108] SAVARY, C. *Transcritical transient flow over mobile beds Boundary conditions treatment in a two-layer shallow-water model*. PhD thesis, Université Catholique de Louvain, 2007.

- [109] SEAR, D., AND ARCHER, D. Effects of gravel extraction on stability of gravel-bed rivers : The wooler water, northumberland, uk. *Water Resources Publications, LLC* (1998), 415–432.
- [110] SINGER, M., AND DUNNE, T. Modelling decadal bed material sediment based on stochastic hydrology. *Water Resources Research* 40 (2004), 1–14.
- [111] SKLAR, L., AND DIETRICH, W. River longitudinal profiles and bedrock incision models : Stream power and the influence of sediment supply. *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 107 (1998), 237–260.
- [112] SKLAR, L., AND DIETRICH, W. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geological Society of America* 29 (2001), 1087–1090.
- [113] SKLAR, L., AND DIETRICH, W. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *water resources research* 40 (2004), 1–21.
- [114] SKLAR, L., AND DIETRICH, W. The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope : Implications of the saltation-abrasion incision model. *Geomorphology* 82 (2006), 58–83.
- [115] SLINGERLAND, R. The effects of entrainment on the hydraulic equivalence relationships of light and heavy minerals in sands. *J. Sed. Petrol.* 47 (1977), 753–770.
- [116] SONI, J., GARDE, R., AND RANGA RAJU, G. Aggradation in streams due to overloading. *journal of the hydraulics division* 106 (1980), 117–132.
- [117] TOMBOZAFY, M., AOUFI, A., GARCIA, D., MIMOUN, D., GRILLOT, D., AND BATTON-HUBERT, M. Novel combined approach for bedrock analysis : geochemistry and hydraulic modelling. loire river application (france). In *Geo-environment and landscape evolution* (2008).
- [118] TORRES, W. F. J., AND JAIN, S. Aggradation and degradation of alluvial-channel beds. Tech. rep., Iowa Institute of hydraulic research, 1984.
- [119] VAN RIJN, L. Sediment pick-up functions. *Journal of Hydraulic Engineering* 110 (1984), 1494–1502.
- [120] VITEL, G., GARCIA, D., TURLAND, M., GONORD, H., ETLICHER, B., AND CHAFCHAFI, A. *Notice explicative, Carte géol France (1/50 000), feuille Monistrol-sur-Loire (768)*. BRGM orléans, 2000.

- [121] VUJEC, S., PERIC, B., AND KOVACEVIC, B. Development of raw materials. exploitation for the cement production in the open pits partizan and prvoborac of the bdalmacija cement company. *Rudarsko geoloSko naftni zbornik 2* (1990), 83–91.
- [122] WELTJE, G. Quantitative analysis of detrital modes : statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth Science Review 57* (2002), 211–253.
- [123] WELTJE, G. A quantitative approach to capturing the compositional variability of modern sands. *Sediment Geology 171* (2004), 59–77.
- [124] WELTJE, G., AND VON EYNATTEN, H. Quantitative provenance analysis of sediments : review and outlook. *Sediment Geology 171* (2004), 1–11.
- [125] WHIPPLE, K., HANCOCK, G., AND ANDERSON, R. River incision into bedrock : Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *GSA bulletin 112* (2000), 490–503.
- [126] WHIPPLE, K., AND TUCKER, G. Dynamics of the stream-power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research 17* (1999), 661–674.
- [127] WHIPPLE, K., AND TUCKER, G. Implications of sediment-flux-dependant river incision models for landscape evolution. *Journal of geophysical research 107* (2002), 1–19.
- [128] WHITTAKER, B., SINGH, R., AND SUN, G. Rock fracture mechanics : principles, design and applications. *Elsevier* (1992).
- [129] WILLIAMS, G., AND WOLMAN, G. Downstream effects of dams on alluvial rivers. *USGS circular 781* (1984).
- [130] WU, W., WANG, S., AND JIA, Y. Nonuniform sediment transport in alluvial rivers. *Journal of Hydraulic Research 38* (2000), 427–434.
- [131] YAVUZ, M., IPHAR, M., AKSOY, M., AND ONCE, G. Evaluation of floor heaving in galleries by numerical analysis. *Application of Computers and Operations Research in the Minerals Industries* (2003), 185–190.